

Österreichische Akademie der Wissenschaften
Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen
Band 7

Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie
der mittleren Kreide Zentral-Europas

Contributions to the Stratigraphy and
Paleogeography of the Middle Cretaceous
in Central Europe

Ergebnisse der Mitteleuropäischen Gruppe
im Projekt 73/I/58-Mid Cretaceous Events

Schriftleitung:
Heinz A. Kollmann



In Kommission bei

Springer-Verlag



Wien New York

1985

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt.

Die dadurch begründeten Rechte, insbesondere die der Übersetzung, des Nachdruckes, der Entnahme von Abbildungen, der Funksendung, der Wiedergabe auf photomechanischem oder ähnlichem Wege und der Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen, bleiben, auch bei nur auszugsweiser Verwertung, vorbehalten.

© 1985 by Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien

Fotosatz und Druck: R. Spies & Co., 1050 Wien

Printed in Austria

ISSN 0171-2225

ISBN 3-211-86520-9 Springer-Verlag Wien New York

ISBN 0-387-86520-9 Springer-Verlag New York Wien

Inhalt/Contents

KOLLMANN, H. A.: Vorwort	5
KOLLMANN, H. A.: Geographische Lage der Profile	7
KOLLMANN, H. A.: Profildarstellung.	9
LUPU, Denisa: Biostratigraphie und Faziesentwicklungen der Mittel- und Ober-Kreide des Apuseni Gebirges (Rumänien)	15
Biostratigraphy and facies development of the Middle and Upper Cretaceous of the Apuseni Mountains (Rumania)	15
MARCINOWSKI, Ryszard & WALASZCZYK, Ireneusz: Mittelkretazische Ablagerungen und Biostratigraphie des Profils von Annapol, Zentrales Polnisches Hochland .	27
Middle Cretaceous deposits and biostratigraphy of the Annapol section, Central Polish Uplands	27
GAŠPARIKOVA, Viera & SALAJ, Joseph: Mikro-Biostratigraphie des Alb und Cenoman der Manin-Decke im Gebiet Beluské Slatiny – Slopna auf der Grundlage von Foraminiferen und Nannofossilien	43
Albian and Cenomanian microbiostratigraphy of the Manin Belt on the basis of foraminifera and nannofossils in the Beluské Slatiny – Slopna area .	43
CSÁSZÁR, Géza: Übersicht der Basis und Referenzprofile der Mittelkreide Ungarns A review of the Hungarian Middle Cretaceous key and reference sections	67 67
BODROGI, Ilona: Die stratigraphische Untergliederung der Péntzeskuter Mergel-Forma- tion mit Hilfe von Foraminiferen	93
The stratigraphic analysis of the Péntzeskut Marl based on Foraminifera . . .	93
CZABALY, Lenke: Die paläoökologische, biostratigraphische und paläogeographische Auswertung der Mollusken-Fauna der Zirc-Kalkformation	119
Paleoecological, biostratigraphic and paleogeographic analysis of the mollusc fauna of the Zirc Limestone Formation	119
HORVÁTH, Anna: Ammoniten-Stratigraphie der Péntzeskut Mergel-Formation	149
Ammonite stratigraphy of the Péntzeskut Marl Formation	149
CSÁSZÁR, Géza: Paläogeographischer und entwicklungsgeschichtlicher Abriss der Mit- telkreide des Transdanubischen Mittelgebirges an Hand von Basis- und Referenz- profilen.	173
Middle Cretaceous paleogeography and evolutionary history sketch of the Trans- danubian Central Range in the light of key and reference sections .	173

FUCHS, Reinhard, WESSELY, Godfrid und SCHREIBER, Otto S.: Die Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes am Südsporn der Böhmisches Masse	193
The Middle and Upper Cretaceous underlying the Molasse along the Southern extension of the Bohemian Massif	193
WEIDICH, Konrad F.: Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman-Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen	221
Stratigraphy of the Branderfleck Formation (Lower Cenomanian to Lower Campanian) in the Bavarian Calcareous Alps	221
FÖRSTER, Reinhard, MEYER, Rolf und RISCH, Hans: Das Alter der Eibrunner Mergel im Autobahneinschnitt am Benberg nördlich Regensburg, NE-Bayern	263
The age of the Eibrunn Marls exposed in the highway cut at the Benberg, north of Regensburg, NE Bavaria	263
GEBHARD, Gunter: Kondensiertes Apt und Alb im Helvetikum (Allgäu und Vorarlberg) – Biostratigraphie und Fauneninhalt	271
Condensated Aptian and Albian strata in the Helvetic zone (Allgäu und Vorarlberg).	271
KAEVER, Matthias & BECKER, Lorenz, B. F.: Die Bohrung Heidental 4/79, ein Referenzprofil der Mittleren Kreide, in der Kernzone des Osnings bei Detmold, Lippisches Bergland	287
The borehole Heidental 4/79, a reference section of the Middle Cretaceous in the central zone of the Osnung near Detmold, Lippisches Bergland	287
KAEVER, Matthias & HISS, Martin: Referenzprofile aus dem transgressiven Cenoman am Südrand der Münsterschen Kreidebucht zwischen Unna und dem Möhnesee	297
Reference sections of the transgressive Cenomanian at the South border of the Muenster Cretaceous basin	297
KAPLAN, Ulrich, KELLER, Siegfried & WIEDMANN, Jost: Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des norddeutschen Cenoman	307
Ammonite and Inoceramid Zonation of the North German Cenomanian	307
KAEVER, Matthias: Referenzprofile des Cenoman und Unterturon im südlichen Ruhrgebiet	349
Reference sections of the Cenomanian and Lower Turonian of the southern Ruhr district	349
KAEVER, Matthias & JORDAN, H.: Referenzprofile des Alb und tiefen Cenoman im nördlichen Ruhrgebiet	359
Reference sections of the Albian and Lower Cenomanian in the northern Ruhr district	359

Vorwort

Die Mittelkreide war eine Zeit, in der tektonische Ereignisse von großem Ausmaß die Erdoberfläche veränderten. Um den Ablauf dieser Ereignisse vergleichen zu können, benötigen wir eine möglichst detaillierte stratigraphische Gliederung der Gesteinsserien verschiedener tektonischer Zonen der Erde. Dies wurde bereits in den ersten Sitzungen des von R. REYMENT geleiteten IGCP-UNESCO-Projektes „Mid Cretaceous Events“ betont. In der Folge sind auch zwei Sammelwerke erschienen, die den heutigen Kenntnisstand über die Mittelkreide geographisch weit gestreuter Gebiete vermitteln. Der Begriff der „Mittleren Kreide“, der ja auch in chronostratigraphischer Hinsicht nicht formell aufzufassen ist, wurde dabei mit Absicht nicht genau definiert, sollte aber vor allem den Zeitraum Albien–Coniacien umfassen.

Im zentralen Europa treffen, bedingt durch die alpine Gebirgsbildung, auf engem Raum, mehrere tektonische Einheiten zusammen, die Sedimente der Mittelkreide aufweisen. Um ein möglichst einheitliches Schema für die Untergliederung dieser Gesteinsserien zu erlangen, wurde in einer Sitzung der „Project Working Group“ im Jahr 1975 in Uppsala die Bildung einer Mitteleuropäischen Regional-Gruppe vorgeschlagen. Wie bei der Definition der Mittelkreide wurde davon abgesehen, Mitteleuropa genau abzugrenzen.

In einer späteren Sitzung in Prag wurden die Arbeitsziele weiter präzisiert. Als wesentlicher Punkt wurde festgelegt, daß die biostratigraphische Untergliederung von lithostratigraphischen Profilen auszugehen hat, für die Richtlinien ausgearbeitet wurden. Dabei war zu berücksichtigen, daß bisher nur ein Bruchteil der Gesteinsfolgen der in Frage kommenden Gebiete derart beschrieben war. Der „International Stratigraphical Guide“ und Richtlinien mehrerer Länder sehen dagegen eine vollständige Untergliederung der Schichtfolgen in lithostratigraphische Einheiten vor, die durch Typprofile zu definieren wären.

Dieses System hat zweifellos Nachteile. Es bietet aber auch die Möglichkeit, tatsächlich beobachtbare Gesteinseinheiten festzulegen. Diese erlauben anhand der profilmäßig erfaßten Fossilien eine jederzeit nachvollziehbare biostratigraphische Untergliederung, die weiterhin für die chronostratigraphische Zuordnung zu verwenden ist. Ziel dieses Bandes ist also nicht ausschließlich eine synthetische Darstellung der Kreideablagerungen, sondern auch die Dokumentation und Interpretation von typischen Profilen der Mittelkreide des zentralen Europa. Die Tätigkeit der Arbeitsgruppe ist zweifellos nur ein Anfang. Wir glauben aber, daß damit der einzig mögliche

Weg eingeschlagen wurde, geologische Abläufe über tektonische Grenzen hinweg zu vergleichen.

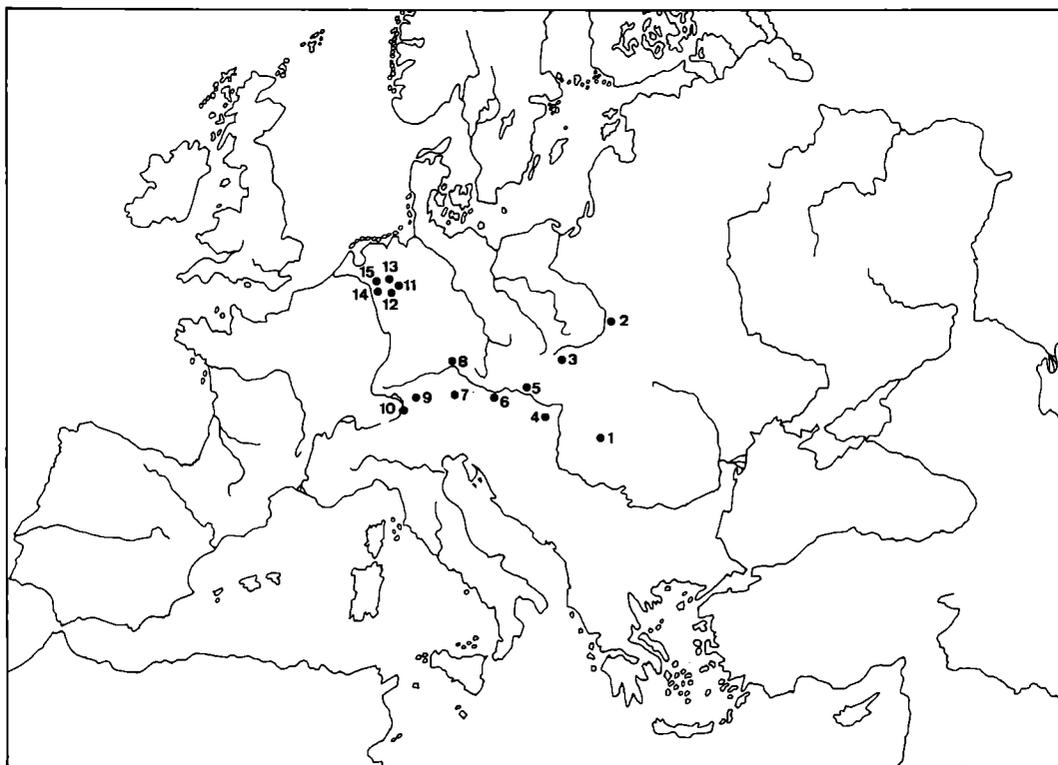
Dem Österreichischen Nationalkomitee für das Internationale Geologische Korrelationsprogramm und vor allem seinem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. H. ZAPFE, möchte ich für die zahlreichen Unterstützungen danken, ohne die die Arbeit am Projekt und die Fertigstellung des vorliegenden Bandes nicht möglich gewesen wären. Mein Dank gilt auch der Österreichischen Akademie der Wissenschaften für die Herausgabe dieser Publikation.

H. A. KOLLMANN

Geographische Lage der Profile

Die Lage der Profile wird in Abb. 1 gezeigt. Diese befinden sich in Rumänien, Ungarn, der ČSSR, Polen, Österreich und der Bundesrepublik Deutschland. Den Nummern auf der Karte entsprechen folgende Beiträge:

1. Apuseni-Gebirge, Rumänien (LUPU)
2. Annopol, Zentrales Polnisches Hochland (MARCINOWSKI & WALASZCZYK)
3. Belusske Slatiny-Slopná, Karpathen (GAŠPARIKOVA & SALAJ)
4. Transdanubisches Mittelgebirge, Paläogeographie der ungarischen Mittelkreide (CSÁSZÁR, BODROGI, CZABALAY, HORVÁTH)
5. Nördliche Klippenzone, Niederösterreich (FUCHS, WESSELY & SCHREIBER)
6. Molasse-Untergrund (FUCHS, WESSELY, SCHREIBER)
7. Branderfleck-Schichten, Bayerische Kalkalpen (WEIDICH)
8. Eibrunner Mergel Regensburg, Bayern (FÖRSTER, MAYER und RISCH)
9. Helvetikum Allgäu (GEBHARD)
10. Helvetikum Dornbirn (GEBHARD)
11. Osning bei Detmold (KAEVER & BECKER)
12. Südrand der Münsterschen Kreidebucht (KAEVER & HISS)
13. Westfälisches und niedersächsisches Cenoman (KAPLAN, KELLER, WIEDMANN)
14. Ruhrgebiet (KAEVER)
15. Nördliches Ruhrgebiet (KAEVER & JORDAN)



Profildarstellung

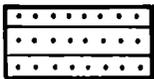
In der folgenden Legende werden die Signaturen erläutert, die in den Profilen verwendet wurden. Nur dort, wo eine abweichende Signatur nötig war, wird diese an den entsprechenden Stellen erklärt.

LEGENDE

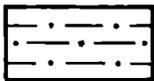
Kolonne II: Lithologie



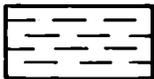
Erosions-Relief



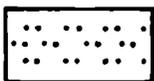
Sandstein



Sandiger Ton und toniger Sand



Ton



Silt

LEGEND

Lithology

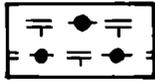
erosion relief

sandstone

sandy shale and shaly sand

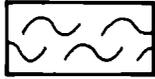
shale

silt



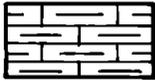
„Black shales“

black shales



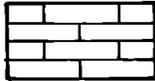
Mergel

calcareous shale



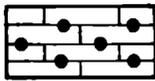
Kalkmergel

argillaceous limestone



Kalk

limestone



Knollenkalk

nodular limestone



Kalkknollen

limestone nodules



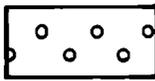
Chalk

chalk



Dolomit

dolomite



Konglomerat

conglomerate



Breccie

breccia



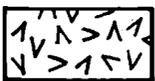
Vulkanische Breccie

volcanic breccia



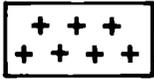
Vulkanische Asche, Tuff, Tuffit

volcanic ash, tuff, tuffite



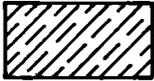
Basische Vulkanite

basic volcanites



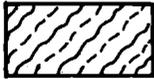
Saure Vulkanite

acid volcanites



Turbidit

turbidite



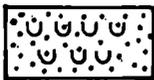
„chaotische“ Turbidite
(Wildflysch)

“chaotic” turbidites



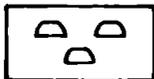
Lumachelle

lumachelle



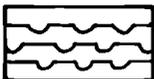
Bioherm

bioherm



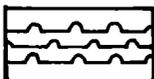
Biostrom

biostrom



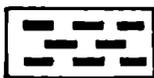
Diatomit

diatomite



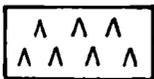
Radiolarit

radiolarite



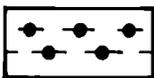
Kohle

coal



Evaporit

evaporite



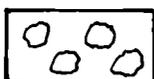
Bitumen-Gehalt

bitumen content



Hornstein

flint



Konkretion

concretion

Geologische Strukturen

 Erosions-Relief

 Winkel-Diskordanz

 Störung

Radiometrisches Alter

 Alter (in Millionen Jahre)

Übliche Abkürzungen für Schwerminerale

G Glaukonit

Gr Granat

Mn Mangan

Py Pyrit

S Siderit

Tu Turmalin

Geologic structures

erosion surface

angular disconformity

fault

Radiometric age

age (in Million years)

Abbreviations for heavy minerals

G glauconite

Gr garnet

Mn mangan

Py pyrite

S siderite

Tu tourmaline

Kolonne III: Organischer Inhalt

 Planktonische Foraminiferen

 Benthonische Foraminiferen

 Ostracoden

 Nannoplankton (kalkig)

 Sporomorpha

 Radiolarien

Organic Content

planktonic foraminifera

benthonic foraminifera

ostracodes

calcareous nannoplankton

sporomorphs

radiolaria

	Belemnites	belemnites
	Ammoniten	ammonites
	Rudisten	rudists
	Inoceramen	inoceramids
	andere Bivalven	other pelecypods
	Gastropoden	gastropods
	Echinodermen	echinoderms
	Schwämme	sponges
	Spongien-Nadeln	sponge spicules
	Korallen	corals
	Pflanzen	plants
	Wirbeltierknochen	vertebrate bones

Schlußfolgerungen Kolonne IV:

M	marin
MI	marin littoral und infralittoral
Mb	marin bathyal
Ma	marin abyssal
Ms	marin, Schelf
B	brackisch
Bo	brackisch oligohalin
Bm	brackisch mesohalin
L	limnisch

Conclusions

marine
marine – littoral and infralittoral
marine – bathyal
marine – abyssal
marine, shelf
brackish
brackish oligohaline
brackish mesohaline
fresh water

LI	limnisch littoral	fresh water, littoral
Ld	limnische Beckenfazies	fresh water, basin facies
F	fluviatil	fluviatil
T	terrestrisch	terrestrial

Kolonne V:

↑	obere Grenze der stratigraphischen Reichweite	upper limit of stratigraphic range
↓	untere Grenze	lower limit

Kolonne VII:

————	sichere Grenzen zwischen Biozonen	definite boundaries between biozones
- - - - -	unsichere Grenzen zwischen Biozonen	uncertain boundaries between biozones
- - ? - -	fragliche Grenzen	doubtful boundaries

Kolonne VIII:

↑	Transgressionsphase	transgressional phase
↓	Regressionsphase	regressional phase
≈	tektonische Bewegungen	tectonic movements
EU	Euxynische Phase	euxynic phase
≠	scharfer Faunenwechsel	abrupt faunal change
B	boreale Fauna	boreal fauna
T	tethysche Fauna	tethyan fauna

Biostratigraphie und Faziesentwicklungen der Mittel- und Oberkreide des Apuseni-Gebirges

Biostratigraphy and facies development of the Middle and Upper Cretaceous of the Apuseni Mountains (Rumania)

Von D. LUPU*)

Mit 7 Abbildungen

Zusammenfassung. In den rumänischen Karpaten waren die tektonischen Phasen der Kreide im Apuseni-Gebirge von größter Wirkung. In dieser Arbeit wird versucht, die wichtigsten Stadien dieser tektonischen Entwicklung zu rekonstruieren, obwohl Faunen eher selten sind und nur eine geringe Zahl von Arten feinstratigraphisch verwertbar ist.

Die geologische Geschichte des nördlichen und des südlichen Apuseni-Gebirges ist verschieden: Im nördlichen Apuseni-Gebirge war die mittelkretazische Phase wenig wirksam. Die Deckenstrukturen wurden in der vorgosauischen Phase angelegt. Im südlichen Apuseni-Gebirge wurden die wichtigsten tektonischen Strukturen dagegen in der Mittelkreide gebildet. Für eine vorgosauische tektonische Phase sind keine direkten Nachweise vorhanden. Indirekt spricht jedoch die Transgression des Gosau-Zyklus dafür.

In beiden Einheiten hat die Laramische Phase die tektonische Struktur vollendet.

Summary. In the Rumanian Carpathians, the Cretaceous tectonic phases have been most active in the Apuseni Mountains. This paper is the attempt to reconstruct the main stages of the tectonic evolution in spite of rather scarce faunas and only a small number of species of narrow biostratigraphic ranges.

The geologic history of the North and South Apuseni Mountains is a different one. In the North Apuseni Mountains the Middle Cretaceous tectonic phase has been not too active. The nappe structure is established in the Pre-gosauic tectonic phase. In the South Apuseni Mountains the main tectonic structures are formed by the Middle Cretaceous tectonic phase. No direct evidence is available for the Pre-gosauic tectonic phase. An indirect evidence for tectonic movements is the transgression of the Gosau cycle.

In both units of the Apuseni Mountains the tectonic structures are overprinted by the Laramic phase.

*) Adresse: Dr. DENISA LUPU, Institutul de Geologie si Geofizică, Str. Caransebes 1, 78344 Bukarest 32, Rumänien.

1. Einleitung

Das Apuseni-Gebirge stellt jenen Teil der Rumänischen Karpaten dar, wo die Gebirgsbildungsphasen der Kreide am meisten gewirkt haben.

Die geologische Geschichte dieses Gebietes hat sich jedoch in zwei unterschiedlichen Bereichen abgespielt: dem nördlichen und südlichen Apuseni-Gebirge (Fig. 1).

Was die Kreideablagerungen betrifft, so sind diese in den nördlichen Apuseniden durch ein Neokom in brackischer und nachher in lakustrischer Fazies (IANOVICI, u. a., 1976), überwiegend detritisch-hemipelagisches Barrême, sowie Aptien repräsentiert. In diesem tektonisch komplizierten Gebiet scheint es, als ob die mesokretazische Gebirgsbildungsphase nicht allzu wirksam gewesen wäre. Dafür ist der vorgosauischen Phase der Deckenbau zu verdanken. Die „Gosau“ folgt dem Deckenbau und stellt die posttektonische Bedeckung dar.

Im südlichen Apuseni-Gebirge herrscht in der unteren Kreide eine mächtige Flysch- und Wildflysch-Sedimentation. Die Mesokretazische Phase ist gut belegt: ihr sind die strukturellen Hauptmerkmale dieses Gebietes zu verdanken.

VERBREITUNG DER MITTEL UND OBER KREIDE ABLAGERUNGEN IM APUSENI GEBIRGE

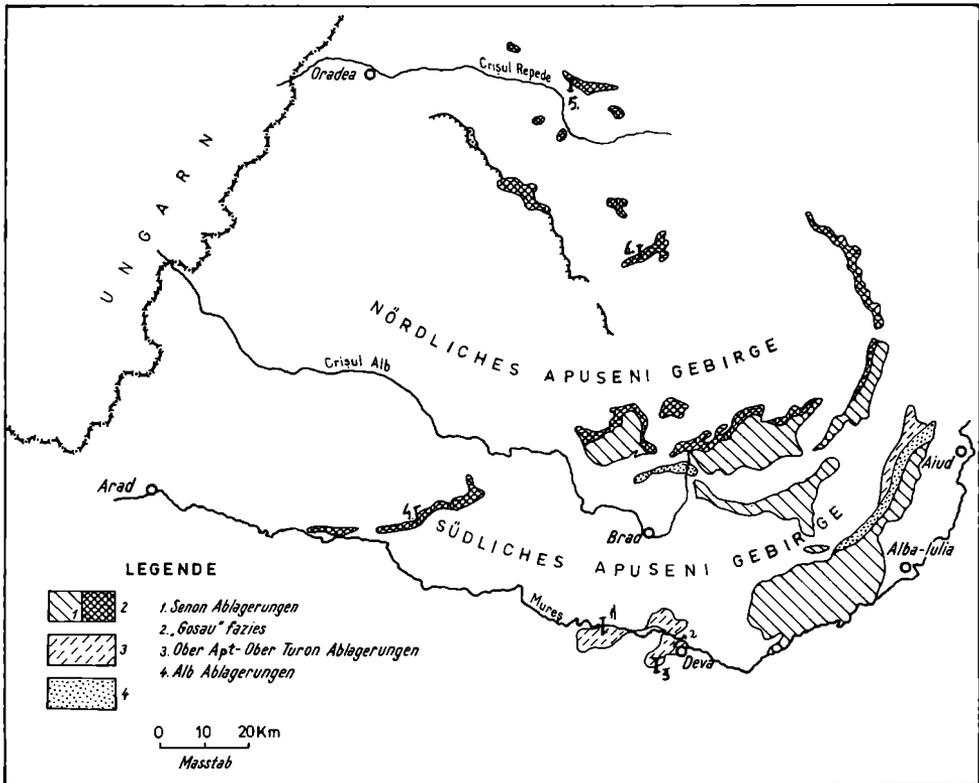


Fig. 1

Keine direkten Belege sind hier für die vorgosauische Gebirgsbildungsphase vorhanden. Als ein indirektes Argument für vorgosauische Bewegungen kann nur die Gosautransgression angenommen werden.

Die laramische Phase hat in beiden Einheiten des Apuseni-Gebirges die Gesamtstruktur vollendet. In dieser Arbeit werden die Ablagerungen der Zeitspanne Apt-Senon, einschließlich der „Gosau“-Ablagerungen, besprochen. Damit soll versucht werden, die Hauptetappen des geologischen Werdeganges in der Mittel- und Oberkreide trotz einer verhältnismäßig armen Fauna und nur weniger zonencharakteristischer Arten zu rekonstruieren.

2. Schichtfolgen und Faunen

2.1. Die Zeitspanne oberes Aptien-Coniacien

2.1.1. Im nördlichen Apuseni-Gebirge entwickelt sich eine vollständige Schichtfolge der Kreide im Autochthon von Bihor. Hier befindet sich die Apt-Alb-Grenze innerhalb einer 700 m mächtigen sandsteinführend-siltigen, manchmal mergelig oder konglomeratischen Serie (BORDEA, ISTOCESCU, 1970). In siltigen Zwischenlagen wurden *Puzosia* sp. und *Nerinea gaultina* gefunden. Nach einem Milioliden und Pachyodonten führenden Kalkniveau folgen rötliche Tone und sandige Kalksteine, die einige Exemplare von *Dipoloceras bouchardianum* (d'ORB.) und *Hysterocheras varicosum* (Sow.) führten.

Der höchste Anteil der Schichtfolge besteht aus rötlichen Sandsteinen und Tonen mit *Hedbergella brittonensis* (LOEBLICH & TAPPAN), *H. washitensis* (CARSEY), *H. trocoides* (GAND.) im unteren Teil und *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) im oberen Teil.

Infolge der geringen paläontologisch-mikropaläontologischen Belege der erwähnten Schichtfolge ist es schwierig, eine genaue stratigraphische Gliederung zu erhalten und damit auch die Mesokretazische Phase zu deuten.

2.1.2. Im südlichen Apuseni-Gebirge lagert Albien diskordant in den meisten strukturellen Einheiten des Gebietes und ist in Wildflyschfazies vertreten. Makrofauna ist keine vorhanden. Die Ablagerungen wurden an Hand von Foraminiferen der *Haplophragmoides concavus*-Zone und der Mikroflora, in der Elemente der Assoziation mit *Classopollis classoides* und *Parvisaccites radiatus* auftreten, in das Albien eingestuft.

Im zentralen Teil des südlichen Apuseni-Gebirges ist die Wildflysch-Formation gut entwickelt. Sie wird diskordant von einer detritischen, manchmal flyschoiden Serie gefolgt. In dieser Serie weisen die mikrofaunistischen Assoziationen, in denen hauptsächlich *Uvigerinammmina yankoi* vertreten ist, und die aus Arten von *Lithospaeridium*, *Tricolpites* und *Pretirugatus* bestehende Mikroflora auf Cenomanien hin.

Im südlichen Teil des südlichen Apuseni-Gebirges folgt über einer Barremien-Aptien-Folge (Fig. 2) nach einer deutlichen lithologischen Diskontinuität eine etwa 75 m mächtige Schichtfolge von Mergeln und Sandsteinen, in deren unterem Teil *Eotetragonites duwali* (d'ORB.), *Sowerbyceras* (*Gyrophillites*) cf. *lateumbilicatum* pyg-

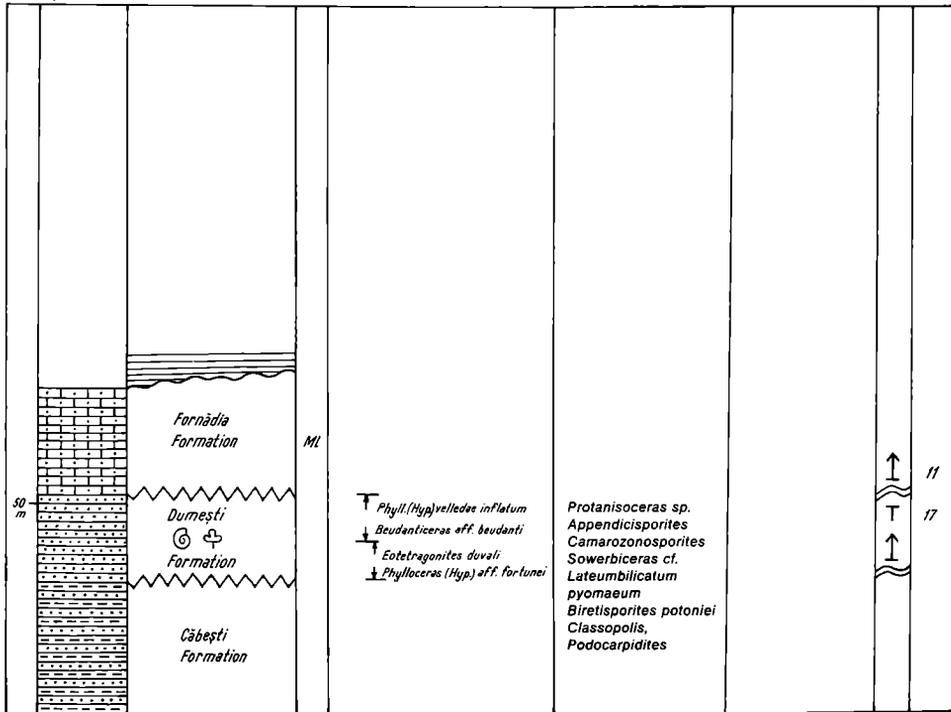


Fig. 2

maeum WIEDMANN und *Phylloceras (Hypophylloceras) aff. fortunei* HONN.-BAST. gefunden wurden, die auf oberes Aptien hinweisen.

Am oberen Teil der Folge wurden Ammoniten des unteren Albiens gefunden, und zwar: *Beudanticeras aff. beudanti* (BRONG.), *Protanisoceras sp.*, *Phylloceras (Hypophylloceras) velledae inflatum* (COLL.) (Fig. 2). Diskordant folgt eine Serie, die aus den Fornădia-Schichten (oberes Albien-Cenomanien) und den Deva-Schichten (Turonien-Senonien) besteht.

Die Fornădia-Schichten bestehen aus Quarz-Feinkonglomerat, sandigen Kalken und Kalkareniten (Fig. 3). Sie besitzen eine Fauna mit *Puzosia mayoriana* (d'ORB.), *Echinospatagus ricordeanus* COTT., *Cidaris berthelini* NOTH., *Nerinea incavata* BRONN, *Nerinea angustata* PČEL. und *Paraphyllum primaevum* (LEMOINE). Es wäre hier zu erwähnen, daß im ganzen inneren Teil der Rumänischen Karpaten ähnliche Ablagerungen, die mit dem oberen Albien beginnen, diskordant auf der unteren Kreide verschiedener tektonischer Einheiten lagern, so daß sie als posttektonische Bedeckung der mittelkretazischen Tektogenese betrachtet werden können.

Im südlichen Apuseni-Gebirge stellen die Fornădia-Schichten die erste posttektonische Bedeckung dar. An der Südflanke, wo diese auf kristallinem Untergrund lagern, weisen sie eine mergelig-sandige, an Gastropoden reiche Fazies auf (Fig. 4). Die Nerineiden sind hier durch *Nerinea (Neoptyxis) incavata* BRONN, *N. (Diozoptyxis)*

BRETELIN BEI DEVA, SÜDLICHES APUSENI GEBIRGE RUMÄNIEN (OBER ALB.-TURON)

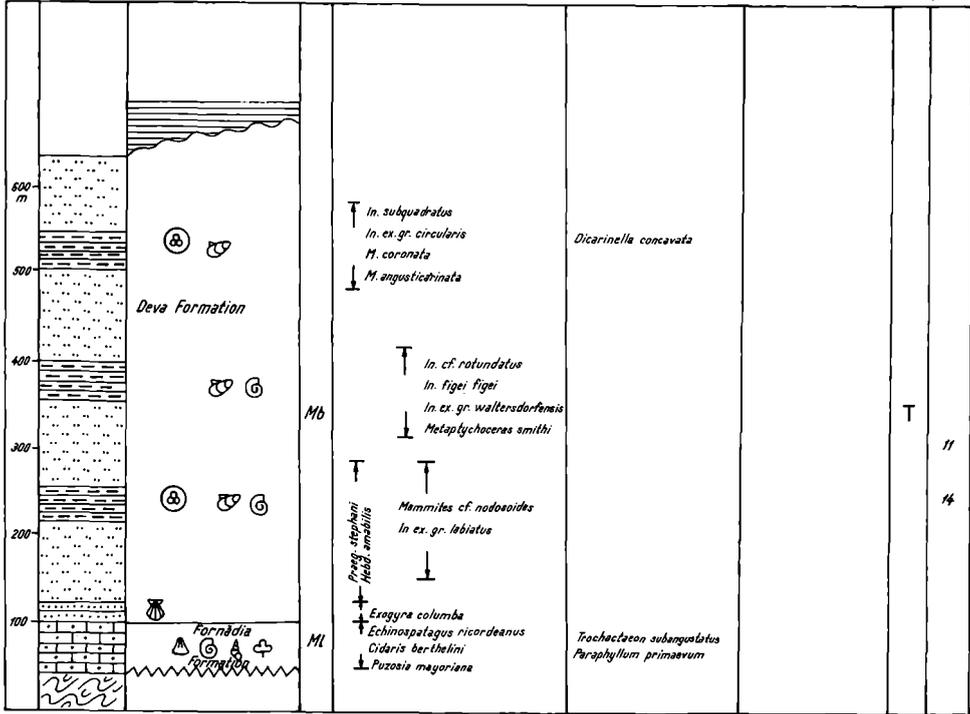


Fig. 3

CHERGHEȘ BEI DEVA-SÜDLICHES APUSENI GEBIRGE, RUMÄNIEN (OBER ALB.-UNTER SENON)

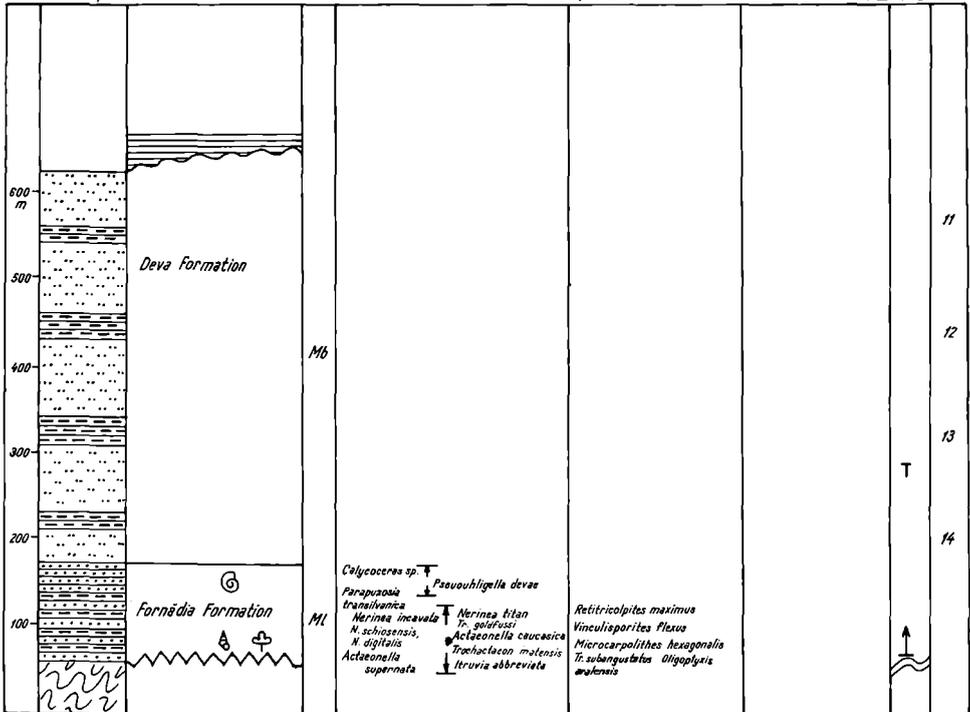


Fig. 4

titan SHARPE, *N. (N.) parva* LUPU, *N. (Ptygmatis) schiosensis* PIRONA, *N. (Ptygm.) digitalis* STOL., *Oligoptyxis aralensis* PČEL., die Itieriidae durch *Itruvia abbreviata* PHILIPPI und die Actaeonellidae durch *Actaeonella caucasica* ZEKELI, *A. supernata* PČEL., *Trochactaeon matensis* FITTIP., *T. goldfussi* d'ORB. und *T. subangustatus* PČEL. vertreten.

Am oberen Teil der erwähnten Abfolge erscheint ein 50 m mächtiges grobkörniges Sandstein-Niveau, das eine Fauna von *Parapuzosia transilvanica* SIM., *Calycoce-ras* sp., *Desmoceras (Pseudouhligella) devae* LUPU geliefert hat.

Meistens folgen die ungefähr 500 m mächtigen Deva-Schichten kontinuierlich, aber ingressiv an den Flanken des Beckens. Sie bestehen aus kalkigen Sandsteinen, wechselnd mit grauen Mergeln.

An der Basis der Schichtfolge wurden unterturone Inoceramen der *I. labiatus*-Gruppe gefunden, zusammen mit *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *H. amabilis* LOEBL. & TAP., *Praeglobotruncana stephani* (GAND.), *P. stephani turbinata* (REICHEL), *P. renzi* (THALMANN), *P. concavata* BROTZEN, sowie mit Ammoniten, die der Art *Mammites nodosoides* SCHLOTH. zugeordnet wurden.

Oberes Turonien ist durch inoceramführenden Mergel repräsentiert, und zwar: *Inoceramus* cf. *rotundatus* FIEGE, *I. figei figei* TRÖGER, *I. ex gr. waltersdorfensis* ANDERT; außerdem sind noch *Puzosia* sp. und *Metaptychoceras smithi* WOODS vorhanden. Das höchste mergelige Niveau enthält *I. (Megadiceramus) cf. subquadratus* SCHLÜTER und *I. ex gr. circularis* SCHL., die für ein Coniac-Alter sprechen.

Die ganze in den Deva-Schichten vorhandene Inoceramen-Assoziation besitzt wesentliche Affinitäten mit den Inoceramenfaunen der sächsischen Fazies. Die erwähnten Arten erlauben daher eine stratigraphische Korrelation mit diesem Teil Europas.

Die Mikrofauna des oberen Abschnittes, die aus *Marginotruncana coronata*, *M. angusticarinata* und *Dicarinella concavata* besteht, bestätigt ebenfalls das Ober-turon-Coniac Alter.

2.2. Der Senonzyklus

Im nördlichen Apuseni-Gebirge sind die Senonablagerungen ausschließlich in Gosaufazies ausgebildet. Sie überlagern die Codru-Decken sowie das Bihor-Autochthon posttektonisch. Die Senonablagerungen sind heute in einigen Becken erhalten, deren Korrelation einen Überblick über die Formation ermöglicht.

Coniacien und unteres Santonien erscheinen nur im westlichen Teil dieses Gebietes und sind durch eine sandige, manchmal kohlenführende Formation mit *Corbula striatula* Sow., *Pterocardium subdinense* (d'ORB.) sowie sandige Kalke mit *Chara* vertreten. Nur ein Rudistenniveau mit *Parabournonia* ist aus diesem Gebiet bekannt.

Die dem oberen Santonien-unteren Campanien zugeordneten Ablagerungen besitzen die größte Verbreitung innerhalb des Senons im nördlichen Apuseni-Gebirge.

Die Schichtfolge besteht aus Sandsteinen mit *Trochactaeon giganteus* (Sow.), *T. goldfussi* (d'ORB.), *Nerinea (Simploptyxis) nobilis* MÜNSTER, *N. (S.) buchi* KEFERST., *N. (Neoptyxis) incavata* BRONN.

Im mittleren Abschnitt herrschen die Rudisten-Kalke vor. Diese wurden im großen und ganzen drei Niveaus zugeordnet. Im unteren Niveau erscheinen *Vaccinites gosaviensis* DOUV., *V. cornuvaccinum* BRONN, *V. gaudryi* MUN.-CHALM., *Hippurites praecessor* DOUV., *Praeradiolites caderensis* TOUCAS, *Plagiptychus paradoxus* MATHERON, *Pl. toucasi* MATH.

Im mittleren Niveau kommen vor: *Vaccinites sulcatus* DEFR., *V. inaequicostatus* MÜNST., *Hippurites colliciatius* WOODW., *H. cornuvaccinum* MUN.-CHALM., *H. nabresinensis* FUTT., *Radiolites subsquamosus* TOUCAS, *R. gastaldianus* PIRONA, *Neoradiolites matheroni* TOUCAS, *R. angeiodes* LAP., *R. squamosus* TOUCAS.

Im oberen Teil erscheinen gelbe sandige Kalke mit *Colveraia*, *Joufia*, *Sabinia* sp. sowie mit *Clypeorbis mamillata* (SCHLUMB.), *Simplorbites gensacicus* (LEYM.), *Siderolites* sp. (Fig. 6).

In einem von „Gosauablagerungen“ gefüllten Becken im nördlichen Apuseni-Gebirge ist ein lateraler Übergang vom mittleren Rudistenkalkenniveau zu einer mergeligen Fazies bemerkbar. In der Mergel-Fazies tritt eine aus folgenden Arten bestehende Inoceramen-Fauna auf: *Inoceramus (Cordiceramus) mülleri recklingensis* SEITZ, *I. (Cord.) ex gr. mülleri* PETRASCHECK, *I. (Cord.) ex gr. platycephalus* SORNAY, *I. (Cord.) bueltenensis* SEITZ, *I. (Cord.) brancoiformis* SEITZ, *I. (Cord.) mülleri germanicus*

VALEA LEURZII-DROCEA, SÜDLICHES APUSENI GEBIRGE-RUMÄNIEN (SENON)

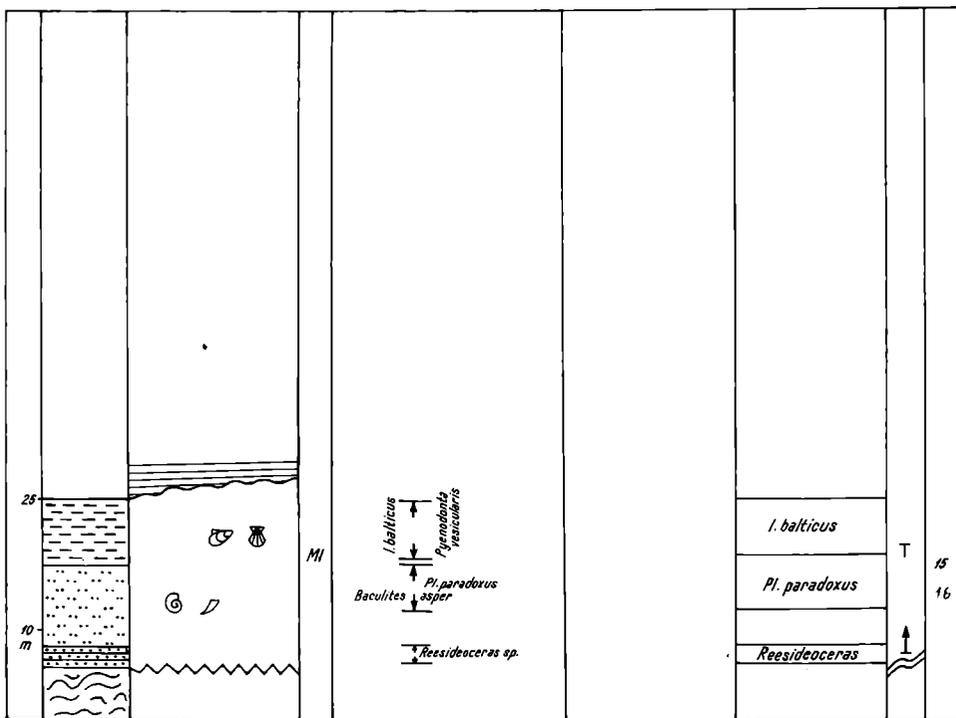


Fig. 5

HEINZ, I. (*Selenoceras*) *selenae* SEITZ, I. (*Trochoceras*) cf. *monticuli* FUGG. & KASTN., I. (*Endocastea*) cf. *barabini* (MORT.), I. (*Platyceras*) *cycloides* n. ssp.

In einigen Aufschlüssen ist ein transgressiver Charakter des oberen Santonien-unteren Campaniens bemerkbar, in dem rudistenführende Kalke mit *Hippurites mae-strei* VIDAL, *Vaccinites gosaviensis acuticostatus* LUPU, *Vaccinites sulcatus* DEFR. vorkommen.

Darüber folgt ein Siltniveau, aus dem Exemplare von *Globotruncana elevata* BROTZEN stammen.

Im obersten kalkigen Niveau tritt, allerdings nur selten, die Radiolitenart *Pseudopolyconites milovanovici* LUPU auf. Sie ist für das untere Maastrichtien charakteristisch (Fig. 7).

In den südlichen Apuseniden ist die geologisch-fazielle Entwicklung während des Senons verschieden von derjenigen des nördlichen Apuseni-Gebirges. Hier stellt die „Gosauformation“ eine nördliche Randfazies dar, in der Senon unmittelbar auf dem Kristallin lagert. Sie geht südlich in Flysch über und wird im oberen Senon von Flyschablagerungen bedeckt.

Coniacien-Santonien tritt im südwestlichen Teil dieses Gebietes (Drocea-Gebirge) zutage, wo die Schichtfolge, auf metamorphem Untergrund lagernd, mit *Trochactaeon conicus* (MÜNST.) und *T. goldfussi* (d'ORB.) führenden Sandsteinen beginnt.

Hier und da lagern dem Untergrund Rudistenkalklinsen mit *Hippurites socialis* TOUCAS, *H. toucasi* d'ORB., *Vaccinites giganteus* d'HOMBRE FIRMAS, *H. praerennensis* TOUCAS auf. Weiter nördlich gehen die Actaeonellen-Sandsteine und die Rudistenkalke zu einer feinsandig-mergeligen Fazies über, die *Reesideoceras* sp. enthält (Fig. 5).

Darüber folgen Siltsteine mit *Baculites asper* MARTON, *Plagioptychus paradoxus* MATH. sowie Mergel mit *Inoceramus balticus* BÖHM und *Pycnodonta vesicularis* (LAM.).

Ober-Santon ist ingressiv und lagert auf kristallinem Untergrund. Wie in den nördlichen Apuseniden tritt hier eine „Gosaufauna“ mit vorwiegend Rudisten auf:

Vaccinites gosaviensis DOUV., *V. carinthiacus recivalis* KÜHN & ANDRUSOV, *V. oppeli* DOUV., *V. inaequicostatus* MÜNST., *V. braciensis* SLADIC, *V. cornuvaccinum gaudryi* MUN.-CHALM., *Plagioptychus paradoxus* MATH. Die Actaeonellen-Sandsteine enthalten zahlreiche Exemplare von *Trochactaeon giganteus* (LAM.), *T. lamarcki* (ZEK.), *T. conicus* (ZEK.), *T. goldfussi* (d'ORB.).

Der obere Teil der Schichtfolge des Senonien ist, wie früher erwähnt, in einer flyschartigen Fazies entwickelt. In derselben Flysch-Fazies ist das Senon am Südostrand des Siebenbürgischen Erzgebirges ausgebildet.

3. Schlußbemerkungen

Ohne daß das Apuseni-Gebirge infolge der lithologischen Diskontinuitäten und des Mangels weitverbreiteter Faunen einen idealen Studienbereich für eine detaillierte Biostratigraphie der Mittel- und Oberkreide darstellt, bietet dieses Gebiet einige interessante Elemente für stratigraphische Korrelationen.

VALEA NEAGRĂ-BOROD, NÖRDLICHES APUSENI GEBIRGE, RUMÄNIEN (SENON)

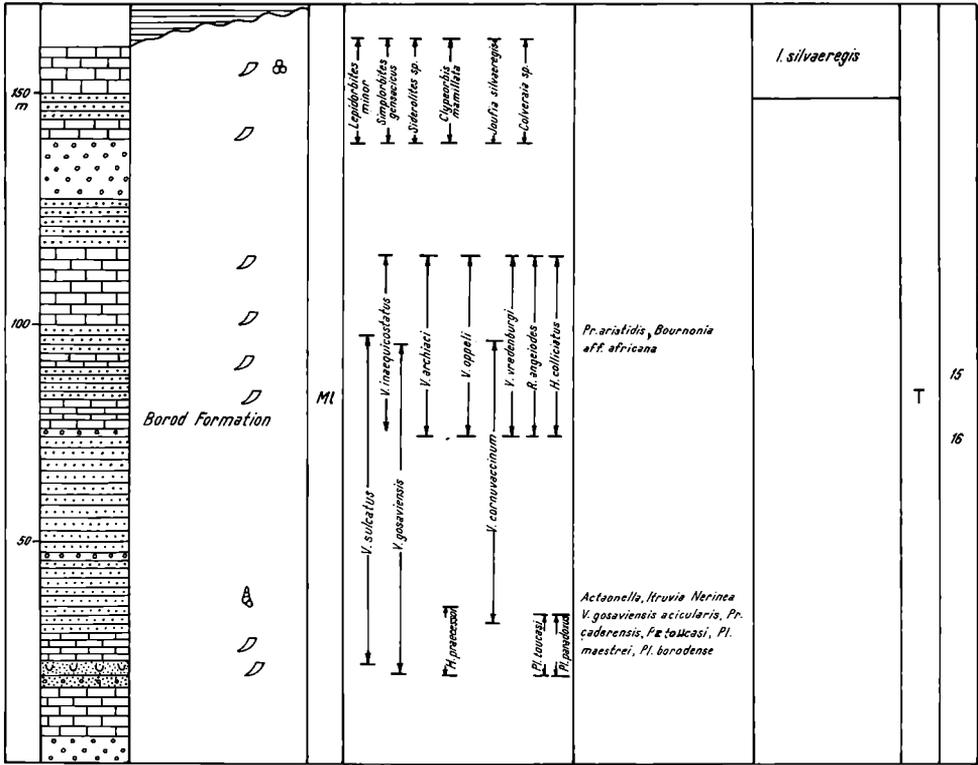


Fig. 6

VALEA LEȘU-REMEȚI, NÖRDLICHES APUSENI GEBIRGE RUMÄNIEN (SENON)

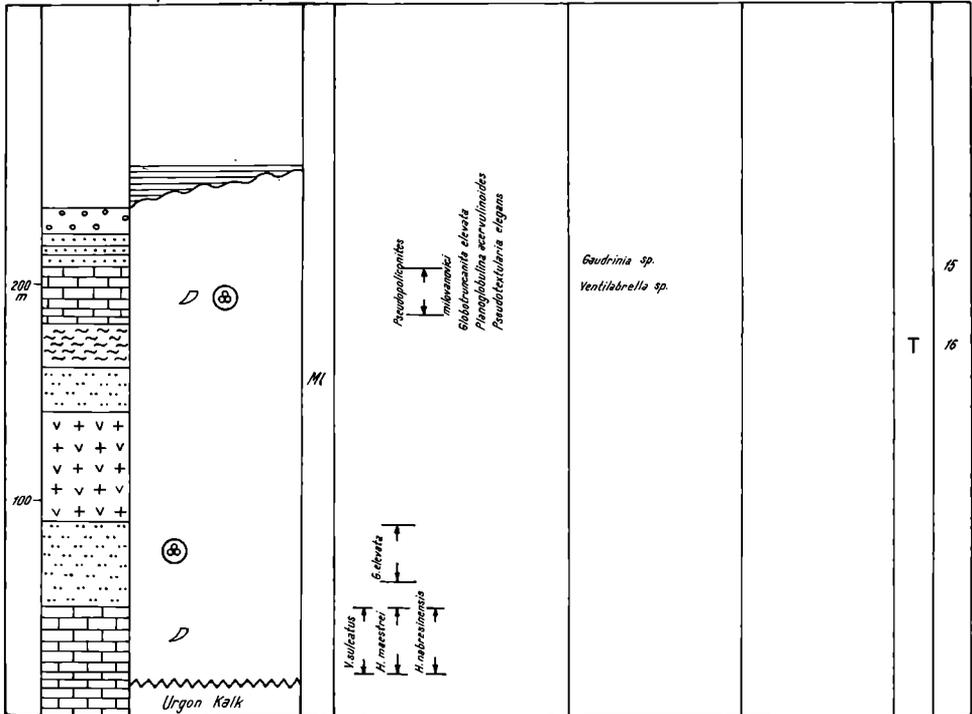


Fig. 7

Ein erstes Element ist die Anwesenheit von *Eotetragonites duwali* (d'ORB.), ein bisher in Rumänien unbekanntes Fossil. Es scheint, daß diese Art im Apuseni-Gebirge ihre östliche Verbreitungsgrenze hat.

Interessant ist der Reichtum an Gastropoden im Cenomanien. Diese sind jedoch stratigraphisch unwichtig.

1965 wurde aus dem Cenomanien des südlichen Apuseni-Gebirges die erste in Europa gefundene *Pseudouhligella* beschrieben.

Das Turonien mit seinen gut vertretenen sächsischen Inoceramen-Arten zeigt den Einfluß der nördlichen Faunen-Provinz.

Stratigraphisch gut charakterisiert ist die „Gosautransgression“, sowohl im südlichen wie im nördlichen Apuseni. Vom faunistischen Standpunkt ist die Fauna des Coniaciens und des Santoniens sowohl durch südliche und nördliche Einflüsse charakterisiert.

Die „Gosaufauna“ des oberen Santoniens-Campaniens ist am meisten verbreitet und durch reiche Faunen gekennzeichnet.

Der Diachronismus der „Gosautransgression“ ist in den südlichen Apuseniden gut erkennbar.

Im nördlichen Apuseni-Gebirge ist Oberes Campanien – Unteres Maastrichtien durch Rudistenkalke vertreten. In der Mittelkreide hat sich das Apuseni-Gebirge im Bereich der Migrationswege verschiedener Faumentypen befunden.

Schelfablagerungen, wie Fornadia- und Deva-Schichten, sowie die „Gosauformation“ erlauben die Aufsammlung von Faunen und ermöglichen damit eine gewisse Detailstratigraphie.

Literatur

- [1] ANDERT, H. (1934): Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschen. III Die Fauna der Obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien. Abh. Preuss. geol. L. A., N. F., 159, Berlin.
- [2] ANTONESCU, E. (1973): Asociatii palinologice caracteristice unor formatiuni cretacice din Muntii Metaliferi. D. d. S. Inst. Geol. LIX, Bucuresti.
- [3] BLEAHU, M., BABUCEA, Y., Piliuta A. (1968): Contributii la microbiostratigrafia Cretacului din Muntii Metaliferi. St. Cerc. Geol., 13, Bucuresti.
- [4] BORDEA, S., ISTOCESCU, D. (1970): Contributii la studiul Cretacului din Muntii Padurea Craiului. D. d. S. Inst. Geol. LV, Buc.
- [5] FIEGE, K. (1930): Über die Inoceramen des Oberturons mit besonderer Berücksichtigung der in Rheinland und Westfalen vorkommenden Formen. Palaeontographica 73, Stuttgart.
- [6] GHEORGHU, C. (1960): Etude géol. de la Vallée du Mures. Ann. Com. Géol. XXVI–XXVIII Bucuresti.
- [7] GOLDFUSS, A. (1834–1940): Petrefacta Germaniae 2, Düsseldorf.
- [8] HEINE, F. (1929): Die Inoceramen des Mittelwestfälischen Emscher und unt. Untersensons. Abh. Preuss. geol. L. A., N. F. 130 Berlin.
- [9] HEINZ, R. (1928): Über die bisher wenig beachtete Skulptur der Inoceramen-Schale und ihre stratigraphische Bedeutung. Mitt. min. geol. Staatsinst. Hamburg 10, Hamburg.
- [10] IANOVICI et al. (1976): Geologia Muntilor Apuseni. Edit. Acad. R. S. R. Buc.

- [11] LUPU, M., LUPU, D. (1967): Stratigrafia si faciesurile depozitelor cretacice siperioare de la Bretelin si Cherghes (Deva) D. d. S. Inst. Geol. *LII*, Bucuresti.
- [12] LUPU, D. (1965): Studiul faunei de gasteropode cenomaniene de la Cherghes. St. Cerc. Geol. *10*, Bucuresti.
- [13] LUPU, D. (1965): Desmoceras (*Pseudouhligella*) devae, o noua specie de amonit cenomanian de la Cherghes. D. d. S. Inst. Geol. *LI/2*, Bucuresti.
- [14] LUPU, D. (1976): Inocerami din Turonianul si Coniacianul de la Bretelin. St. Cerc. Geol. *21*, Bucuresti.
- [15] LUPU, D. (1976): Contributii la studiul faunei de rudisti din Senonianul Muntilor Apuseni. Mém. Inst. Geol. Geof. *XXIV*, Bucuresti.

Middle Cretaceous deposits and biostratigraphy of the Annapol section, Central Polish Uplands

Mittelkretazische Ablagerungen und Biostratigraphie des Profils von Annapol, Zentrales Polnisches Hochland

Von R. MARCINOWSKI & I. WALASZCZYK*)

Mit 2 Textfiguren und 4 Tafeln

Zusammenfassung. In der transgressiven mittelkretazischen Folge der Antiklinale von Annapol, Zentrales Polnisches Hochland, wurde mit Ammoniten, Inoceramen und planktischen Foraminiferen eine Kondensation nachgewiesen. Diese stratigraphische Kondensation ist in einigen Abschnitten der Folge mit einer Resedimentation der Ablagerungen und Fossilien verbunden. Die stärkste Kondensation betraf den Zeitabschnitt von der *Hoplites dentatus*-Zone (Lyelli- und Spathi-Subzonen) bis zur *Mortoniceras inflatum*-Zone und ist durch eine Phosphorit-Schicht gekennzeichnet. Auch Bioturbationen und Hardgrounds treten in Zusammenhang mit der Kondensation auf. Planktische Foraminiferen des oberen Albien in Sedimenten des mittleren Albien sind auf die Aktivität grabender Organismen zurückzuführen, welche Spuren vom Typus des Chondrites angelegt haben. Eine ähnliche Aktivität mittelcenomaner Dekapoden, die an den Grabgängen vom Thalassinoides-Typ erkennbar sind, hatte die Umlagerung mittelcenomaner planktischer Foraminiferen in untercenomane Ablagerungen zur Folge. Die Analyse der gesamten Ammonitenfaunen aus der Folge von Annapol zeigt deren typisch borealen Charakter, sowohl im Albien als auch im Cenomanien. Dies ist auch an gleichalten Faunen des gesamten übrigen Zentralen Polnischen Hochlandes festzustellen.

Abstract. The mid-Cretaceous transgressive sequence the Annapol anticline, Central Polish Uplands, displays a condensed nature as evidenced by the occurrence ranges of ammonites, inoceramids and planktic foraminifera. The stratigraphic condensation in some parts of the sequence is associated with redeposition of both deposits and fossils. The strongest condensation is featured by the greatest frequency of phosphatic nodules (making up a phosphorite bed), and ranges from a part of the *Hoplites dentatus* zone (*lyelli* and *spathi* Subzones) to the *Mortoniceras inflatum* zone. The condensation is also correlated with bioturbations and the develop-

*) Address: Warsaw University, Institute of Geology, Al. Zwirki i Wigury 93, PL-02-089 Warszawa, Poland.

ment of hardgrounds. The post-deposition activity of burrowers (evidenced by bioturbations of the *Chondrites* type) resulted in an introduction of Upper Albian planktic foraminifera into Middle Albian deposits. A similar activity of Middle Cenomanian decapods (recognizable through burrows of the *Thalassinoides* type) resulted in the introduction of Middle Cenomanian planktic foraminifera into Lower Cenomanian deposits. An analysis of all ammonite faunas of the Annapol sequence shows their typical Boreal character, both in the Albian and in the Cenomanian. This character is expressed to the same extent as through the entire Central Polish Uplands.

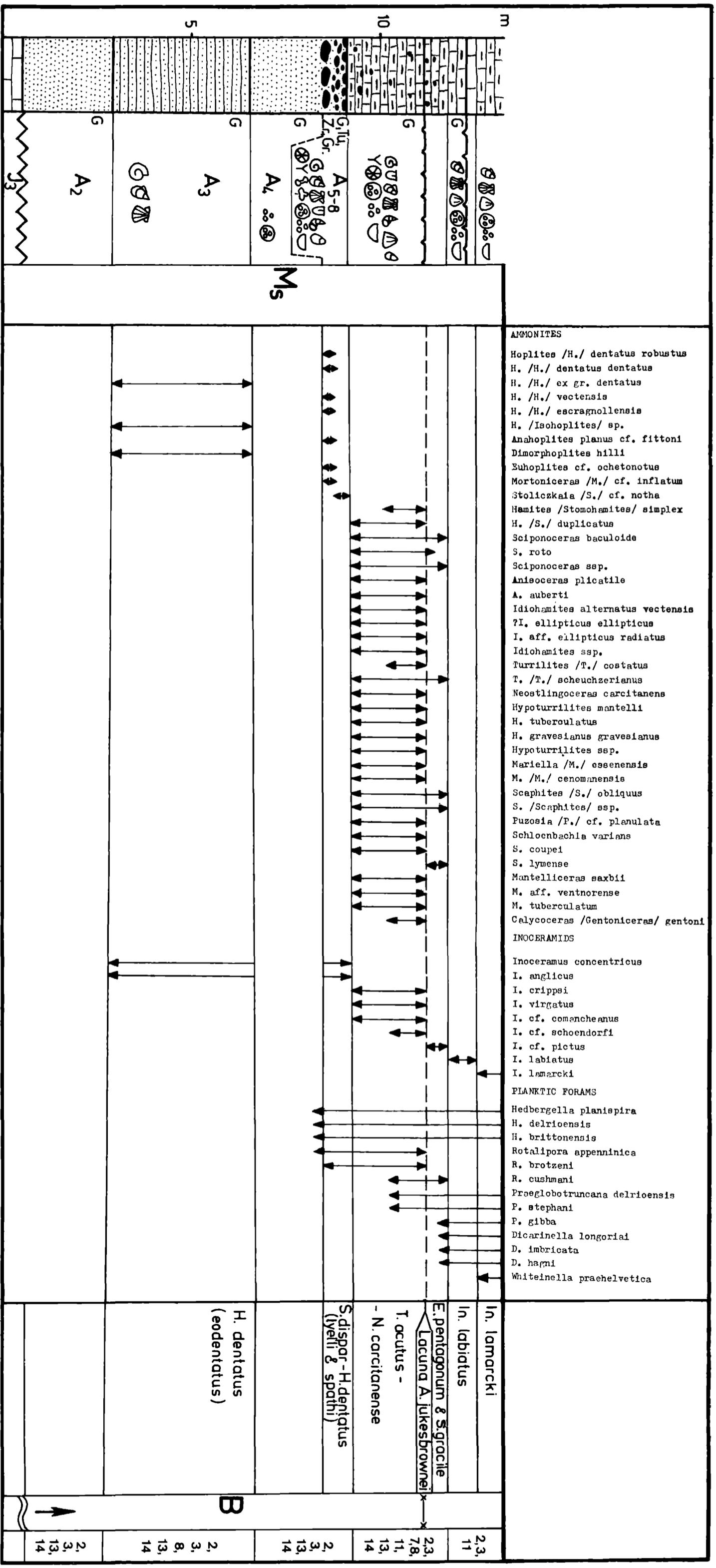
1. Introduction

Sections of the well-studied locality Annapol-on-Vistula are exposed along the Vistula embankments, on the surface and in an abandoned phosphorite mine (SAMSONOWICZ, 1925, 1934). Exposed at Annapol-on-Vistula are mid-Albian through Lower Turonian sandy or marly-sandy deposits (Text-Fig. 1), evidently condensed in relation to those outside the Annapol anticline (CIESLINSKI, 1959, 1976). The biostratigraphic subdivision of those deposits is based on ammonites (Pls. 1–3) and inoceramids (SAMSONOWICZ, 1925, 1934; POZARYSKI, 1947; CIESLINSKI, 1959, 1976; MARCINOWSKI, 1980; MARCINOWSKI & RADWANSKI, 1983).

2. Lithology and Stratigraphy

2.1. Albian

In the Albian, poorly glauconitic sands rest upon the Kimmeridgian limestones and are themselves overlain by sandstones, locally quartzitic (unit A₃ in Text-Fig. 1), with *Hoplites (Isoplites)* sp. (= *Anahoplites* cf. *praecox* SPATH, of CIESLINSKI, 1959) indicative of the *eodentatus* Subzone of the *Hoplites dentatus* zone (MARCINOWSKI & RADWANSKI, 1983). Capping the sand is the phosphorite bed, averaging 40 cm in thickness. The lower part of this bed contains irregular phosphatic lumps, which are usually oblong and cemented into coke-like bodies. The nature of the phosphorite from the lower part of the phosphatic bed (units 5–7 in MARCINOWSKI & RADWANSKI, 1983; Text-Fig. 6) is most likely similar to that of intraformational breccias: a laminated phosphatic sediment, possibly concretionary in parts, has been crushed into pieces or lumps and reworked by hydrodynamic agent. It has also been mixed with abundant organic remains such as pieces of wood (commonly bored by wood-borers) and diverse invertebrates associated with bony material of fishes and reptiles (cf. MARCINOWSKI & RADWANSKI, 1983, and the literature cited therein). All organic remains are more or less phosphatized; some are worn, glauconitized or encrusted by various epizoans, mostly serpulids. These remains occur either within the phosphatic lumps or between them. The reworking and redeposition within the lower part of the phosphorite bed, recognizable also in ammonite moulds (SAMSONOWICZ, 1925), provide evidence that condensation comprises several ammonite zones across almost the entire middle and the lower part of the Upper Albian, i. e. including the



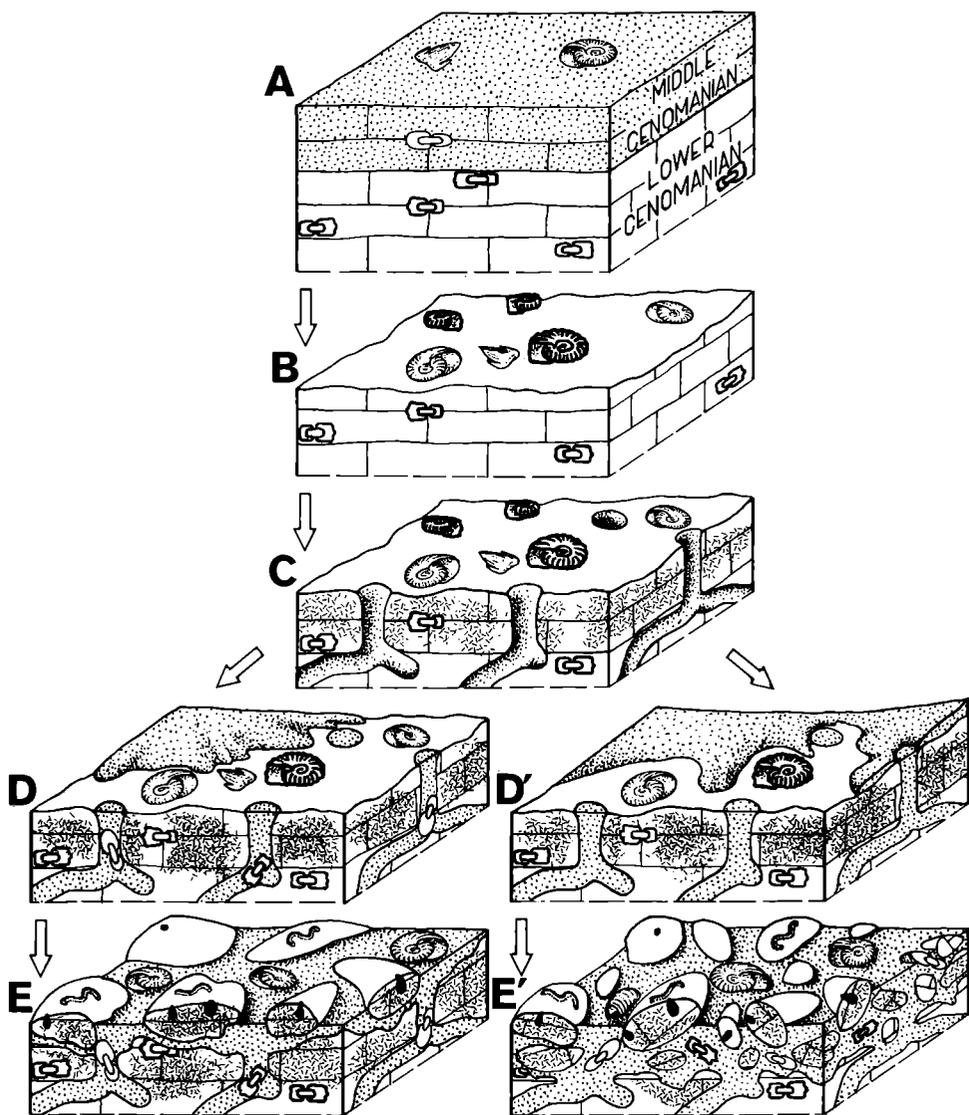
Text-Fig. 1. Detailed geological profile and distribution of the stratigraphically important fossils at Annopol-on-Vistula, Central Polish Uplands.

Mortoniceras inflatum zone (see occurrence of ammonites presented in Text-Fig. 1). The species *Stoliczkaia* cf. *notha* (SEELE), reported by CIESLINSKI (1959, unit 8) from the upper part of the phosphorite bed, corresponds to the topmost zone of the Upper Albian, i. e. the *Stoliczkaia dispar* zone. Here, the matrix is more marly and glauconitic than in the lower part of the bed and small phosphatic nodules form larger, more or less regular phosphatic aggregates (5–10 cm in diameter). In the topmost part of the phosphorite bed stratigraphical (distribution of ammonites) and sedimentological evidence indicates a fragmentary redeposition of both fossils and phosphatic aggregates. These phenomena are confined only to the *Stoliczkaia dispar* zone. Bioturbations of the *Chondrites*-type are present not only in the entire phosphorite bed (part of the *Hoplites dentatus* to *Stoliczkaia dispar* zones), but a few centimetres beneath it as well. These bioturbations are responsible for a post-depositional introduction of Upper Albian foraminifera (*Hedbergella brittonensis*, *Rotalipora appenninica*, *R. brotzeni*) into Middle Albian deposits (see occurrence of planktic foraminifera presented in Text-Fig. 1). A synsedimentary redeposition of the entire phosphorite bed, as expressed by PERYT (1983) can therefore not be accepted. Furthermore, PERYT's (1983) belief that a very slow sedimentation caused co-occurrence of Middle and Upper Albian fossils does not appear to be correct because this process, contrary to redeposition, could not disturb the stratification of both the sediments and the fossils.

2.2. Cenomanian

Overlying the Middle to Upper Albian phosphorite bed are Cenomanian sandy glauconitic marls still containing phosphatized fossils, most of which are fragmentarily preserved. These deposits represent the entire Lower and parts of the Middle Cenomanian, i. e. the *Neostlingoceras carcitanense* to *Turrilites acutus* zones (see Text-Fig. 1). In their upper part, approx. 1.7–1.8 m above the Albian/Cenomanian boundary a bank of larger phosphatic nodules (flattened and glauconitized) displaying the nature of a hardground appears. The partly cemented sediment below the hardground is riddled by *Thalassinoides*-type burrows. A stratigraphic gap at the hardground probably comprises the entire *Acanthoceras jukesbrownei* zone (MARCINOWSKI, 1980). It is interesting that *Rotalipora cushmani*, a species appearing first in the Middle Cenomanian (cf. ROBASZYNSKI, 1980), occurs about 1 m below hardground along with Lower and Middle Cenomanian ammonites (cf. Text-Fig. 1; see also PERYT, 1983, Text-Fig. 2). Evidence that stratigraphic condensation and reworking of deposits is limited only to this interval exists. As a consequence, the previous opinion on the condensed nature of the entire Cenomanian deposit below the hardground (MARCINOWSKI, 1980, MARCINOWSKI & RADWANSKI, 1983) must be modified. The sedimentological and micropaleontological data (Pl. 4), especially the composition of assemblages of the planktic foraminifera coming from both infillings of the burrows and from their surroundings, allow several developmental stages of the hardground to be recognized (see Text-Fig. 2):

- A. Sedimentation period up to a part of the Middle Cenomanian (including the *Turrilites acutus* zone).



Text-Fig. 2. History of the Middle Cenomanian hardground at Annapol-on-Vistula, Central Polish Uplands; explanation in the text.

- B. Break in sedimentation (most probably *Acanthoceras jukesbrownei* zone) with erosion down to Lower Cenomanian deposits; phosphatization of moulds, sometimes also of shells; formation of the "residual lag".
- C. Non-deposition period; settling of the burrowing fauna; incipient substrate cementation.
- D. Very slow sedimentation; infilling of burrows with new sediment as well as with small particles (up to 3–4 cm in diameter) of the "residual lag".
- D' (alternative). Like D. but without filling of burrows by the "residual lag".
- E. Erosional episode; boring, encrusting of phosphatic nodules, and impregnation with phosphates and glauconite of the eroded hard substratal fragments (formation of hiatus concretions).
- E' (alternative). Like E. but with more extensive erosion and reworking; for the first time the Middle Cenomanian ammonites are introduced into the Lower Cenomanian deposits.

A stratigraphic gap comprising the upper part of the *Mantelliceras dixoni* zone and the lower part of the *Acanthoceras rhotomagense* zone, as postulated by PERYT (1983), is not acceptable due to the contrary evidence provided by the stratigraphic ranges of the ammonites (see Text-Fig. 1, and MARCINOWSKI, 1980). Overlying the hardground are heavily glauconitic marls approx. 0.5 m thick of Upper Cenomanian age, containing *Schloenbachia lymensis* SPATH, *Actinocamax plenus* (BLAINVILLE) and *Inoceramus* cf. *pictus* SOWERBY and continuing into the Lower Turonian. In the Upper Cenomanian the assemblage of the planktic foraminifera changes (just below a non-depositional surface) and representatives of the genus *Dicarinella* appear (see Text-Fig. 1). According to POZARYSKI (1947, p. 31), the Upper Cenomanian at Annapol is represented not only by the hardground but most probably also by a part of the underlying deposits, i. e. those representing a part of the Lower and a part of the Middle Cenomanian in the tripartite subdivision of this stage accepted by the authors (cf. KENNEDY, HANCOCK & CHRISTENSEN, 1981). CIESLINSKI (1959) used a bipartite subdivision of the Cenomanian, and his Upper Cenomanian therefore also corresponds to the upper part of the Middle Cenomanian in the tripartite subdivision (see MARCINOWSKI, 1974, Table 6).

2.3. Turonian

The Lower Turonian (*Inoceramus labiatus* zone) with its lower part consist of marls having a much lower content of glauconite and phosphatic nodules than the Upper Cenomanian. These marls are truncated by another hardground and, thereafter, the facies changes abruptly into the limestones just above the hardground. The Lower Turonian deposits are also condensed (thickness 0.6 m), with *Inoceramus labiatus* (SCHLOTHEIM) occurring both in marls and limestones. The Middle Turonian (*Inoceramus lamarcki* zone) marls and siliceous marls (opokas) with flints (several dozen metres in thickness) quite frequently contain the index species. Abundant inoceramids allow the recognition of only two zones sensu lato; a more detailed subdivision requires further investigation.

The more precise stratigraphic subdivision of the Turonian based on the planktic foraminifera (PERYT, 1983) appears to be unrealistic. PERYT's opinion that *Dicarinella biconvexa biconvexa* and *D. biconvexa gigantea* are limited to the uppermost Cenomanian and lowermost Turonian is in contrast to her former data which showed these foraminifera also occurring above the hardground along with *Praeglobotruncana helvetica* (compare PERYT, 1983, Fig. 2 with PERYT, 1980, pp. 66–67, 70 and Tables 3–4). Besides, in the profile at Karsy (12 km from Annapol) these foraminifera co-occur with *Inoceramus hercynicus* PETRASCHECK. This indicates the uppermost part of the *Inoceramus labiatus* zone in its broad sense as used in Poland (cf. TRÖGER, 1981). These observations demonstrate that the definition of the *Whiteinella archaeocretacea* and *Praeglobotruncana helvetica* subzones by PERYT (1983) is invalid; moreover, the foraminifera were sampled from fragmentary profiles which were then placed into a single specially constructed biostratigraphical zone (compare PERYT, 1980, Fig. 2 with PERYT's recapitulation presented 1983 in Fig. 2).

3. Ammonite Biogeography

The ammonite fauna of the Annapol-on-Vistula section shows that any significant transportation of shells can be excluded by their preservation state and that reworking is the only phenomenon which took place here. A relative poor Middle and Upper Albian ammonite assemblage is dominated by representatives of the family Hoplitidae, and thus their affinity to the Boreal Hoplitid Faunal Province is obvious. The entire investigated Lower to Middle Cenomanian ammonite assemblage is more or less uniform and dominated by representatives of the Boreal genus *Schloenbachia* associated with heteromorphs. Assemblages of such composition are indicative of nearshore to offshore environments of moderate depth; the life habitats here are comparable to those occupied by the ammonite groups A and B of TANABE et al. (1978, Text-Fig. 10; cf. also MARCINOWSKI, 1980, pp. 311–312). The Boreal nature of the Albian-Cenomanian ammonite fauna at Annapol is well documented and a similar situation is noted in the whole epicontinental area of Poland (cf. MARCINOWSKI, 1970, 1974, 1980; CHLEBOWSKI, HAKENBERG & MARCINOWSKI, 1978).

Acknowledgements

The authors offer their most sincere thanks to Professor A. RADWANSKI for linguistic revision of the manuscript; to Dr. A. KOZŁOWSKI and J. SMOLENSKA M. Sc. for drawing the figures; to S. SKOMPSKI M. Sc. and E. KILCHOWICZ M. Sc. for taking SEM-photos of the foraminifera to Mr. S. ULATOWSKI for taking photos of the ammonites.

The final version of the paper was prepared during the work of R. MARCINOWSKI as a research fellow of the "Alexander von Humboldt-Stiftung" – Bonn.

References

- [1] CHLEBOWSKI, R., HAKENBERG, M., & MARCINOWSKI, R. (1978): Albian ammonite fauna from Mt. Chelmowa near Przedborz (Central Poland). — *Bull. Acad. Polon. Sci. Terre*, 25 (2): 91–97; Warsaw.
- [2] CIESLINSKI, S. (1959): The Albian and Cenomanian in the northern margin of the Holy Cross Mts. — *Trav. Inst. Geol.*, 23: 1–95; Warsaw.
- [3] — (1976): Development of the Danish-Polish Trough in the Holy Cross region in the Albian, Cenomanian and Lower Turonian. — *Bull. Inst. Geol.*, 295: 249–271; Warsaw.
- [4] KENNEDY, W. J., HANCOCK, J. M., & CHRISTENSEN, W. K. (1981): Albian and Cenomanian ammonites from the island of Bornholm (Denmark). — *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 29: 203–244; Copenhagen.
- [5] MARCINOWSKI, R. (1970): The Cretaceous transgressive deposits east of Czestochowa (Polish Jura Chain). — *Acta Geol. Polon.*, 20 (3): 413–449; Warsaw.
- [6] — (1974): The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. — *Acta Geol. Polon.*, 24 (1): 117–217; Warsaw.
- [7] — (1980): Cenomanian ammonites from German Democratic Republic, Poland, and the Soviet Union. — *Acta Geol. Polon.*, 30 (3): 215–325; Warsaw.
- [8] — & RADWANSKI, A. (1983): Mid-Cretaceous transgression onto the Central Polish Uplands (marginal part of the Central European Basin). — *Zitteliana*, 10: 65–95; München.
- [9] PERYT, D. (1980): Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the middle Vistula river valley, Poland. — *Palaeont. Polon.*, 41: 3–101; Warsaw-Cracow.
- [10] — (1983): Planctonic foraminiferal zonation of Mid-Cretaceous of the Annapol anticline (Central Poland). — *Zitteliana*, 10: 575–583; München.
- [11] POZARYSKI, W. (1947): A phosphate deposits of the north-eastern margin of the Holy Cross Mountains. — *Bull. Serv. Géol. Polon.*, 27: 1–56; Warsaw.
- [12] ROBASZYNSKI, F. (1980): *In: Robaszynski et al (Foraminifères): Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais a partir de sept groupes paléontologiques: Foraminifères, Nannoplancton, Dinoflagellés et macrofaunes.* — *Rev. Micropaléont.*, 22 (4): 195–321; Paris.
- [13] SAMSONOWICZ, J. (1925): Esquisse géologique des environs de Rachow sur la Vistule et les transgressions de l'Albien et du Cénomaniens dans le sillon nord-européen. — *Bull. Serv. Géol. Pologne*, 3 (1–2): 45–118; Warsaw.
- [14] — (1934): Explication de la feuille Opatow, pp. 1–117. — *Serv. Géol. Pologne*; Warsaw.
- [15] TANABE, K., OBATA, I., & FUTUKAMI, M. (1978): Analysis of ammonoid assemblages in the Upper Turonian of the Manji area, Central Hokkaido. — *Bull. Nat. Sci. Mus., Ser. C (Geol. & Paleont.)*, 4 (2): 37–60; Tokyo.
- [16] TRÖGER, K. A. (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. — *Newsl. Stratigr.*, 9 (3): 139–156; Berlin-Stuttgart.

Plate 1

1. *Turrilites (Turrilites) costatus* LAMARCK, Middle Cenomanian, from the hardground.
 2. *Neostlingoceras carcitanense* (MATHERON), Lower Cenomanian.
 3. *Sciponoceras baculoide* (MANTELL), Lower/Middle Cenomanian, from the condensed part of the profile.
 4. *Hamites (Stomohamites) duplicatus* PICTET & CAMPICHE, Cenomanian, from the part of the profile below the hardground.
 5. *Idiohamites* aff. *ellipticus radiatus* SPATH, Cenomanian, from the part of the profile below the hardground.
 6. *Idiohamites alternatus vectensis* SPATH, Cenomanian, from the part of the profile below the hardground.
 7. *Anisoceras auberti* (PERVINQUIÈRE), Cenomanian, from the part of the profile below the hardground.
 8. *Hamites (Stomohamites) simplex* d'ORBIGNY, Middle Cenomanian, from the hardground.
 9. *Sciponoceras roto* CIESLINSKI, Upper Cenomanian, a few centimetres above the hardground.
a—lateral, *b*—ventral, *c*—dorsal views; for turrilids: *a*—outer face of the whorl, *b*—lower face of the whorl, *c*—upper face of the whorl; arrow indicates the end of the phragmocone.
- All figures are magnified $\times 1.5$, except Figs. 1.8 which are of natural size.

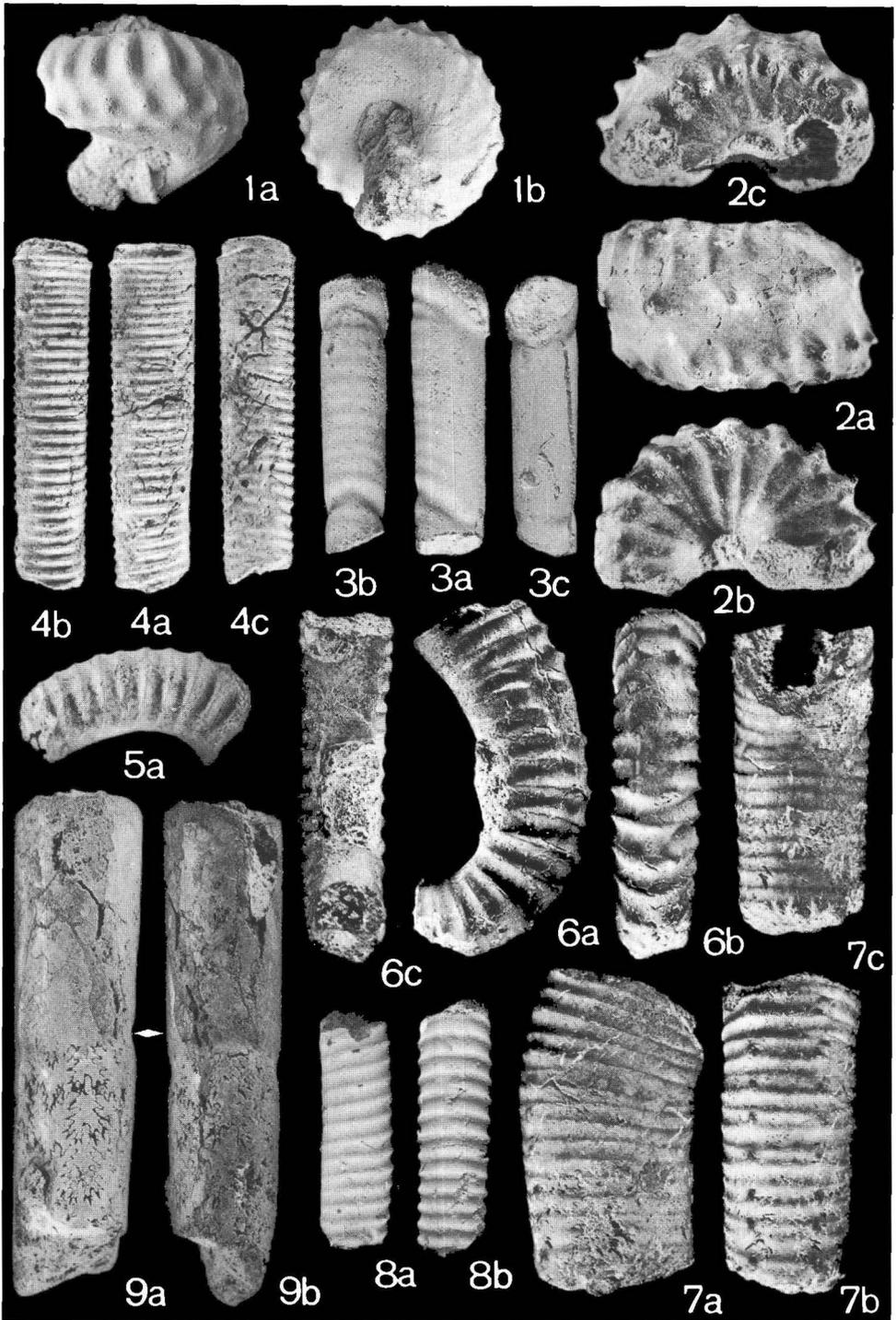


Plate 2

1. *Schloenbachia varians* (SOWERBY) *subplana* (Mantell), Cenomanian, from the part of the profile below the hardground.
2. *Schloenbachia coupei* (BRONGNIART) *costata* (Sharpe), Cenomanian, from the part of the profile below the hardground.
3. *Schloenbachia varians varians* (SOWERBY), Cenomanian, from the part of the profile below the hardground.
4. *Schloenbachia varians* (SOWERBY) *subtuberculata* (Sharpe), Cenomanian, from the part of the profile below the hardground.
5. *Mantelliceras* aff. *ventnorense* DIENER, Lower Cenomanian.
6. *Hoplites* (*Hoplites*) *escagnollensis* SPATH, Middle Albian, from the lower part of the phosphorite bed (units 5–8 in the Text-Fig. 1).
a—lateral, *b*—ventral, *c*—dorsal views; arrow indicates the end of the phragmocone.

All figures of natural size.

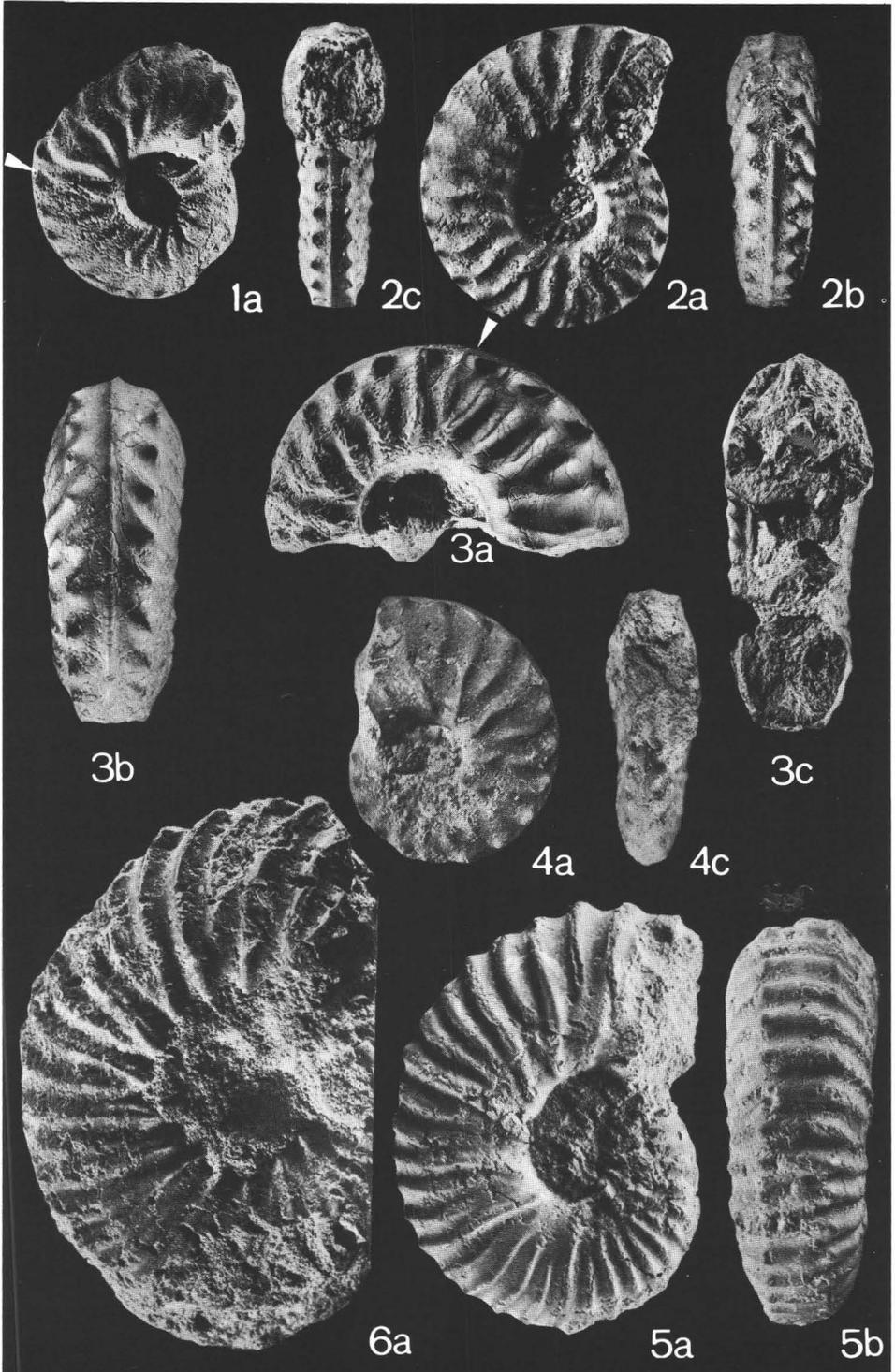


Plate 3

1. *Hoplites (Hoplites) dentatus* (SOWERBY), Middle Albian, from the lower part of the phosphorite bed (units 5–8 in the Text-Fig. 1).
2. *Dimorphoplites* sp., Middle Albian, from the quartzitic sandstones (unit 3 in the Text-Fig. 1).
a – lateral, *b* – ventral views.

All figures of natural size.

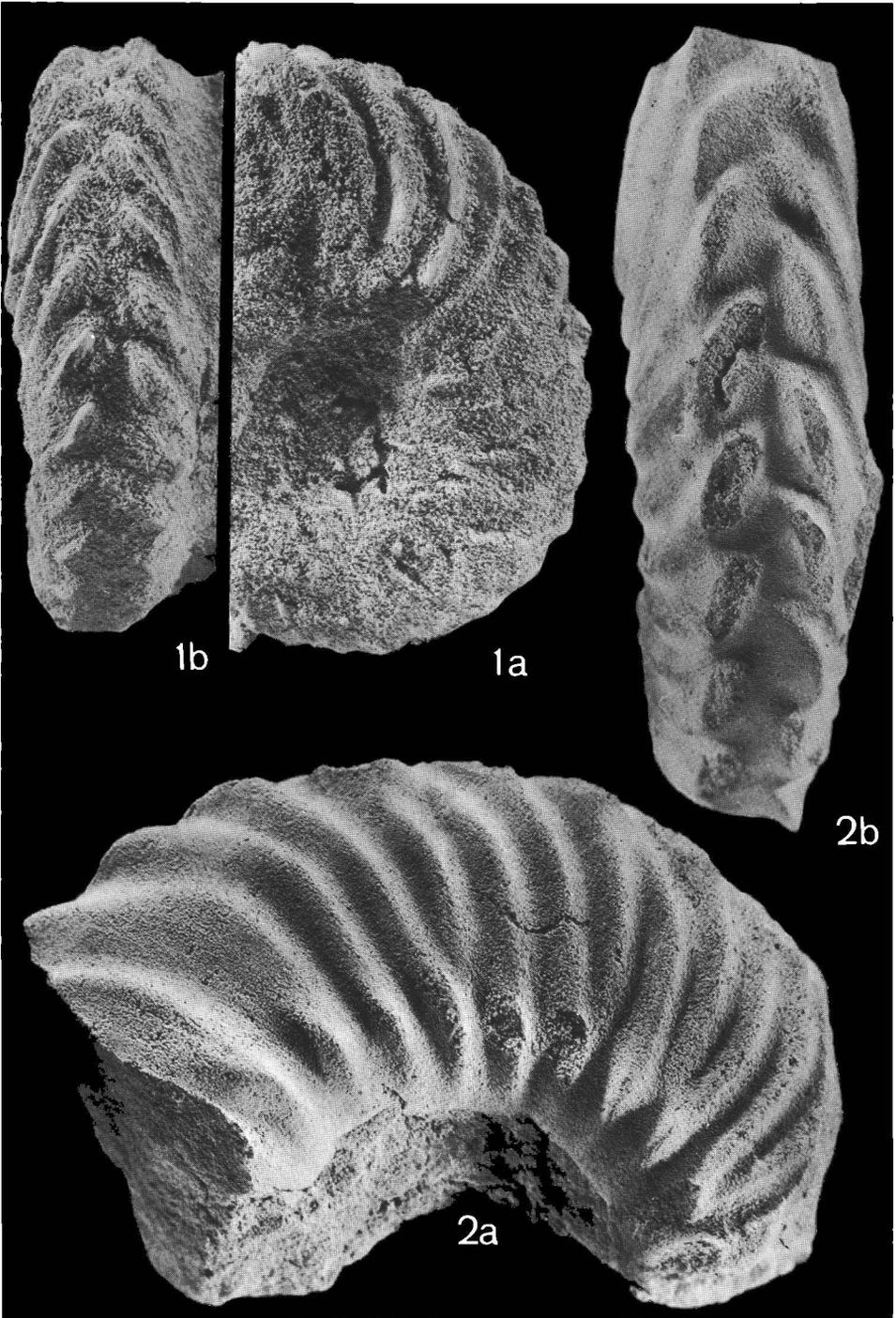
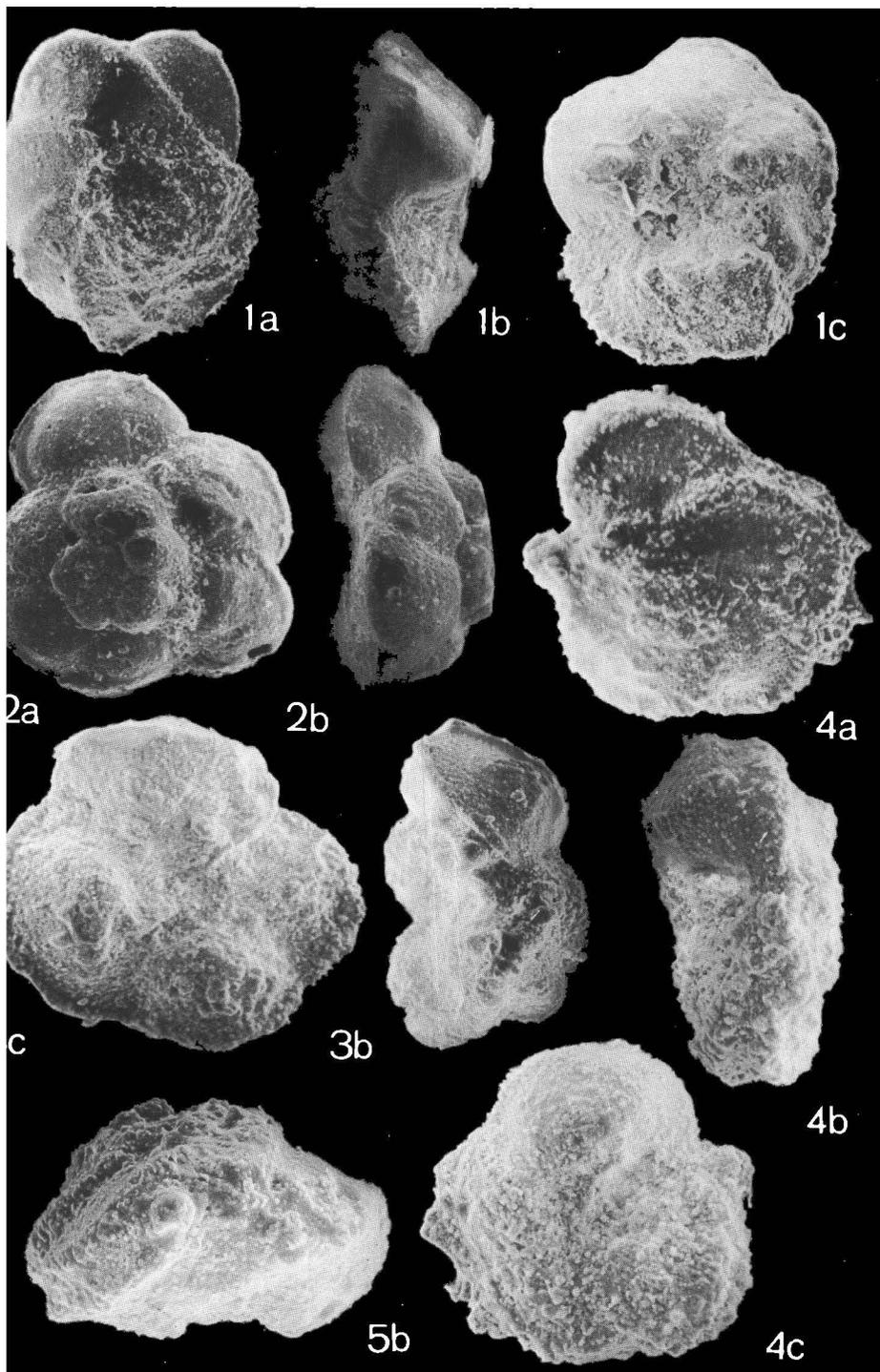


Plate 4

1. *Rotalipora brotzeni* (SIGAL), Lower/Middle Cenomanian, from the condensed part of the profile, 50 cm below the hardground, × 90.
2. *Rotalipora cushmani* (MORROW), Middle Cenomanian, infillings of the burrows, 50 cm below the hardground, × 110.
3. *Rotalipora cushmani* (MORROW), Middle Cenomanian, the hardground (material from the surroundings of the hiatus concretions), × 96.
4. *Dicarinella longoriai* PERYT, Lower Turonian (*Inoceramus labiatus* zone), 20 cm above the next hardground (compare the Text-Fig. 1), × 110.
5. *Dicarinella imbricata* (MORNOD), Lower Turonian (*Inoceramus labiatus* zone), the same place as above, × 90.
a—dorsal, *b*—lateral, *c*—ventral views.



Albian and Cenomanian microbiostratigraphy of the Manín Belt on the basis of foraminifera and nannofossils in the Belušké Slatiny – Slopná area

Mikro-Biostratigraphie des Alb und Cenoman der Manín-Zone im Gebiet Belušké Slatiny – Slopna auf der Grundlage von Foraminiferen und Nannofossilien

Von V. GAŠPARIKOVA und J. SALAJ*)

Mit 4 Abbildungen und 4 Tafeln

Summary: In the Manín area, located between the Klippen and Central Belts of the Central Carpathians three sedimentation zones are distinguished: the Klape zone, the Manín zone and the Kostelec zone. The conditions of sedimentation during the middle Cretaceous are different in the individual zones. Beginning with the Lower-Middle Albian boundary five tectonic phases can be distinguished in the Manín area.

The litho- and biostratigraphic subdivision of the Middle Cretaceous of the Kostelec and the Manín zones is discussed in detail.

Zusammenfassung: Im Manín-Gebiet, das zwischen dem Klippen- und Zentralbereich der Karpathen liegt, werden drei Sedimentations-Zonen unterschieden: die Klape-Zone, die Manín-Zone und die Kostelec-Zone. In den Sedimentations-Zonen sind die Ablagerungsbedingungen während der Mittelkreide verschieden. Beginnend mit Grenze Unter-Mittelalb können fünf tektonische Phasen in der Manín-Zone unterschieden werden.

Die litho- und biostratigraphische Untergliederung der Kostelec- und Manín-Zonen werden im Detail besprochen.

1. Introduction

The profiles studied are situated in the Manín zone extending between Belušké Slatiny, Sverepec, Slopná, Dolný – Horný, Lieskov, and Trstie (Fig. 1). This area was mapped first by ANDRUSOV (1951) and later by SALAJ (BEGAN et al., 1963). The last

*) Address: Dr. Viera GAŠPARIKOVA, Dr. Joseph SALAJ, both: Dionýz Štúr Institute of Geology, Mlynská dolina 1 CS- 817 04 Bratislava, Czechoslovakia.

author distinguished two sequences in the Middle Cretaceous on the basis of lithofacial differences and rich paleontological documentation (SALAJ in MAHEL et al., 1962; SALAJ, 1963, 1976). The geological sections are presented in Fig. 2. The first sequence is near Belušské Slatiny (Fig. 2, profile III), the second near Trstie – Slopná and Sverepec (Fig. 2, profiles I, II); in both sequences the foraminifera and nannoplankton have been studied and a detailed stratigraphy worked out.

2. Paleogeographical-tectonical development of the area studied in the Middle Cretaceous

In the Manín area (section Ilava – Považská Bystrica), located between the Klippen and Central Belts of the Central Carpathians to which SALAJ and SAMUEL (1966) called attention, three partial sedimentation zones are distinguished.

Their sequence from NW to SE is as follows:

- 1) Klape sedimentation zone (continuous to the Kysuce sedimentation zone of the Klippen Belt in the north);
- 2) Manín sedimentation zone;
- 3) Kostelec sedimentation zone (continuous to the Strážov sedimentation area in the south) (SALAJ, 1982).

A distinct differentiation of sedimentation conditions in the individual zones is evident in the Middle Cretaceous. In the Barremian – Lower Albian of the Manín zone distinct shallowing and sedimentation of the Urgonian limestone facies occurred. In the Kostelec basin, prevailing marls with layers of dark or light-coloured limestones were deposited; locally layers of limestones of Urgonian facies are developed. In the Klape basin in the Barremian – Aptian grey marls, marly limestone (in the zone adjacent to the Klippen Belt), dark marls, and dark organodetrital limestones of Urgonian type as well as Upper Aptian – Middle Albian flysch sediments were deposited (in the zone adjacent to the Manín sedimentation area).

Beginning with the Lower – Middle Albian boundary in the Manín sedimentation area distinct synsedimentary tectonic activities took place (Manín phase of folding; ANDRUSOV, 1959), during which five rapidly following tectonic phases are evident (SALAJ, 1982):

First phase: formation of a hardground at the surface of the Urgonian limestones (cf. also ANDRUSOV, 1959; ANDRUSOVÁ & ANDRUSOV, 1971; RAKUŠ, 1977).

Second phase: formation of a horst system, accompanied by submarine volcanic activity (SALAJ, 1962 b; SAMUEL & SALAJ, 1962). The lava ascended along pre-disposed deep faults (MARSHALCO & KYSELA, 1980) in the Kostelec, Manín and Klape sedimentation zones. In that time the Klape (or Ultrapieninic) ridge had already emerged (MAHEL, 1981; BEGAN & SALAJ, 1978), supplying pebble material into Upper Albian conglomerates of the Klape group.

Third phase: glauconitic limestones; in the Manín sedimentation zone breccias (ANDRUSOV & KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, 1971; RAKÚS, 1977), conglomerates (SALAJ, 1962 b; BEGAN et al., 1963) and pelagic marls were deposited locally.

Fourth phase: emersion of the central part of the system in the Manín sedimentation zone coinciding with emersion of the Klape ridge, its subsequent destruction, locally erosion of glauconitic limestones and formation of breccias (Urgonian and Lower Albian glauconite limestones).

Fifth phase: termination of tectonic activity; deepening and development of a homogeneous Upper Albian – Lower Cenomanian marly sedimentation in the Manín sedimentation zone and of flysch sedimentation in the Klape and Kostelec sedimentation zone.

In the Manín and Kostelec zones homogeneous sedimentation took place beginning at the Middle Cenomanian. Stratigraphic division of the individual lithofacial complexes of the Kostelec and Manín groups is as follows:

3. Stratigraphy

3.1. Kostelec group

Aptian – Albian boundary

The microfauna of the Upper Gargasian and Clansayesian consists of a rich assemblage of foraminifera of the *Epistomina (Brotzenia) charlottae* zone (SALAJ & SAMUEL, 1966), in which besides *Epistomina (Brotzenia) charlottae* VIEAUX one finds *Discorbis wassoewizi* DJAFAROV & AGALAROVA, *Hedbergella globigerinelloides* SUBBOTINA, *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Gaudryina dividens* GRABERT, *Anomalina (A.) agalarovae* VASILENKO, and *Epistomina (Brotzenia) spinulifera polypoides* (EICHBERG). Among the agglutinated foraminifera one finds *Rhizammina indivisa* BRADY, *Ammodiscus tenuissimus* GUEMBEL, *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER) and *Dendrophrya robusta* GRZYBOWSKI. Agglutinated foraminifera are also represented in the Lower Albian. In this case the appearance of both the species *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS) and the planktonic species *Ticinella roberti* (GANDOLFI) are important for establishing the lower boundary of the Albian. In the Lower Albian foraminifera association (*Ticinella roberti* zone) (samples no. 30, 29) the following species may additionally be found: *Ammodiscus cretaceous* (REUSS), *Kalamopsis grzybowskii* DYLAŽANKA, *Glomospira irregularis* (GRZYBOWSKI), *Spiroplectinata complanata* (REUSS), *Spiroplectinata davidi* MOULLADE, *Spiroplectinata annectens* (PARKER & JONES), *Lenticulina (Lenticulina) gaultina* (BERTHELIN), and *Gyroidina infracretacea* MORZOVA.

The establishment of the Aptian – Albian boundary on the basis of nannoplankton has not yet been possible because the distribution of species in the Upper Aptian foraminifera *Epistomina (Brotzenia) charlottae* foraminifera zone is equal to that of the

Lower Albian *Ticinella roberti* zone. The zone in question is the *Parhabdolithus angustus* zone, which extends into the Lower Albian.

The assemblage of calcareous nannoplankton is rich (Fig. 3).

Albian

The nannoplankton of the *Praediscosphaera cretacea* zone begins to appear in the upper part of the Lower Albian *Ticinella roberti* zone; its species composition is indicated in Fig. 3.

The Middle Albian, represented by flysch facies, predominantly contains the following agglutinated foraminifera: *Haplophragmoides walteri* GRZYBOWSKI, *Dendrophrya robusta* GRZYBOWSKI, and *Dendrophrya latissima* GRZYBOWSKI. The planktonic foraminifera corresponding to the *Thalmaninella ticinensis subticinensis* zone are very rare here. The nannoplankton is relatively rich (Fig. 3) and is still representing the *Praediscosphaera cretacea* zone. The uppermost part of the Middle Upper Albian which is also in a flysch facies, primarily contains agglutinated foraminifera with a composition similar to that in the Middle Albian. Among planktonic foraminifera representatives of the species *Thalmaninella ticinensis ticinensis* GANDOLFI were sporadically found. The lower boundary of the *Thalmaninella ticinensis ticinensis* zone is approximately identical with the lower boundary of the nannoplankton *Podorhabdus albianus* zone (Fig. 3).

The uppermost Albian, which corresponds to the *Whiteinella gandolfii* zone (= *Rotundina stephani* zone of SALAJ & SAMUEL, 1966) in association with *Planomalina (Planomalina) buxtorfi* (GANDOLFI) and *Thalmaninella balernaensis* GANDOLFI, is also uncommonly rich in agglutinated foraminifera.

The lower boundary of this re-named zone is determined by the first appearance of the species *Whiteinella gandolfi* n. sp. (syn. *Rotundina stephani* [GANDOLFI] sensu SALAJ & SAMUEL, 1963) and *Thalmaninella ticinensis conica* n. ssp. (syn. *Thalmaninella ticinensis stephani* [GANDOLFI] sensu MASSIN & SALAJ, 1970). For a description of the new species see below. The upper boundary is determined by the appearance of the species *Thalmaninella brotzeni* SIGAL.

In this part of the Albian, the nannoplankton species *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE & FERT) REINHARDT appears for the first time. This index species has given the zone its name and also characterizes the Lower Cenomanian flysch.

Cenomanian

From the standpoint of microfauna the Lower Cenomanian is defined in the sense of BEGAN, HAŠKO, SALAJ & SAMUEL (1978) by the *Thalmaninella brotzeni*, *Thalmaninella appenninica*, *Thalmaninella deecke* zones and the lowermost part of the *Thalmaninella evoluta* zone. In these zones there is also a considerable representation of benthic foraminifera. The foraminifera associations of individual Lower Cenomanian zones are indicated in Fig. 3.

Remark: The species *Thalmaninella appenninica* (RENZ) is understood by the authors in the sense of the type species, designated by MARIE (1948; *Globotruncana appenninica* n. sp. in RENZ, 1936; p. 14, Fig. 2, section left). Corresponding to this conception are also the figures of

Robaszynski & Caron (1979; p. 63, pl. 5, Fig. 1a, b, c). These are individuals of considerable dimensions (diameter 0.65–0.70 mm) with large umbilicus, large supplementary extraumbilical and mainly sutural apertures. On the other hand we consider *Thalmaninella appenninica* RENZ in the conception of REICHEL (1949; designated as a holotype in RENZ, 1936; p. 14, Fig. 1, section right top) as *Thalmaninella gandolfii* (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962) (cf. ROBASYNSKI & CARON, 1979; p. 83, pl. 11, Figs. 1a–c, 2a–c). The individuals belonging to this species are completely identical in both their dimensions (0.62–0.718 mm) and morphology with RENZ's (1936) figure on p. 14, Fig. 2, section right top and illustration of individuals in Fig. 1 (Prof. I. Gubbio, Schicht 6). If we, however, accept the conception of the species *Thalmaninella appenninica* (RENZ) in the sense of SIGAL (1969, p. 633), who also designates as type species the specimen chosen by REICHEL (1949), we should consider the species *Thalmaninella gandolfii* (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962) to be a synonym of *Thalmaninella appenninica* (RENZ) sensu REICHEL (1949) et SIGAL (1969) and choose a new name for *Thalmaninella appenninica* (RENZ) sensu MARIE (1948). This, however, would be against the rules of nomenclature.

Thalmaninella appenninica (RENZ, 1936) sensu MARIE (1948) as well as *Thalmaninella gandolfii* (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962) are found neither in the Upper Albian nor in the lowermost Cenomanian in the West Carpathians.

We consider the individuals occurring in the uppermost Albian of the West Carpathians and still corresponding to *Thalmaninella appenninica* (RENZ) in the sense if the classification of ROBASYNSKI & CARON (1979; p. 61, pl. 4, Figs. 2a, c, 3a–e) as *Thalmaninella balernaensis* GANDOLFI 1957. *Thalmaninella balernaensis* GANDOLFI is distinctly different from *Thalmaninella appenninica* (RENZ) sensu MARIE in its dimensions (0.47–0.56 mm), its smaller umbilicus and essentially its umbilical supplementary apertures, as well as its stratigraphical range. For these reasons, in agreement with SIGAL (1969), we cannot consider *Thalmaninella balernaensis* GANDOLFI as a synonym of *Thalmaninella appenninica* (RENZ) sensu MARIE (1948).

We consider other specimens found in the uppermost Albian of the West Carpathians, which in the sense of ROBASYNSKI & CARON (1977; p. 62, Figs. 2a–c, 3a–c) should correspond to the species *Thalmaninella appenninica* (RENZ), to be *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI). They have smaller dimensions (diameter 0.36–0.41 mm), a smaller umbilicus, and small supplementary extraumbilical to sutural apertures.

The last variety found in the West Carpathians in the lowermost Cenomanian is identical to *Thalmaninella appenninica* (RENZ), figured by ROBASYNSKI & CARON (1977; p. 61, pl. 4, Fig. 1a–c). This variety, however, differs from *Thalmaninella balernaensis* GANDOLFI. We are inclined to believe that it is a new species.

The Middle Cenomanian, also in flysch facies, is characterized by microfaunas from the *Thalmaninella evoluta* (beginning in the Lower Cenomanian) and *Rotalipora bicarinata* zones. The rich nannoplankton already corresponds to the *Gartnerago obliquum* zone (Fig. 3). This nannoplankton zone is characteristic not only of the Upper Cenomanian, characterized by fine-rhythmic flysch of the Praznov beds, but also of the Turonian flysch with the *Dicarinella imbricata* zone and the lowermost part of the *Helvetoglobotruncana helvetica* zone (SALAJ & GAŠPARIKOVÁ, 1983).

In the uppermost Middle and Upper Cenomanian, a rich planktonic microfauna (SALAJ & SAMUEL, 1966) of the *Rotalipora cushmani* zone or *Rotalipora montsalvensis* and *Rotalipora turonica* subzones characterizes the development of the Praznov beds. We also note several horizons in the Upper Cenomanian with a prevalence of benthic, mainly agglutinated foraminifera; these attain greatest species diversity and num-

bers in the uppermost part of the *Rotalipora turonica* subzone. The ratio of benthic to planktonic foraminifera is 95 : 5. The associations of foraminifera is as follows:

Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Ammodiscus tenuissimus GUEMBEL
Glomospira gordialis (JONES & PARKER)
Glomospira charoides (JONES & PARKER)
Glomospira irregularis GRZYBOWSKI
Hyperammina subnodosa BRADY
Rhabdammina discreta BRADY
Kalamopsis grzybowskii DYLAŻANKA
Rhizammina indivisa BRADY
Reophax splendidus GRZYBOWSKI
Ammobaculites alexanderi CUSHMAN
Dendrophrya excelsa GRZYBOWSKI
Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Dendrophrya latissima GRZYBOWSKI
Trochammina umiatensis TAPPAN
Trochammina globigeriniformis (JONES & PARKER)
Thalmannammina subturbinata (GRZYBOWSKI)
Haplophragmoides kirki WICKENDEN
Haplophragmoides walteri GRZYBOWSKI
Plectorecurvoides irregularis GEROCH
Trochamminoides confortus (GRZYBOWSKI)
Hormosina ovulum ovulum (GRZYBOWSKI)
Dorothia crassa (MARSSON)
Dorothia oxycona (REUSS)
Dorothia pupa (REUSS)
Dorothia gradata (BERTHELIN)
Spiroplectammina semicomplanata (CARSEY)
Spiroplectammina navarroana CUSHMAN
Gaudryina serrata FRANKE
Clavulinoides gaultinus (MOROZOVA)
Arenobulimina aff. *frankei* (BROTZEN)
Anomalina (*Gavelinella*) *baltica* BROTZEN
Stensioeina praeexsculpta (KELLER)
Hedbergella brittonensis LOEBLICH & TAPPAN
Hedbergella portsmouthensis (WILLIAMS & MITCHEL)
Thalmaninella greenhornensis (MORROW)
Thalmaninella reicheli (MORNOD)
Rotalipora cushmani (MORROW)
Rotalipora turonica BROTZEN
Praeglobotruncana marginaculata LOEBLICH & TAPPAN
Praeglobotruncana gibba KLAUS

If we compare this association of benthic foraminifera, which already appears in the Lower Albian, it is obvious that a similar microfauna is known from Rumania (NEAGU, 1962; ION, 1975). ION (1975) mentioned this microfauna from the Albian – Cenomanian zone of agglutinated foraminifera, which is defined from Rumania as the *Plectorecurvoides alternans*, *Haplophragmoides gigas minor*, *Recurvoides imperfectus* and *Glomospira irregularis* range zone (GR. ALEXANDRESCU & J. SANDULESCU, 1973).

It is necessary to note that throughout the Lower to Middle Cenomanian considerable facial changes were taking place in the Kostelec sedimentation area as a consequence of the emerged Kostelec ridge (SALAJ, 1982). In the strip between Moštenec and Praznov the flysch acquires the character of conglomeratic limestones to conglomerates; material from this cordiller was supplied into this strip. Therefore near Praznov these conglomerates also acquire a marginal character and their stratigraphic range is greater. It cannot be excluded that they even reach up into the Turonian. To the SW near Zemiansky Krašov the calcareous conglomerates are a fine-grained part of the flysch in which layers of variegated marls of Lower Middle Turonian age also occur. These were obviously deposited under conditions of raised basement after termination of the Kostelec cordiller at a time when gradual deepening took place in this zone.

Towards the SW in the strip south of Butkov and Kalište calcareous fine-grained conglomerates with *Exogyra columba silicea* (LAMARCK) occur in the Middle Cenomanian flysch. In the upper part the microfauna of the *Rotalipora montsalvensis* subzone is found in marls. The microfauna of the *Rotalipora turonica* subzone can be found in marls with layers of sandstone and fine-grained conglomerate limestones (about 250 m SE of elev. p. Kraličková and 600 m SW of elev. p. Kalište, in the cut of the forest road).

Cenomanian – Turonian boundary

According to present knowledge (SALAJ & SAMUEL, 1966) the *Rotalipora cushmani* zone extends up into the lowermost Turonian, while the higher Lower Turonian corresponds to the *Dicarinella imbricata* zone in the West Carpathians. SALAJ & GAŠPARIKOVÁ (1983) dealt more closely with this problem and we therefore refer to their work.

3.2. Manín group

Aptian – Albian boundary

The Aptian – Albian boundary in the Manín group lies within the facies of Urgonian limestones (SALAJ & SAMUEL, 1966). In the area of Záskaľie, Manín, and Butkov, their uppermost part reaches the Lower Albian (SALAJ & SAMUEL, 1966; BORZA, KÖHLER & SAMUEL, 1979; BORZA, 1982). From the microfacial standpoint, BORZA (1982) distinguished several facies in the Urgonian.

In the Manín area we have a microfauna of the *Ticinella roberti* zone from dark marly cherty limestones. Here a rich nannoplankton of the *Parhabdolithus angustus*

zone also exists. This zone is mainly characteristic of the Upper Aptian and also reaches the lowermost Albian. It is characterized by the following species:

- Cretarhabdus biseriatus* FORCHHEIMER
Cretarhabdus sp.
Cyclagelosphaera margereli NOËL
Chiastozygus ex gr. *litterarius* (GORKA) MANIVIT
Ellipsagelosphaera coronata (GARTNER) BLACK
Ellipsagelosphaera cf. *ovata* (BUKRY) BLACK
Parhabdolithus angustus (STRADNER) STRADNER
Stephanolithion sp.
Watznaueria barnesae (BLACK) PERCH-NIELSEN
Zygoolithus diplogrammus DEFLANDRE
Zygoolithus erectus DEFLANDRE
Nannoconus sp.

In the area of Butkov quarry the uppermost layers of the micritic limestones are light-coloured organodetrital limestones (about 3 m) overlying dark marly cherty limestones. In organodetrital limestones we found the species *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC) (Fig. 4). As a consequence of the Manín phase of folding, a brief break of sedimentation and a transgression of glauconite limestones containing a macrofauna of the *Protohoplites puzosianus* zone (ANDRUSOV & KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, 1971; RAKUS, 1977) occurs in the area of the Skalica klippen.

Middle Albian – Cenomanian

The overlying Cement Marl Formation (ANDRUSOV, 1959) of the Middle Albian to Lower Cenomanian contains a predominantly planktonic microfauna of the *Thalmaninella ticinensis subticinensis*, *Thalmaninella ticinensis ticinensis*, *Whiteinella gandolfii*, *Thalmaninella brotzeni*, *Thalmaninella appenninica*, and *Thalmaninella deeckeii* zones (Fig. 4). A rich nannoplankton also exists. Present are the *Praediscosphaera cretacea*, *Podorhabdus albianus*, and *Eiffelithus turriseiffeli* zones. The correspondence of the foraminifera and nannoplankton zones is shown in Fig. 4.

The Belušské Slatiny Formation (SALAJ, 1982) is represented by coarse-rhythmical flysch (about 500 m); in the lower part coarse-grained calcareous sandstones with layers of fine-grained exotic conglomerates prevail over marls (2 : 1), whereas in the upper part marls are prevalent over sandstones (4 : 1). In this sequence foraminifera of the *Thalmaninella evoluta*, *Rotalipora bicarinata* zones are established and in the uppermost part of the sequence representatives of the *Rotalipora montsalvensis* subzone begin to appear.

The Praznov Beds Formation (ŠTŮR, 1860) of the Upper Cenomanian is represented by a fine-rhythmical flysch in which marls predominate. In these marls rich associations of planktonic foraminifera, representing the *Rotalipora montsalvensis* and the *Rotalipora turonica* subzones (SALAJ, 1962b; SALAJ & SAMUEL, 1966) are found. The nannoplankton found here represents the *Gartnerago obliquum* zone.

Benthic, calcareous and mainly agglutinated foraminifera are found in several horizons (Fig. 4), but are restricted to the Middle and Upper Cenomanian. These are

the same species found in the Cenomanian of the Kostelec group which already begins in the Upper Albian.

The final horizon of agglutinated foraminifera appears in the uppermost part of the *Rotalipora turonica* subzone, underlying the Lower Turonian *Dicarinella imbricata* zone.

4. Paleontological description

Globotruncanidae BROTZEN, 1942

Genus: *Whiteinella* PESSAGNO, 1969

Whiteinella gandolfii n. sp.

1962 *Rotundina stephani* (GANDOLFI) — SALAJ 1962 a: Mikrobiostratigraphische Studien der Kreide in der Krizna — etc., p. 254.

1966 *Rotundina stephani* (GANDOLFI) — SALAJ & SAMUEL: Foraminifera der Westkarpaten — Kreide, p. 195, Tab. 33, Fig. 8 (cum. syn.).

1980 *Rotundina stephani* (GANDOLFI) — SALAJ: Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie etc., p. 63, 68, 72; Figs. 11, 19, 21, 23, 25, 26, 27, 57, 58, 61; Tab. 1, 2; Pl. 4, Fig. 2; Pl. 5, Figs. 1, 2; Pl. 7, Figs. 1, 2.

Type species: The specimen figured in the publication by SALAJ & SAMUEL, 1963; pp. 103–104; Tab. VI; Fig. 1a–c.

Locus typicus: Lednické Rovné.

Stratum typicum: Lower Cenomanian of the Klappe group.

Derivation nominis: In honour of Dr. R. GANDOLFI.

Material: About 20 specimens from sample No. 309.

Diagnosis:

Test trochoidally coiled, formed by 2½ to 3 whorls with 5–6 chambers at the last whorl. The chambers are globular, inflated to spherical, separated on the spiral side by deepened, slightly bent sutures, on the umbilical side by radial sutures. The margin is slightly lobate, with two indistinct pseudokeels or keels; the surface is smooth, papillar on the umbilical side; the umbilicus is large and deep, the aperture semi-circular, interiomarginal, extraumbilical-umbilical, provided with lips reaching as far as the umbilicus.

Dimensions: diameter 0.35–0.42 mm, thickness 0.16–0.22 mm.

Stratigraphic range: In the West Carpathians in the Upper Albian to Middle Cenomanian of the Central, Manin, and Klippen zones.

Remark: From the phylogenetic standpoint this species is very important. Its origin should be sought in the genus *Ticinella* REICHEL 1950. We infer here the following phylogenetic lineage: *Ticinella roberti* (GANDOLFI) sensu REICHEL 1950 → *Whiteinella gandolfii* n. sp. → *Pseudoticinella bicarinata* (SAMUEL & SALAJ) → *Rotalipora montsalvensis* GANDOLFI. This is also one of the criteria we use to relate the genus *Rotalipora* BROTZEN 1952 with the species *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD) and *Rotalipora turonica* BROTZEN (cf. SALAJ & SAMUEL, 1966).

Genus: *Thalmaninella* SIGAL 1948

Thalmaninella ticinensis conica n. ssp.

1970 *Thalmaninella ticinensis stephani* (GANDOLFI) — MASSIN & SALAJ: Contribution à l'étude stratigraphique de la région Nabeur, p. 819.

1980 *Thalmaninella ticinensis stephani* (GANDOLFI) — SALAJ: Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie etc., pp. 58, 59, 63; Figs. 11, 21, 22, 23, 27, 32, 57, 61; Tab. 1; Pl. 4, Figs. 11–12, Pl. 5, Figs. 3–4.

Type species: The specimen figured in the publication by Salaj, 1980, Pl. 4, Fig. 12.

Locus typicus: Dj. Fguira Salah, Sample No. Z-1193/9.

Stratum typicum: Uppermost Albian.

Derivatio nominis: From Latin *conica* = conical.

Material: About 10 specimens from sample No. Z-1193/9 and 5 specimens from sample No. 27 Dolný Lieskov (Upper Albian of the Kostelec group).

Diagnosis:

We are dealing with highly vaulted forms of the species *Thalmaninella ticinensis* GANDOLFI, with 5–6 chambers ordered in 3–3½ whorls. The ventral side is plain. No distinct keel. The main aperture is interiomarginal, accessory apertures are typical as in the species *Thalmaninella ticinensis ticinensis* (GANDOLFI).

Dimensions: Diameter 0.33–0.45 mm,
thickness 0.20 mm.

Stratigraphic range: In the uppermost Albian to the basal Cenomanian of the West Carpathians and Tunisia.

Bibliography

- ALEXANDRESCU, GR., & SANDULESCU, J. (1973): Sur l'âge des argiles bariolées de la Nappe des Schichtes noirs (Audia) de la Vallée de la Moldova (Carpatés Orientales). Acad. R. S. R. Stud. cerc. geol. geof. geogr., ser. Geol., 2/18. Bucuresti.
- ANDRUSOV, D. (1951): Carte géologique détaillée de la République Tchécoslovaquie, Slovaquie – feuille Považská Bystrica. Štátny geologický ústav. Bratislava.
- ANDRUSOV, D. (1959): Geológia československých Karpát, 2. Slovenská akadémia vied, p. 1–375. Bratislava.
- ANDRUSOV, D., & KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. (1971): Transgression du Crétacé moyen dans l'unité de Manín (zone des Klippes, vallée du Váh, Slovaquie). Geologický zborník, Geologica Carpathica XXII: 149–157, 5 fig. Bratislava.
- BEGAN, A., HAŠKO, J., SALAJ, J., & SAMUEL, O. (1978): Standard Profiles for Microbiostratigraphical Division the Middle Cretaceous in the Carpathians in Czechoslovakia. Annales du Museum d'Histoire Naturelle de Nice, IV: X.1–X.10, 4 pls. Nice.
- BEGAN, A., & SALAJ, J., et al. (1963): Základný geologický výskum a mapovanie v M 1 : 25 000 a 1 : 50 000, spojený s edíciou máp 1 : 50 000, list Považská Bystrica. Manuscript. Archív Geologic. ústav D. Štúra. Bratislava.
- BELLIER, J.-P., & SALAJ, J. (1972): A propos du genre *Rotundina* Subbotina 1953, emend. Salaj, 1962 (Globotruncanidae). Note Serv. Géol. Tunisie, 40: 109–112. Tunis.

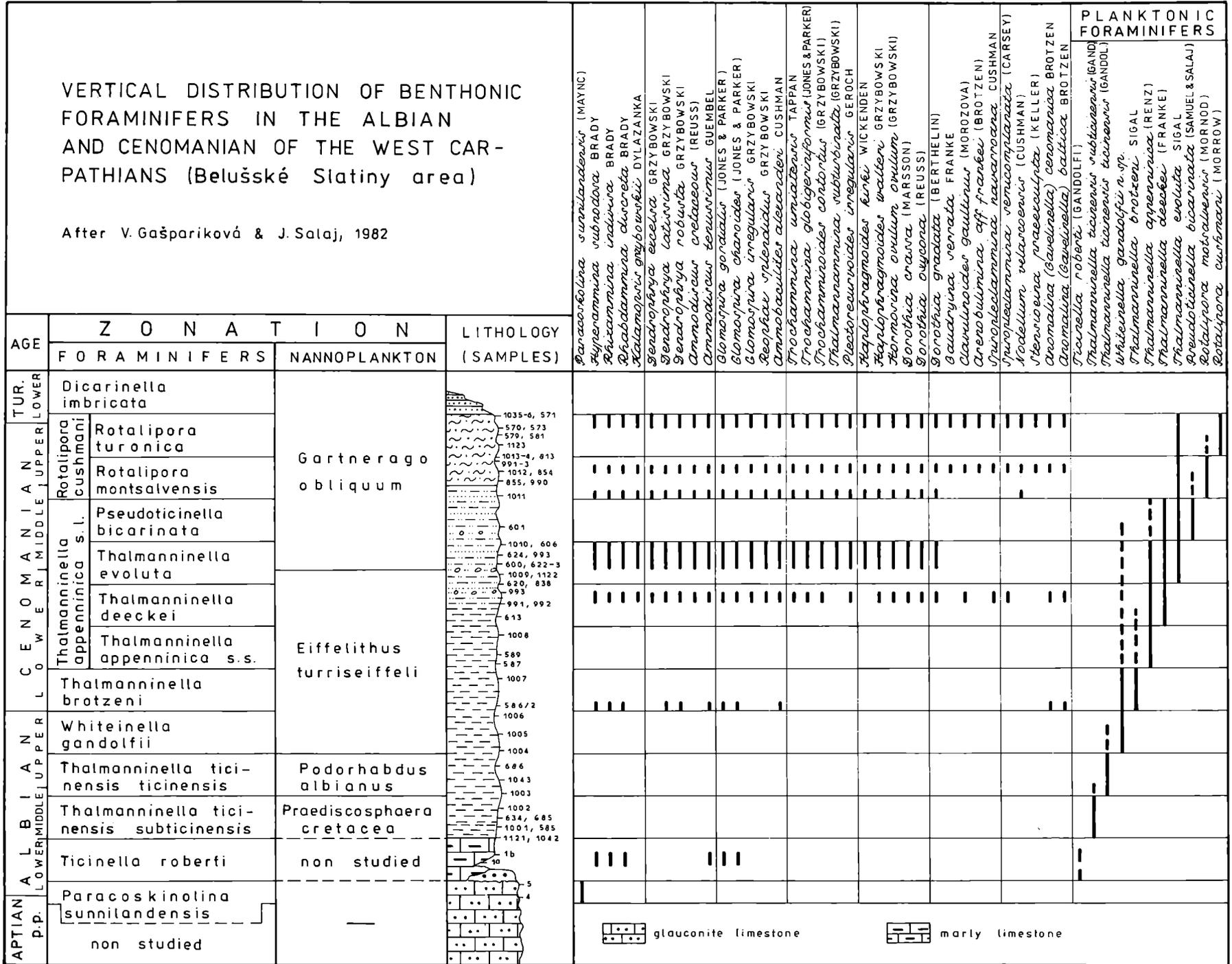
- BLACK, M. (1972): British Lower Cretaceous Coccoliths I. Gault Clay. Part 1, 2. Paleontograph. Soc. Monograph. London.
- BORZA, K. (1982): Vzťah vnútorných Karpát k bradlovému pásmu, mikrofacie a mikrofosílie vrchnej jury a spodnej kriedy. Manuscript. Institut of Geology SAV. Bratislava.
- BORZA, K., KÖHLER, E., & SAMUEL, O. (1979): New stratigraphic and tectonic data on Skalica klippe. Geologické práce, 72: 97–112, 3 tex-figs., 4 pls. Geologický ústav D. Štúra. Bratislava.
- BUKRY, D. (1969): Upper Cretaceous coccoliths from Texas and Europe. Univ. Kansas Paleont. Contrib. 51: Protista 2, p. 1–79, 40 pl. Lawrence.
- ČEPEK, P., & HAY, W. W. (1969): Calcareous Nannoplankton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. Trans. Gulf. Coast, Assoc. Geol. Soc. 19: 323–336.
- GANDOLFI, R. (1942): Recherche micropaleontologique et stratigraphique sulla Scaglia e sul flysch cretaceo dei dintorni di Balerna (Canton Ticino), Riv. Ital. Pal., XLVIII/V, 5–160. Milano.
- ION, J. (1975): Vraconien-Turonien de la nappe d'Audia (Bucovine). Guide Micropaléont. du Mésozoïque et du Tertiaire des Carpates Roumaines. 14^e Colloque Europ. Micropal., p. 151–153, 2 tex-figs. Inst. Geol. and Geophysics. Bucuresti.
- LUTERBACHER, H. P., & PREMOLI-SILVA, I. (1962): Note préliminaire sur une révision du profil de Gublio, Italie. II. Sur quelques Foraminifères planctoniques du Crétacé. Riv. Ital. Pal. LXVIII/2: 253–288, 3 figs., pls. XIX–XXIII. Milano.
- MAHEL', M., et al. (1962): Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXV - Žilina. Geofond vydavateľstvo, p. 1–272. Bratislava.
- MAHEL', M. (1981): Island character of Klippen Belt; Váhicum – continuation of southern Peninicum in West Carpathians. Geologický zborník, Geologica Carpathica XXXII/3: 293–305. Bratislava.
- MANIVIT, H. (1971): Nannofossils calcaires du Crétacé français (Aptien-Maestrichtien). Inst. de Géol. de la Fac. des Sciences d'Orsay, p. 1–187. Paris.
- MARIE, P. (1948): A propos de Rosalinella cushmani (Morrow). C. R. Somm. Soc. Géol. France, 1948/2: 39–42. Paris.
- MARSCHALCO, R., & KYSELA, J. (1980): Unit between Žilina and Považská Bystrica. Západné Karpaty, séria geológia, 6: 7–79. Bratislava.
- MASSIN, J.-P., & SALAJ, J. (1970): Contribution à l'étude stratigraphique du Crétacé moyen de la région de Nebeur (Tunisie septentrionale). Bull. Soc. Géol. France, 7^e Série, XII: 818–825. Paris.
- NEAGU, T. (1962): Studiul foraminiferelor aglutinante din argilele cretacee superioare de pe valea Sadovei (Cimpulung Moldovenesc) si bazinul superior al văli Buzăului. Acad. R. P. R., Stud. cerc. geol. VIII/2. Bucuresti.
- NOËL, D. (1970): Coccolithes crétacés. Le craie campanienne du Bassin du Paris. Ed. du centre Nat. de la recherche scientifique, 129 p., 48 tab. Paris.
- RAKÚS, M. (1977): Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. Geologické práce, Správy 69: 21–38. Geologický úst. D. Štúra. Bratislava.
- REICHEL, M. (1949): Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin). Act. Soc. helv. Sc. Nat. p. 137–138. Basel.
- RENZ, O. (1936): Stratigraphische und micropaleontologische Untersuchungen der Scaglia (Obere Kreide – Tertiär) im zentralen Apennin. Eclogae geol. Gelv., 29/1: 1–149, 14 fig., 15 pls. Basel.
- ROBASZYNSKI, F., & CARON, M. (1977): Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (mer Boréale et Téthys). Cahiers de Micropaléontologie I: 1–185, 39 pls. Paris.
- SALAJ, J. (1962a): Microbiostratigraphische Studien der Kreide in der Krížna – und Manin-Einheit. Geologické práce, Zošit 62: 245–259. Geologický ústav D. Štúra. Bratislava.

- (1962b): Správa o stratigrafii kriedových sedimentov manínskej série na liste Považská Bystrica. Manuscript. Archív Geologický ústav D. Štúra. Bratislava.
 - (1976): Prehodnotenie a spresnenie stratigrafie kriedy manínskej jednotky Strážovskej hornatiny. Manuscript. Archív Geologický ústav D. Štúra. Bratislava.
 - (1980): Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale. p. 1–238, 63 fig., 12 tab., 64 pls. Geologický ústav D. Štúra. Bratislava.
 - (1982): Mesozoic paleogeographic development in the north-western part of the West Carpathians of Slovakia. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 39: 203–229, 7 figs. Amsterdam.
- SALAJ, J., & GAŠPARIKOVÁ, V. (1983): Turonian and Coniacian microbiostratigraphy of the Tethys regions on the basis of foraminifers and nannofossils. *Kreide-Symposium, München, Juni 1982. Zitteliana 10*: 595–607. München.
- SALAJ, J., & SAMUEL, O. (1962): Mikrobiostratigraphie der Mittel- und Oberkreide im Ostteil der Klippenzone. *Geologické práce, Správy 30*: 93–112, Tab. VI–VII. Geologický ústav D. Štúra. Bratislava.
- (1966): Foraminiferen der Westkarpaten-Kreide. *Geologický ústav D. Štúra*, p. 1–291. Bratislava.
- SAMUEL, O., & SALAJ, J. (1962): Einige neue Foraminiferenarten aus der Kreide und dem Paläogen von Westkarpaten. *Geologické práce, 62*: 313–320. Geologický ústav D. Štúra. Bratislava.
- SIGAL, J. (1969): Contribution à une monographie des Rosalines. 2. L'espèce *Rotalipora appenninica* (O. Renz, 1936), origine phylétique et taxonomic. In: P. BROENNIMAN & H. H. RENZ: *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils Geneva 1967. II*: 622–639, 2 pls. Leiden.
- ŠTÚR, D. (1860): Bericht über die Übersichtsaufnahme des Wasser-Gebietes der Waag und Neutra. *Jb. der k.-k. geol. Reichsanstalt, IX*: 17–149. Wien.
- THIERSTEIN, H. R. (1971): Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. *Eclogae geol. Helv. 64/1*: 29–45, 4 pl. Basel.

FIG. 4

VERTICAL DISTRIBUTION OF BENTHONIC FORAMINIFERS IN THE ALBIAN AND CENOMANIAN OF THE WEST CARPATHIANS (Belušské Slatiny area)

After V. Gašpariková & J. Salaj, 1982



VERTICAL DISTRIBUTION OF PLANKTONIC
FORAMINIFERS AND NANNOPLANKTON
IN THE ALBIAN AND CENOMANIAN
OF THE WEST CARPATHIANS
(Tstie, Dolný Lieskov and Horný Lieskov dred)

After V. Gašpariková & J. Salaj, 1982

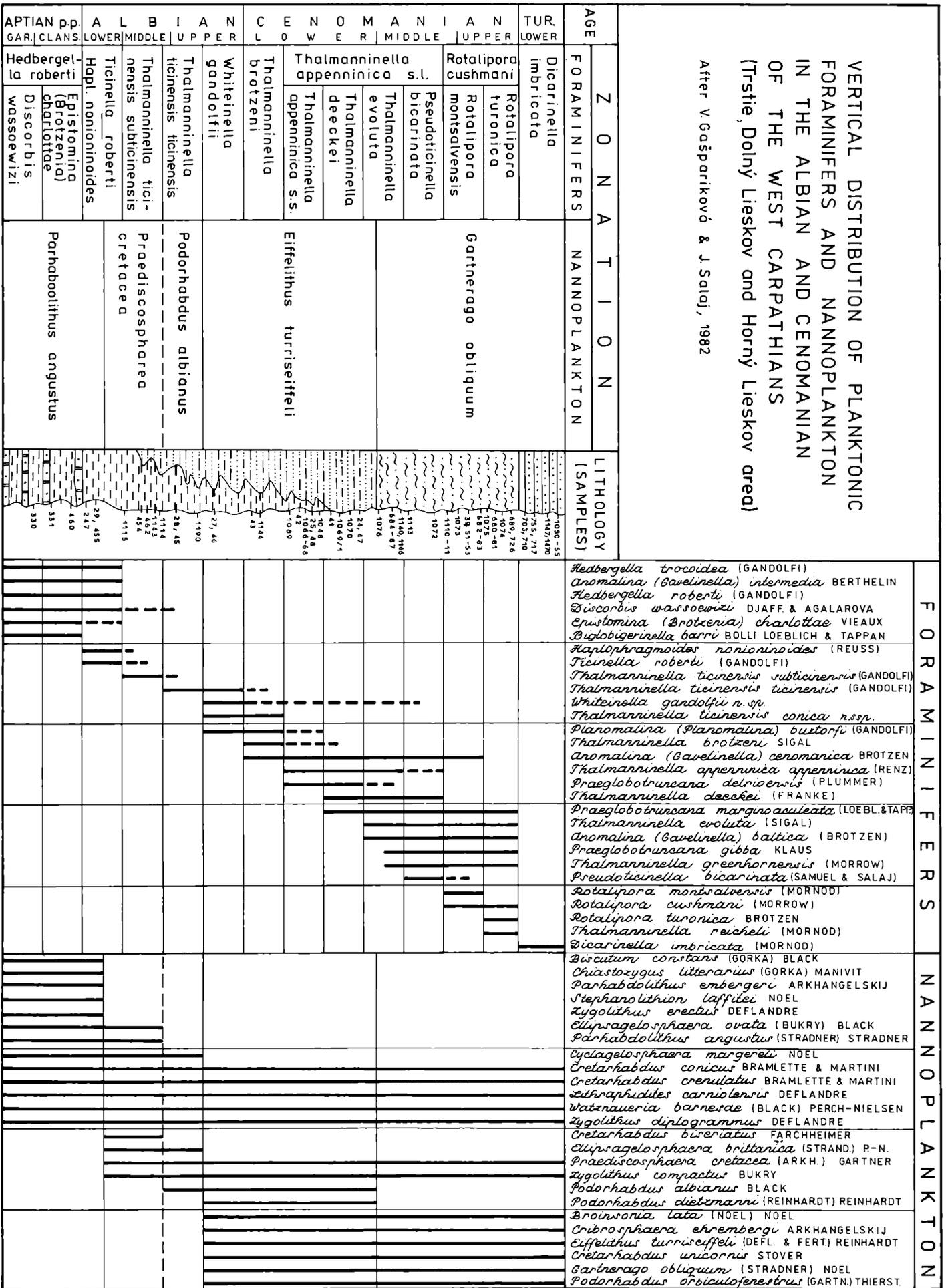


FIG. 3

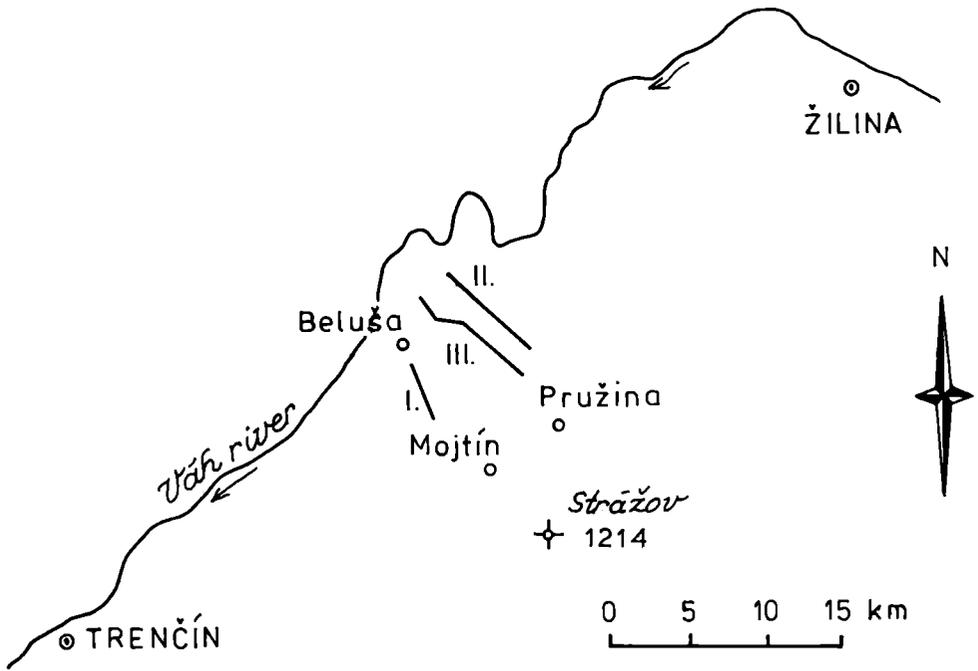


Fig. 1. Situation of selected profiles of the area under study

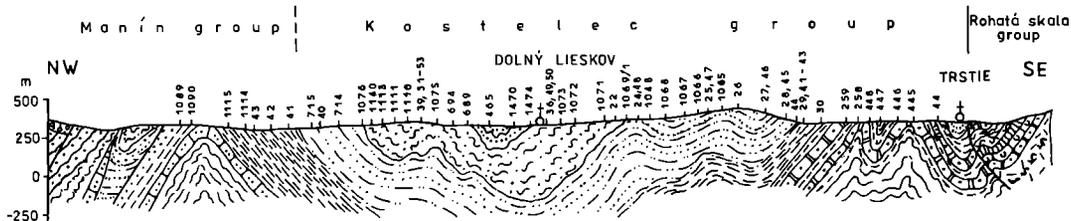
Legend to geological profiles I–III (Fig. 2)

- 1 – Eggenburgian: basal conglomerates, sandstones and shales;
- 2 – Turonian: flyschoid sequence of the Kostelec and Manín groups;
- 3 – Middle and Upper Cenomanian: fine-rhythmical flyschoid sequence (of the Praznov beds);
- 4 – Middle Cenomanian: coarse rhythmical flyschoid sequence of the Belušské Slatiny beds, sandstones, sandy shales and fine-grained exotic conglomerates;
- 5 – Upper Albian to Middle Cenomanian: flyschoid sequence of the Kostelec and Manín groups;
- 6 – Lower Albian: marls;
- 7 – Middle Albian: ultrabasic rocks;
- 8 – Barremian to Aptian: dark organogenic limestones, layers of grey Urgonian type limestones, glaukonite limestones and marls;
- 9 – Barremian to Lower Albian: organogenic and organodetrital orbitoline and hippurite massive limestones (Urgonian facies);
- 10 – Tithonian to Neocomian: grey banked calpionel limestones;
- 11 – Upper Oxfordian to Kimmeridgian: light-grey, brownish and pinkish platy limestones;
- 12 – Callovian to Oxfordian: cherty limestones, nodular limestones, and radiolarites;
- 13 – Liassic to Lower Dogger: spongolite limestones, sandy light-pinkish and red crinoidal limestones;
- 14 – Rhaetian: dark-grey sandy limestones and lumachelle limestones;
- 15 – Upper Carnian to Norian: Hauptdolomit with layers of red Keuper shales;
- 16 – faults.

I. PROFILE THROUGH THE MANÍN AND KOSTELEČ GROUPS

Dolný Lieskov and Trstie area

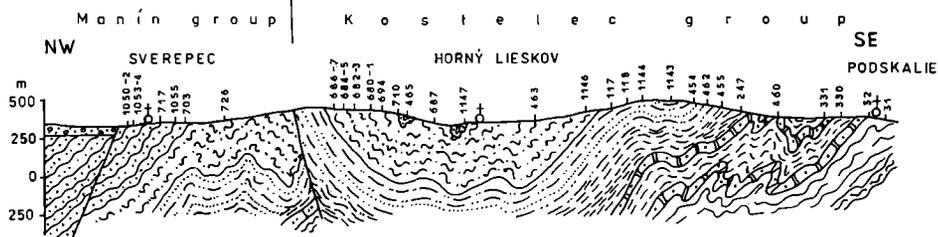
(Compiled by J. Salaj & V. Gašpariková, 1982)



II. PROFILE THROUGH THE MANÍN AND KOSTELEČ GROUPS

Horný Lieskov area

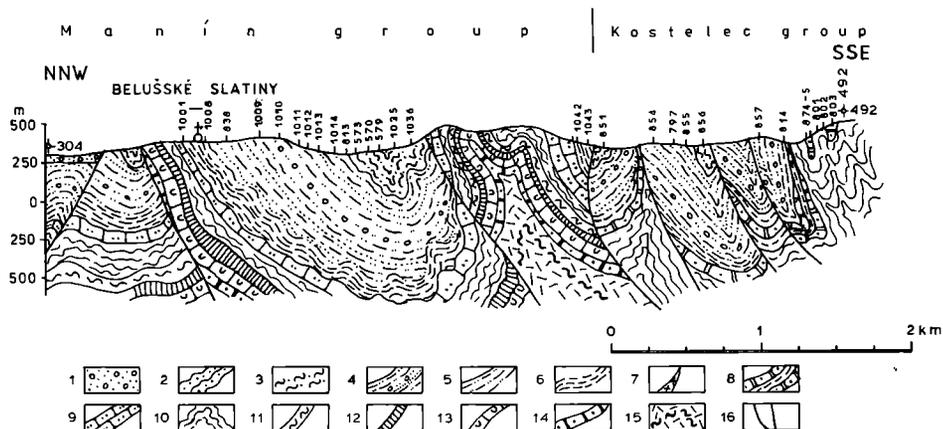
(Compiled by J. Salaj & V. Gašpariková, 1982)



III. PROFILE THROUGH THE MANÍN AND KOSTELEČ GROUPS

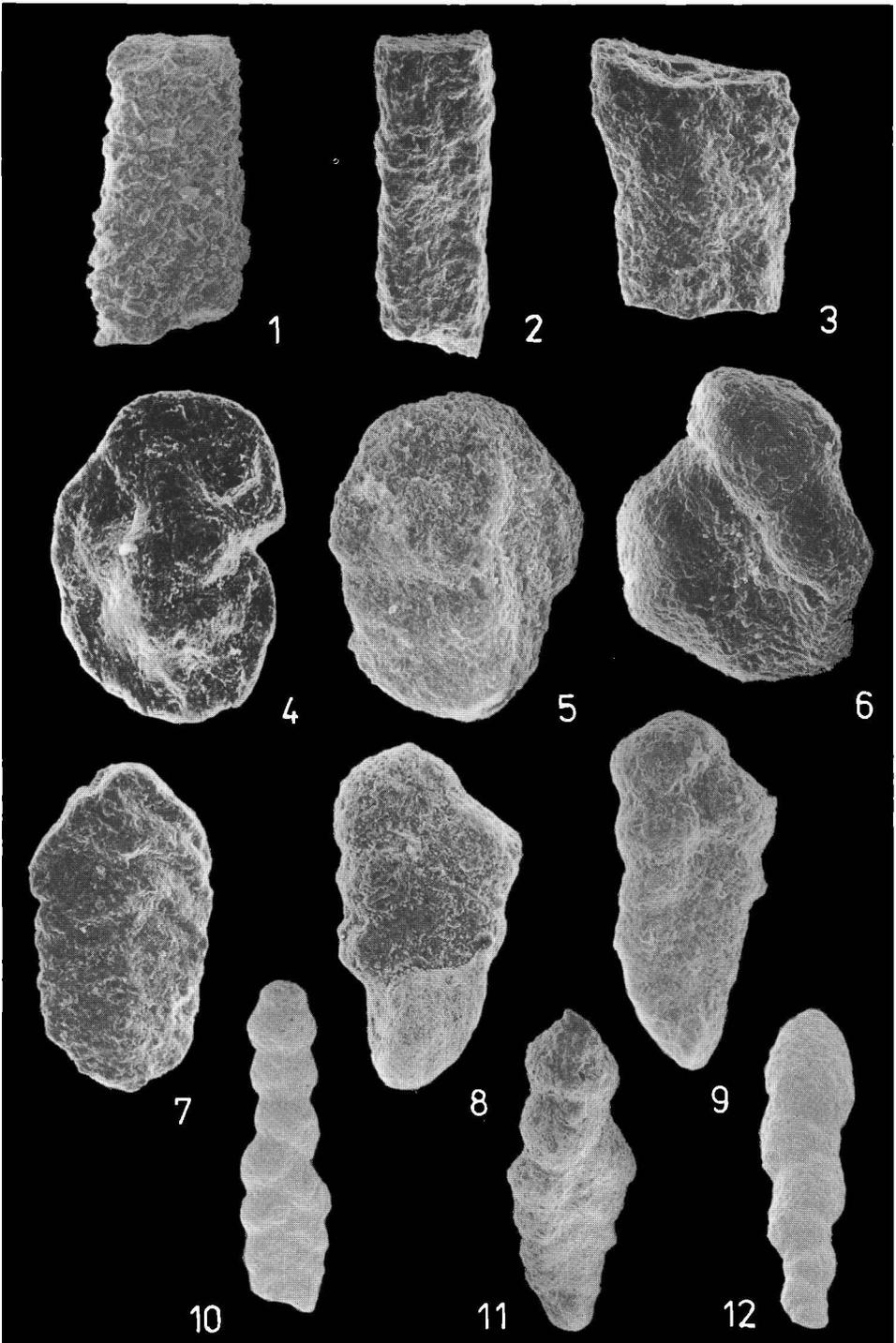
Belušké Slatiny area

(Compiled by J. Salaj, 1981)



Compiled on the basis of archival maps 1:25000 of Beluša (J. Salaj & M. Rakus, 1963) and Pružina (J. Salaj 1963)

Fig. 2. Geological profiles of the middle cretaceous in the strážovské vrchy MTS



Legend see page 60

Plate 1

Scanning (JSM₃) micrographs of significant benthic foraminifera

- Fig. 1. *Rhabdammina discreta* BRADY; lateral view 70×.
Loc.: Trstie, sample no. 30. Lower Albian.
- Fig. 2. *Dendrophrya latissima* GRZYBOWSKI; lateral view 50×.
Loc.: Trstie, sample no. 22. Lower Cenomanian.
- Fig. 3. *Dendrophrya robusta* GRZYBOWSKI; lateral view 65×.
Loc.: Trstie, sample no. 22. Lower Cenomanian.
- Fig. 4. *Haplophragmoides walteri* GRZYBOWSKI; umbilical view 70×.
Loc.: Belušské Slatiny, sample no. 1010. Middle Cenomanian.
- Fig. 5–6. *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS); 5. lateral view 60×; 6. umbilical view 60×.
Loc.: Trstie, sample no. 30. Lower Albian.
- Fig. 7. *Spiroplectammina navarroana* CUSHMAN; lateral view 70×.
Loc.: Dolný Lieskov, sample no. 22. Lower Cenomanian.
- Fig. 8. *Spiroplectinata davidi* MOULLADE; lateral view 75×.
Loc.: Trstie, sample no. 29. Lower Albian.
- Fig. 9. *Spiroplectinata davidi* MOULLADE; lateral view 50×.
Loc.: Trstie, sample no. 30. Lower Albian.
- Fig. 10. *Spiroplectinata annectens* (PARKER & JONES); lateral view 65×.
Loc.: Trstie, sample no. 30. Lower Albian.
- Fig. 11. *Spiroplectinata complanata* REUSS; lateral view 40×.
Loc.: Trstie, sample no. 30. Lower Albian.
- Fig. 12. *Pleurostomella subnodosa* REUSS; lateral view 35×.
Loc.: Trstie, sample no. 30. Lower Albian.

Plate 2

Scanning (JSM₃) micrographs of significant planktonic foraminifera

- Fig. 1–3. *Ticinella roberti* (GANDOLFI); 1. peripheral view 90×; 2. spiral view 90×; 3. umbilical view 100×.
Loc.: Trstie, sample no. 29. Lower Albian.
- Fig. 4–6. *Thalmaninella brotzeni* SIGAL; 4. spiral view 70×; 5. peripheral view 90×; 6. umbilical view 80×.
Loc.: Belušské Slatiny, sample no. 1007. Lower Cenomanian.
- Fig. 7. *Thalmaninella deeckeii* (FRANKE); peripheral view 90×.
Loc.: Dolný Lieskov, sample no. 24. Lower Cenomanian.
- Fig. 8. *Thalmaninella reicheli* (MORNOD); oblique umbilical view 60×.
Loc.: Belušské Slatiny, sample no. 573. Upper Cenomanian.
- Fig. 9. *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD); spiral view 60×.
Loc.: Dolný Lieskov, sample no. 39. Middle to Upper Cenomanian.
- Fig. 10–12. *Thalmaninella evoluta* (SIGAL); 10. peripheral view 90×; 11. spiral view 75×; 12. umbilical view 75×.
Loc.: Dolný Lieskov, sample no. 22. Middle Cenomanian.

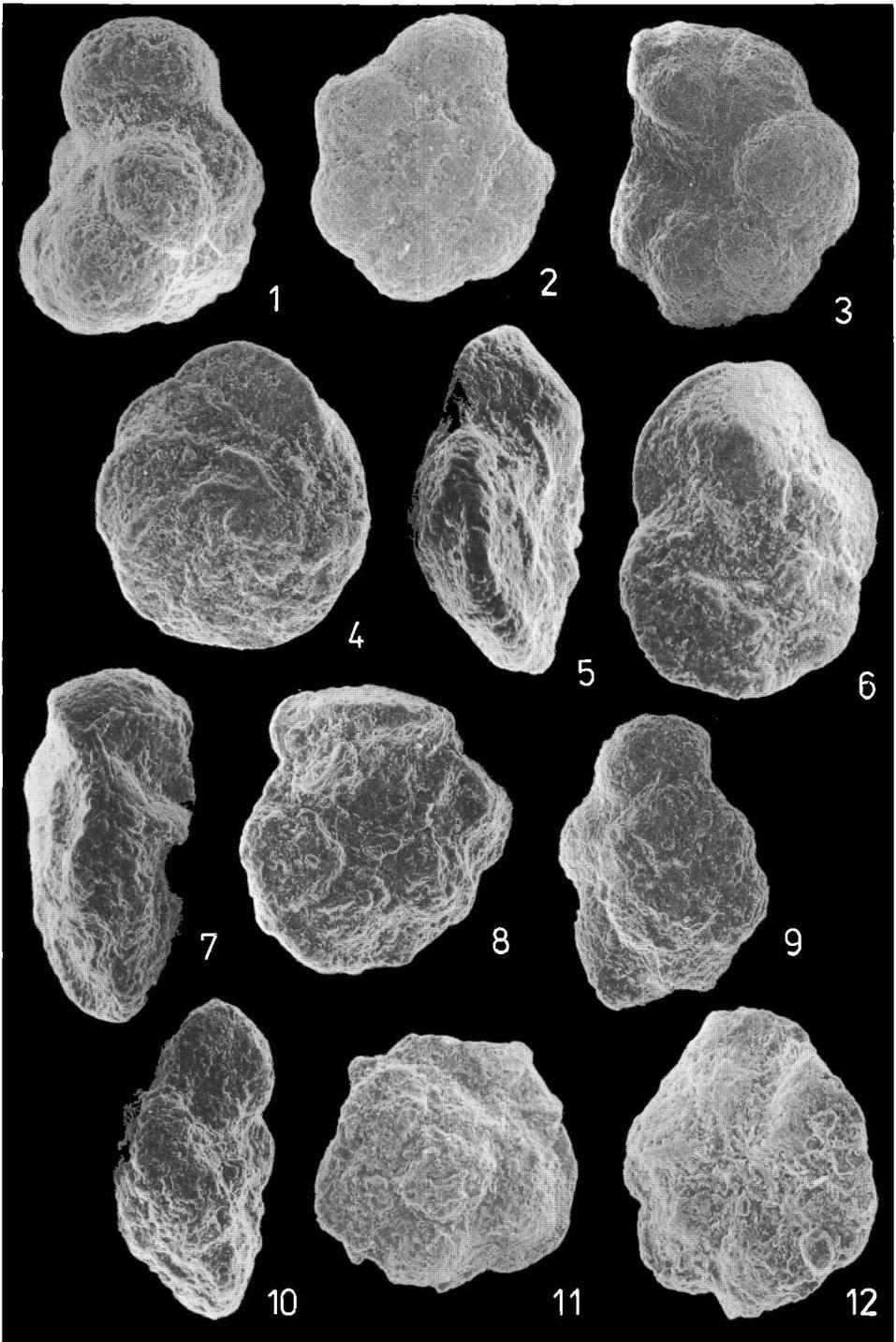


Plate 3

Scanning (JSM₃) micrographs of significant nannofossils

- Fig. 1. *Chiastozygus* sp., 5000×, proximal view;
Loc.: Trstie, no. 478/77.
- Fig. 2. *Chiastozygus cuneatus* (LYULEVA) ČEPEK et HAY, 6000×, distal view;
Loc.: Trstie, no. 480/77.
- Fig. 3. *Parhabdolithus* ex gr. *asper* (STRADNER) MANIVIT, 3500×, proximal view;
Loc.: Trstie, no. 480/77.
- Fig. 4. *Cretarhabdus* sp. 5000×, proximal view;
Loc.: Trstie, no. 478/77.
- Fig. 5. *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, 5000×, proximal view;
Loc.: Trstie, no. 482/77.
- Fig. 6. *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, 5000×, proximal view;
Loc.: Trstie, no. 482/77.
- Fig. 7. *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, 5000×, profil;
Loc.: Trstie, no. 481/77.
- Fig. 8. *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, 5000×, distal view;
Loc.: Trstie, no. 480/77.
- Fig. 9. *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, 5000×, distal view;
Loc.: Lieskov, no. 489/77.
- Fig. 10. *Zygodolithus compactus* (BUKRY) NOËL, 5000×, distal view;
Loc.: Lieskov, no. 486/77.
- Fig. 11. *Zygodolithus erectus* DEFLANDRE, 4000×, distal view;
Loc.: Trstie, no. 480/77.
- Fig. 12. *Zygodolithus compactus* (BUKRY) NOËL, 5000×, proximal view;
Loc.: Lieskov, no. 488/77.

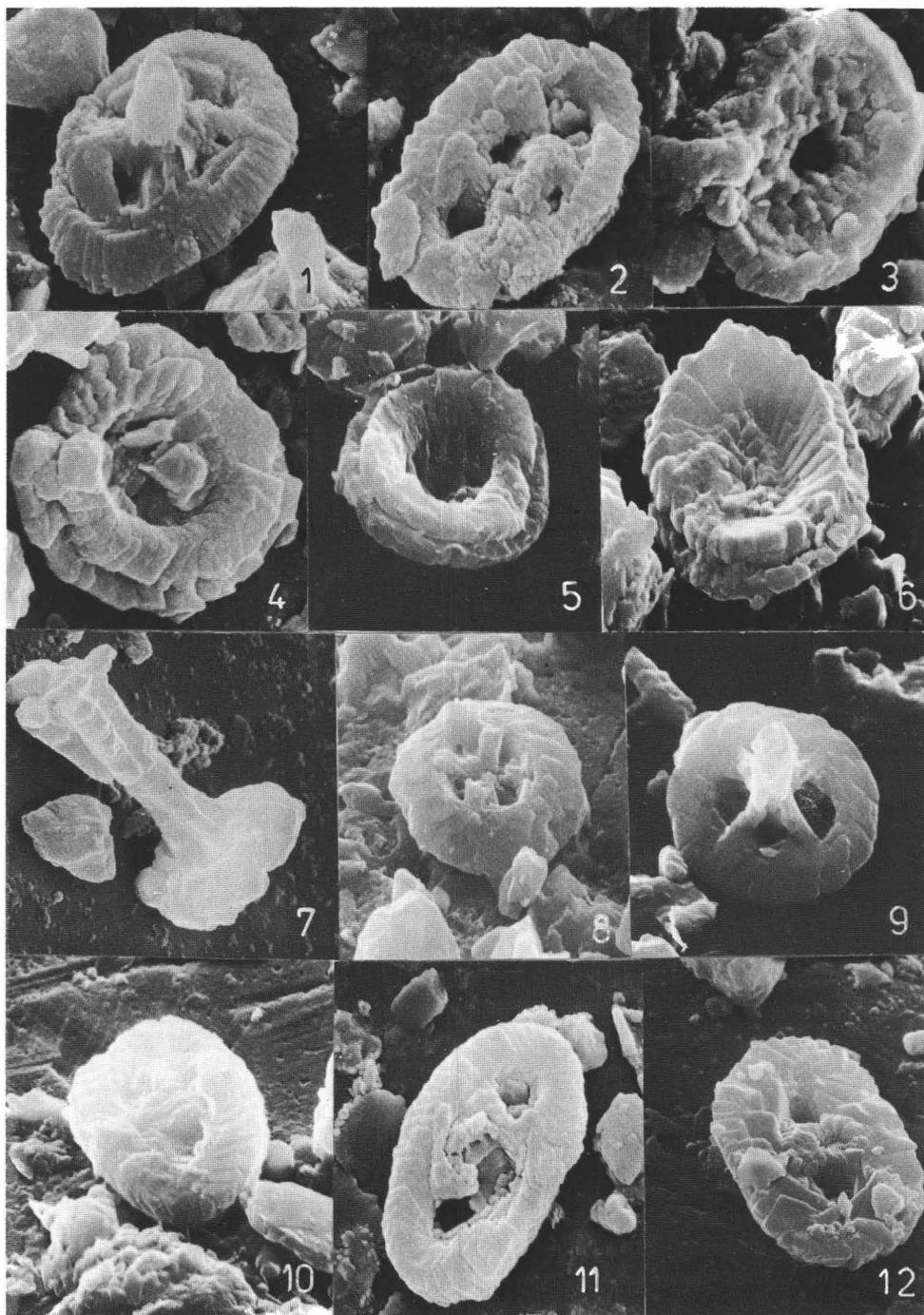
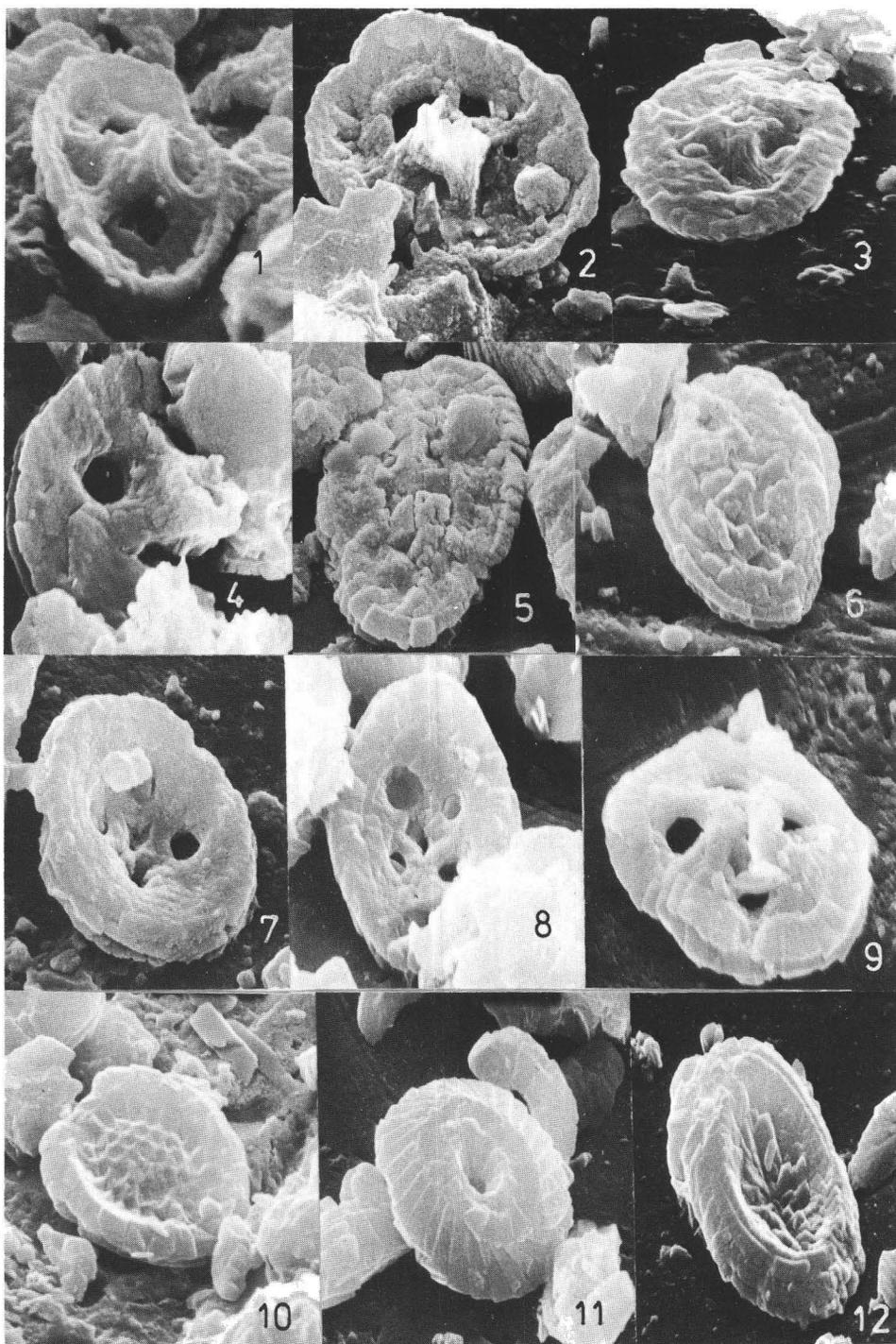


Plate 4

Scanning (JSM₃) micrographs of significant nannofossils

- Fig. 1. *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, 5000×, distal view;
Loc.: Trstie, no. 483/77.
- Fig. 2. *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, 4000×, distal view;
Loc.: Lieskov, no. 489/77.
- Fig. 3. *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, 5000×, distal view;
Loc.: Slopná, no. 436/79.
- Fig. 4. *Podorhabdus albianus* BLACK, 4500×, distal view;
Loc.: Trstie, no. 483/77.
- Fig. 5. *Gartnerago obliquum* (STRADNER) REINHARDT, 4500×, distal view;
Loc.: Slopná, no. 434/79.
- Fig. 6. *Gartnerago obliquum* (STRADNER) REINHARDT, 5000×, distal view;
Loc.: Slopná, no. 440/79.
- Fig. 7. *Podorhabdus orbiculofenestrus* (GARTNER) THIERSTEIN, 4500×, proximal view;
Loc.: Slopná, no. 436/79.
- Fig. 8. *Podorhabdus orbiculofenestrus* (GARTNER) THIERSTEIN, 5000×, proximal view;
Loc.: Lieskov, no. 489/77.
- Fig. 9. *Podorhabdus orbiculofenestrus* (GARTNER) THIERSTEIN, 5000×, distal view;
Loc.: Lieskov, no. 489/77.
- Fig. 10. *Cribrosphaera ehrenbergi* ARKHANGELSKIJ, 5000×, proximal view;
Loc.: Slopná, no. 440/79.
- Fig. 11. *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, 5000×, distal view;
Loc.: Slopná, no. 436/79.
- Fig. 12. *Broinsonia* sp., 5000×, proximal view;
Loc.: Slopná, no. 441/79.



A review of the Hungarian Middle Cretaceous key and reference sections

Übersicht der Basis und Referenzprofile der Mittelkreide Ungarns

Von G. CSÁSZÁR*)

Mit 21 Abbildungen

Abstract. From the 10 comparatively well-known lithostratigraphic units of formation rank of the Hungarian Middle Cretaceous distributed within the major structural units, the author presents a review of the lithological structure, stratigraphy and fossil content of the following seven formations:

- Alsópere Bauxite
- Tés Clay
- Zirc Limestone
- Pénezskut Marl
- Nagyharsány Limestone
- Bisse Marl
- Vékény Marl

The review reflects the present state of the key section analysis. The surface and drilled key and reference sections of the Tés, Zirc and Pénezskut Formations (investigations completed), one drilled reference section each of the Alsópere, Nagyharsány and Bisse Formations (investigation largely completed) and the surface key section of the Vékény Marl (investigation in its initial stage) are discussed.

The paper aims to serve as both a frame and basis for the forthcoming publications on the Hungarian Middle Cretaceous of this volume.

Zusammenfassung. Von den zehn relativ gut bekannten lithostratigraphischen Einheiten von Formationsrang der Mittelkreide Ungarns, die sich auf zwei großtektonische Einheiten des Landes verteilen, wird über die lithologische Gliederung sowie Fossilführung der folgenden sieben Formationen berichtet:

- Alsópere Bauxit Formation
- Tés Tonmergel Formation

*) Address: Dr. Géza CSÁSZÁR, Magyar Állami Földtani Intézet, Népstadion út 14, Pf. 106, H-1442 Budapest.

- Zirc Kalk Formation
- Pénteskt Mergel Formation
- Nagyharsány Kalk Formation
- Bisse Mergel Formation
- Vékény Mergel Formation

Die Übersicht zeigt den gegenwärtigen Stand der systematischen Basisprofiluntersuchungen. Dabei werden beschrieben: Die obertags und in Bohrungen erschlossenen Basis- und Referenzprofile der Tés, Zirc und Pénteskt Formationen, deren Untersuchung abgeschlossen ist, je ein Bohr-Referenzprofil der ebenfalls bereits untersuchten Alsópere, Nagyharsány und Bisse Formationen sowie das Obertag-Basisprofil der Vékény Mergel Formation, deren Untersuchung noch in ihrem Anfangsstadium ist.

Die Publikation bildet den Rahmen und die Grundlage für die anschließenden Beiträge.

1. Introduction

This review has two aims. On the one hand it is supposed to provide an adequate basis and frame for the following special stratigraphic or even paleogeographic and ecologic papers. On the other hand, it reports on the work already accomplished on this subject.

Before acquainting ourselves with the sections, we should briefly deal with the state of Middle Cretaceous research in Hungary. The formations described here occur in three zones of two tectonical units (Fig. 1), in the Transdanubian Central Range zone of the Central Range unit and in the Mecsek and Villány zones of the SE Hungarian or Tisza unit. On the surface, Middle Cretaceous formations occur only in the Transdanubian region, mainly in the Transdanubian Central Range.

Our official stratigraphic table (Fig. 2) includes at present 10 formation-rank lithostratigraphic units, their greater part may be found in the Transdanubian Central Range, although additional 2–3 occurrences are known from the Mecsek zone in the continuation of the Alföld.

From the originally planned 11 borehole sections 7 have been processed; work is now in progress on two further sections. Plans are being made to replace the two remaining boreholes with new ones in the less known Mecsek zone. In the frame of a national key section programme, several sections were exposed on the surface. Six of these have been investigated in detail and are maintained for future work.

The degree of processing of the sections varies according to the potential inherent in them and to the degree to which a need for them exists. Key sections are regularly subject to a complex paleontological and mineralo-petrographical processing, while in the case of reference sections, the sphere of analyses and their volume could be limited to the task at hand.

The results were prepared by either one of two methods: One is the complete recording of all the results, while the other—as stipulated by the Working Group—includes only selected results.

The sections investigated on the surface and from the borehole include six of the 10 well-known units of formation rank. Four of these are in the Transdanubian Central Range (Fig. 3).

2. Description of sections

2.1. Transdanubian Central Range

2.1.1. The Alsópere Bauxite Formation

Borehole Olaszfalu Ot-84 is regarded as the key section of this formation. Here, the 6.7 m thick bauxite layer resting on the Dachstein Limestone Formation reveals a significant erosion (Fig. 4).

Lithologically it may be subdivided into three units: In the lower 0.90 m a red bauxitic clay with limestone debris exists. In the middle part (4.2 m) the structure consists of a smooth or breccia-like brownish-red bauxite, while in the upper 1.6 m we find pisolithic bauxite of "tiger's structure". The allite content, consisting mainly of boehmite and subordinate gibbsite, increases upwards except in the uppermost, resili-fied sample. This feature is also well expressed in the modulus Al_2O_3/SiO_2 showing values between 6.5 and 9.1 in the upper unit. The characteristic associated mineral is kaolinite.

Reference sections include two boreholes. Tés Tt-27 (Fig. 4), where the Alsópere Bauxite Formation is again underlain by the Triassic Dachstein Limestone Formation and overlain by the Tés Clay Formation and Padrag Pa-7 (Fig. 5), where the Alsópere Bauxite Formation is represented by thin intercalations within the Zirc Limestone Formation and by the insoluble residue of the limestone.

2.1.2. The Tés Clay Formation

Apart from the terrestrial bauxite sediment mentioned above, the first member of the Middle Cretaceous sedimentary cycle deposited over much of the Central Range is represented by the Tés Clay. Being insufficiently resistant, only its basal beds are eventually preserved in outcrops as in Zirc, Pintérhegy (Fig. 6) and Lókutidomb (Fig. 7). Because of a significant regional difference in its makeup, several reference sections had to be chosen in addition to the original stratotype borehole section (Tés Tt-27; Fig. 8). Merely the 46 m thick stratotype section, built up mostly of variegated pelites with some carbonate, can be subdivided into 9 cyclothem on the basis of its variable grey-mottled colour. The most characteristic macrofaunal element is *Liostrea*. In three horizons it attains a lumachelle-type abundance while other macrofauna is sparse. The most abundant fossils in the stratotype section are Ostracoda. In the grey-coloured layers sporomorphs including even highly developed angiosperms, are frequent. In several localities *Muniera*-like forms are present in rock-forming quantities. The fossils prove the presence of a brackish-water, subordinately lacustrine sequence with some marine interbeddings.

The reference section in the central part of the basin is the borehole Zirc Zt-61 (Fig. 9). Drilling here penetrated a 62.7 m thick sequence which was less variegated than the former. The ratio of variegated to grey is 0.53. Characteristic are frequent limestone and calcareous marl intercalations as well as sandy layers in the upper part and conglomerates near the base. It may be further subdivided into 9 cyclothem which, however, cannot be correlated to the cyclothem of Tt-27. Its fossil content is richer and more variable than in the former, particularly in the upper part. The macro-

fauna is overwhelmingly represented by brackish-water and euryhaline forms. In addition to a rich Ostracoda assemblage of facies- or stratigraphic index value, a significant amount of Foraminifera, including some planktonic forms and several nannoplanktonic organisms, are also present. In addition to rockforming *Munieria* and abundant fruits of *Chara* other algae can be observed mainly in the upper part of the section. Its sporomorph content is also quite high and varied, with a predominance of pollen grains of relatively highly developed angiosperms. Taking this and the Ostracoda content into account, the age of this formation can be considered to be Middle Albian.

The NW wing of the sedimentary basin is represented by borehole Sur-1 (Fig. 10). The sequence (223.8 m) is the thickest known at present and the ratio of variegated layers to grey ones is 3.55 and therefore higher than in the other sections. Besides of the presence of conglomerates, frequent sandstone intercalations are also characteristic. The number of cyclothems is the highest (25). The fauna is poor.

Three more reference sections exist. The borehole Olaszfalu Ot-84 (Fig. 11) shows a transition between Zt-61 and Tt-27, while the borehole Csehbánya Cseh-13 (Fig. 12) is in many respects more similar to Zt-61. Borehole Urkut U-421 (Fig. 13), with its basal layers consisting of a weathering product and chert detritus of continental origin, reminds us even more of the borehole Zt-61. The overlying 3 m thick brackish-water and marine strata indicate a nearby pinching-out of the formation in a southwest direction.

Only two of the small number of exposures are worth mentioning (although even the others are informative as to the mode of occurrence of the formation). Bentonitic clay was deposited in the karstic cavities of Lower Liassic limestones of the Pintérhegy quarry at Zirc (Fig. 6). This was subsequently overlain by conglomerates including Jurassic and Lower Cretaceous detritic chert pebbles, then by Ostracoda bearing variegated clays with siltstone.

In the Lókut section (Fig. 7) a calcareous bank of *Munieria* lumachelle follows upon the Lower Cretaceous calcareous marl (Biancone facies). It is associated with pebbles at its base. Above it, within variegated layers, bentonitic intercalations several centimetres in thickness can be observed.

2.1.3. The Zirc Limestone Formation

It has an intermediate position within the Middle Cretaceous sedimentary cycle. With its massive or thickbedded development it is rather well exposed at the surface in the northern Bakony facies area, where the formation can be subdivided into three members: The stratotype of the Eperkéshegy Member has been chosen on the Eperkéshegy at Olaszfalu (Fig. 14). It comprises the entire member except for the lowermost layers. In addition to rockforming Pachyodonta (mainly *Agriopleura* species) other bivalves, gastropods, and diverse algae occur.

The greater part of the middle and upper member-rank units is exposed in the Jásd-2 section (Fig. 15). The middle member, mainly of intrapelsparry texture, is rich in benthonic Foraminifera, in many cases *Orbitolina*. The member ends with a lumachelle including *Rynchostreon* and worm-tubes. Slightly sandy, glauconite-rich, echi-

nodetritic limestones of the upper member overlies its slightly karstic surface and fill its cavities. The section Bakonyána-1 (Fig. 16) includes the topmost part of the upper member and the base of the Péntzeskut Marl Formation which terminates the sedimentary cycle. Due to rapid pelite and glauconite accumulation and to argillization of the limestone the transition is continuous, although in the portion with smaller nodules one can even observe slightly rounded rock debris. In the uppermost layers of the Zirc Limestone, ammonites of chronostratigraphic value (*Stoliczkaia dispar*) and planktonic foraminifera as well as abundant representatives of *Calcsphaerula* are present. The section Jásd-1 (Fig. 17) has exposed the same strata with an unconform contact.

In the northern Bakony, the entire formation is exposed in the stratotype section of Olaszfalu Ot-84 (Fig. 11) and in the reference section Péntzesgyör Pgy-5 (Fig. 18).

In the southern Bakony the formation attains its greatest thickness in the borehole Urkut U-421 (Fig. 13). The slightly variegated, thin-bedded limestone is characterized by a predominance of gastropod faunas of varied composition; occasionally even layers with *Pachyodonta* or *Chondrodonta* appear. The appearance of *Munieria* and *Chara* is indicative of freshwater or brackish-water influences.

Specific features of section Padrag Pa-7 (Fig. 5) are frequently intercalations of bauxitic marl, the flaming red colour, and the high dolomite content.

2.1.4. The Péntzeskut Marl Formation

This is the final member of the cycle. Its boundary stratotype with the Zirc Limestone is in the Bakonyána-1 section (Fig. 16). The base of the formation is constituted by calcareodetritic, nodular, ammonite-bearing, glauconite-rich limestones passing gradually upward into dolomitic marls with limestone lenses. In the Jásd-1 section (Fig. 17) the bulk of the post-hiatus basal detritus is made up of ammonites or other molluscs. The borehole Jásd-42 (Fig. 19) has been chosen as a stratotype section. The 470 m thick section can be subdivided into three units of quite similar thickness: the lower part is a grey dolomitic marl with dolomitic limestone lenses, in the middle part there are dolomitic marls without nodules, while the upper third is a sequence of alternating siltstones and sandstones. The latter shows an upwards increase in abundance and grain size. The extremely rich micro- and macrofossil content (mainly Foraminifera represented by about 200 taxa and ammonites) decreases considerably in the upper third, suggesting freshwater influences as a result of terminating cycles. While basal detritus is missing in the section, a high glauconite content persists. The reference borehole sections of Péntzesgyör Pgy-5 (Fig. 18) and Olaszfalu Ot-84 (Fig. 11) show the contact of the two formations. Accordingly, a poor detrital basal layer is recognizable in both formations. The glauconite content in the first one is subordinate.

2.2. Southern Transdanubia

Two Middle Cretaceous formations are known from the Villány Mountains and one from the Mecsek Mountains.

2.2.1. The Nagyharsány Limestone Formation

The occurrence of this formation, which is dissected by huge reef bodies of Urgan facies, and is exposed in outcrops and diggings in the Villány Mountains, bears witness to the fact that virtually identical conditions must have prevailed throughout the area from Barremian through Early Albian time.

As a result of selective coring, the borehole Nagybaracska B-27 (Fig. 20) intersected the formation for 38 m (24 m of core). It overlies the diabase found around the Jurassic/Cretaceous boundary. On the basis of the *Orbitolina* record its age would roughly correspond to the Aptian/Albian boundary.

2.2.2. The Bisse Marl Formation

This formation is known from a single outcrop in the Villány Mountains. It was penetrated by the water prospect well Nagybaracska B-28 (Fig. 20) and is 60 m thick (33 m of core). It was observed to show an anomalous development. The upper part, constituting the bulk of the sequence, is composed of grey feldspar-bearing gravelly sandstones. From this it can be deduced that it may be a single lenticular or tongue-like body enclosed in silty claymarl. In the absence of angiosperms and with a rich fauna of planktonic foraminifera its age roughly corresponds to the base of the Early Albian. The absence of the Nagyharsány Limestone Formation below the Bisse Marl formation may indicate a tectonic hiatus.

2.3. The Vékény Marl Formation of the Mecsek Mountains

The tectonic situation of the unique Middle Cretaceous red nodular marl with calcareous marl and limestone in the Mecsek Mountains has not yet been cleared up (Fig. 21). Enclosed as exotic lenses within the weathered, locally clastic diabase, the formation has been analysed only for its microfaunal content. This examination proved that the marls are of pelagic origin and may thus be assigned to the Lower Turonian. Their detailed analysis will be important even from the tectonic viewpoint.

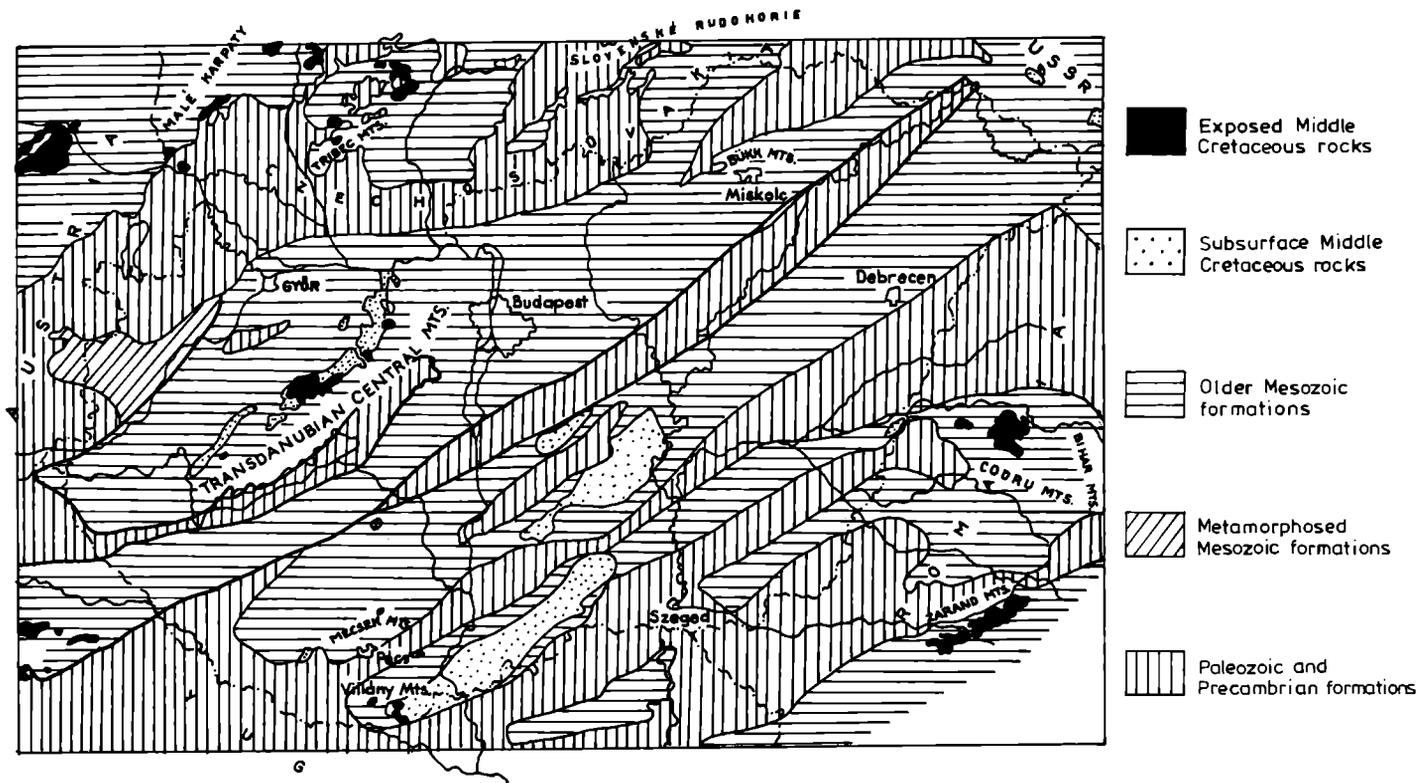
Acknowledgements

The major analyses of the materials recovered from the reported geological sections were carried out by the following specialists: A. CORNIDES SZEMETHY (X-ray diffraction analysis), M. FÖLDVÁRY (thermal analysis), L. FARKAS (X-ray diffraction analysis), M. JUHÁSZ (spore and pollen) A. HORVÁTH (Ammonites), L. MÓRA CZABALAY (Gastropoda, Pelecypoda), I. KOVÁCS BODROGI (microfossils), A. ORAVECZ SCHEFFER (Ostracoda), L. RAVASZ BARANYAI (micromineralogy), I. VICZIÁN (X-ray diffraction analysis).

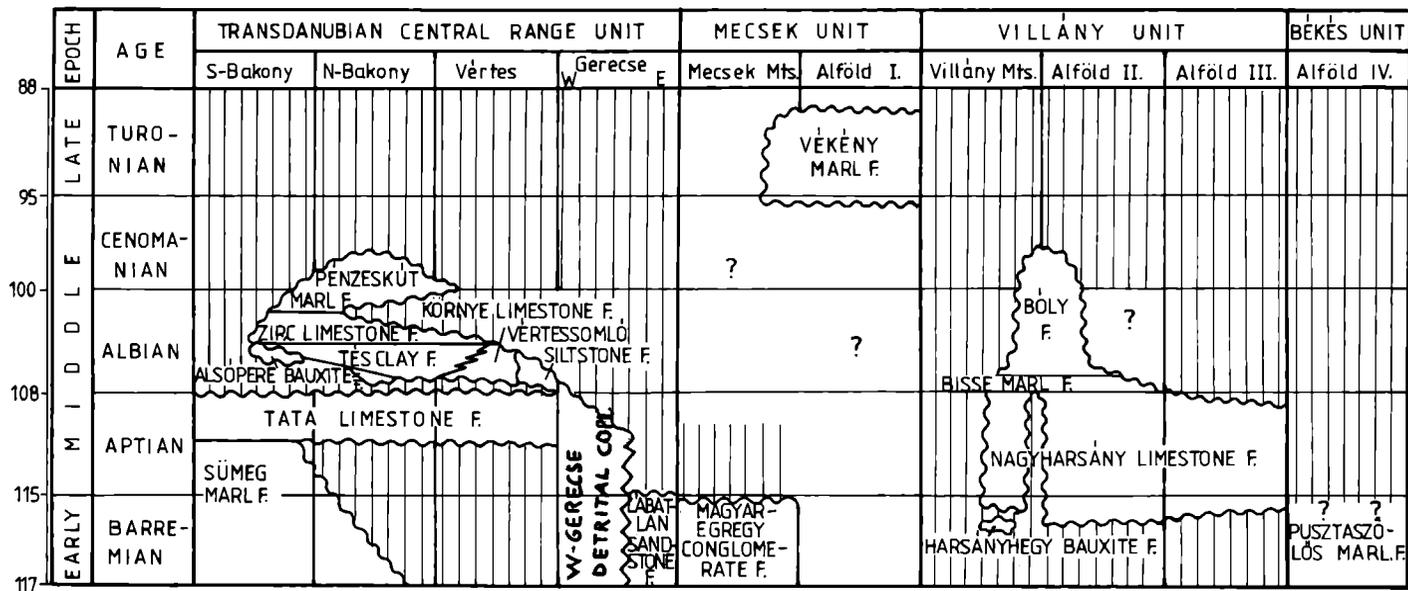
Fig. 1

Middle Cretaceous rocks in Hungary

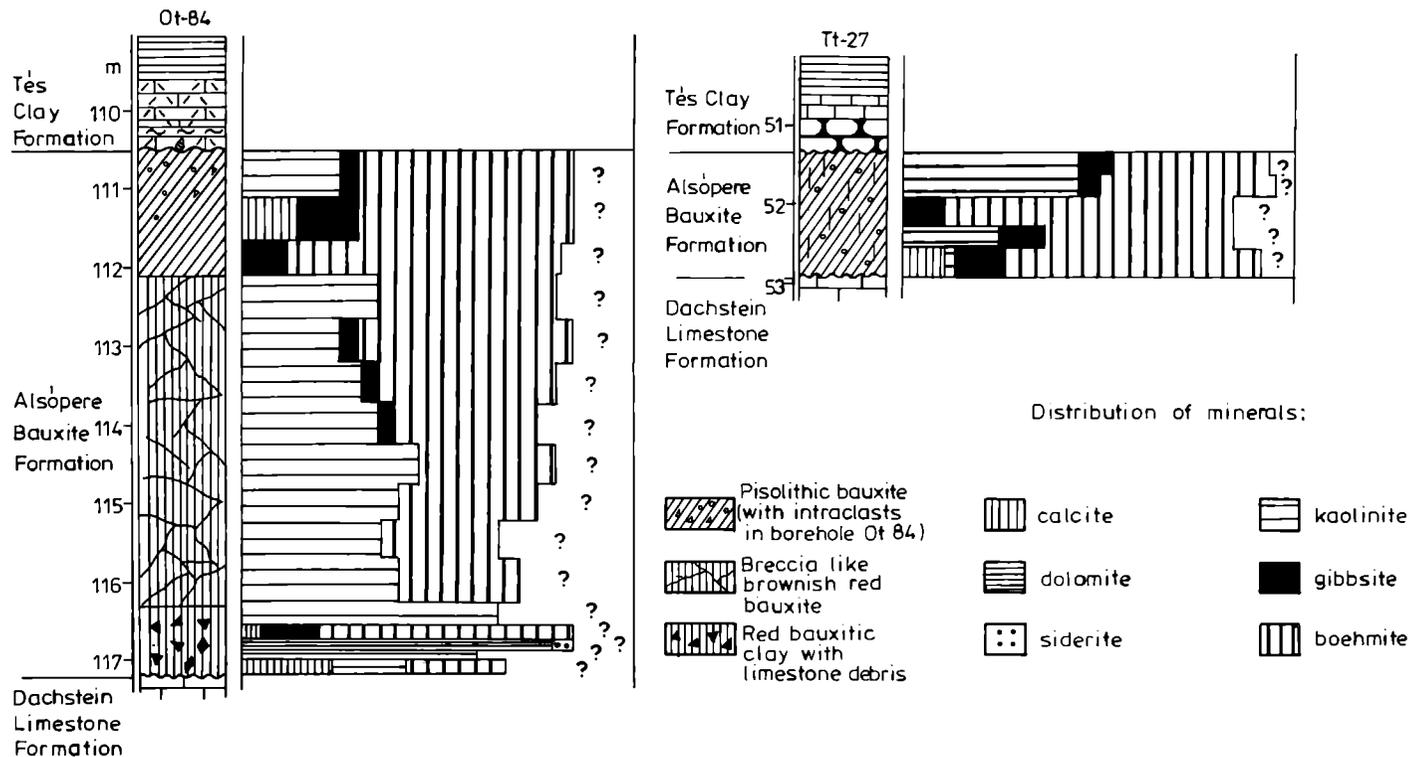
0 50 100 km



MIDDLE CRETACEOUS FORMATIONS OF HUNGARY

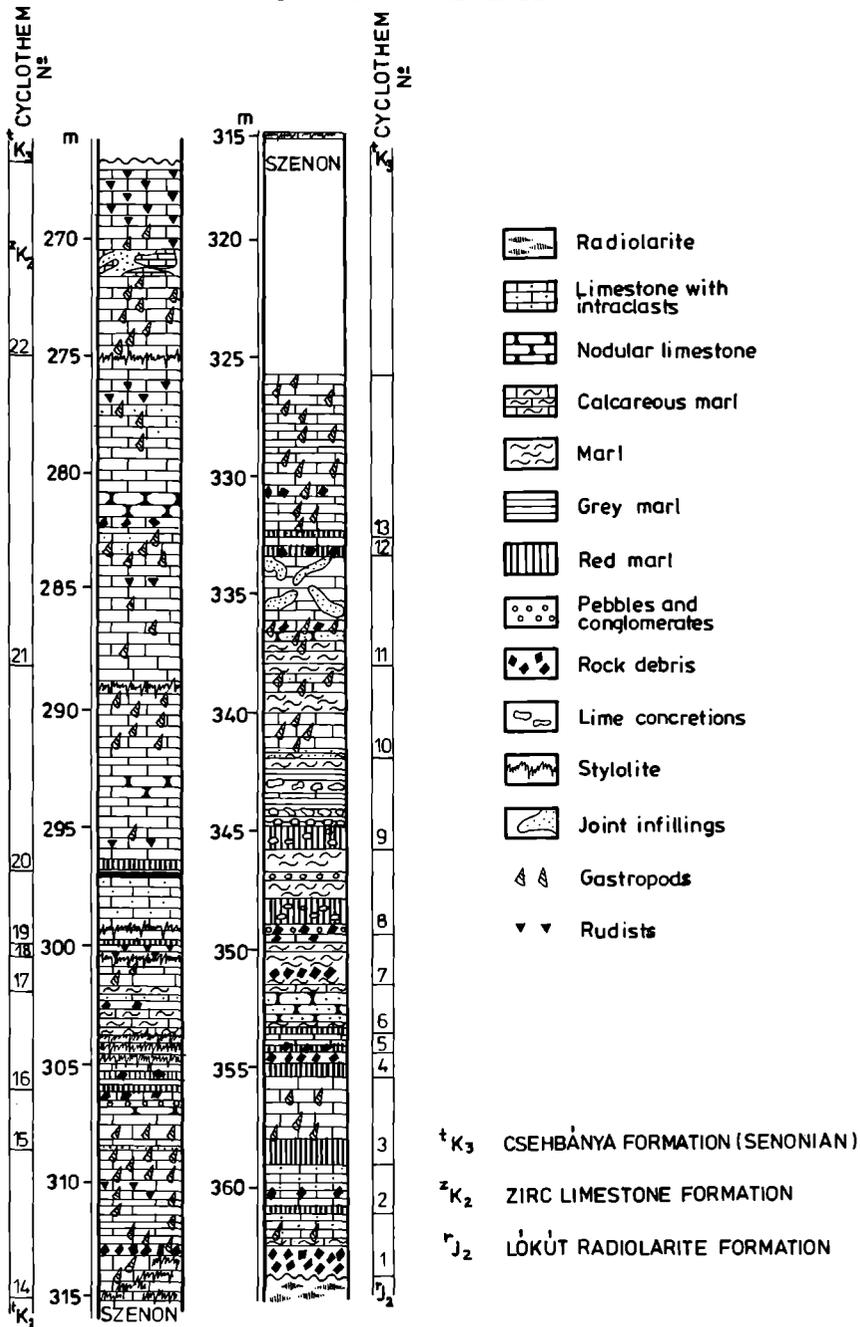


ALSÓPERE BAUXITE FORMATION IN THE BOREHOLES OLASZFALU Ot-84 AND TÉS Tt-27

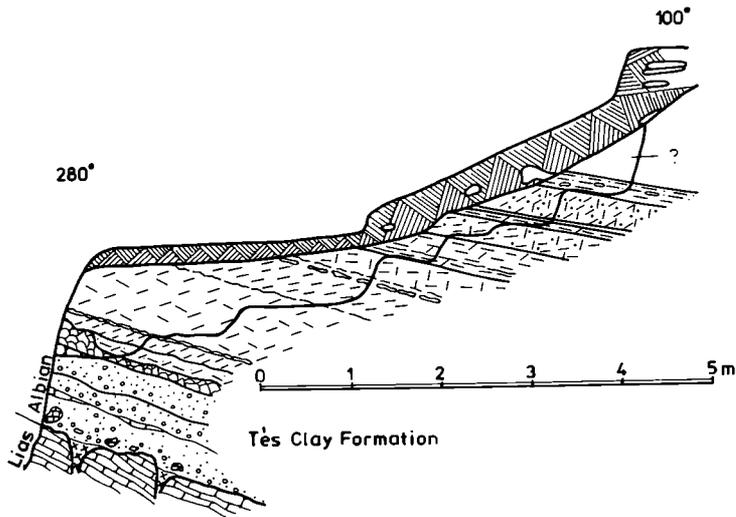


REFERENCE SECTION OF THE ZIRC LIMESTONE FORMATION
 IN THE BOREHOLE PADRAG PA-7
 (ÚRKÚT LIMESTONE MEMBER)

Fig. 5



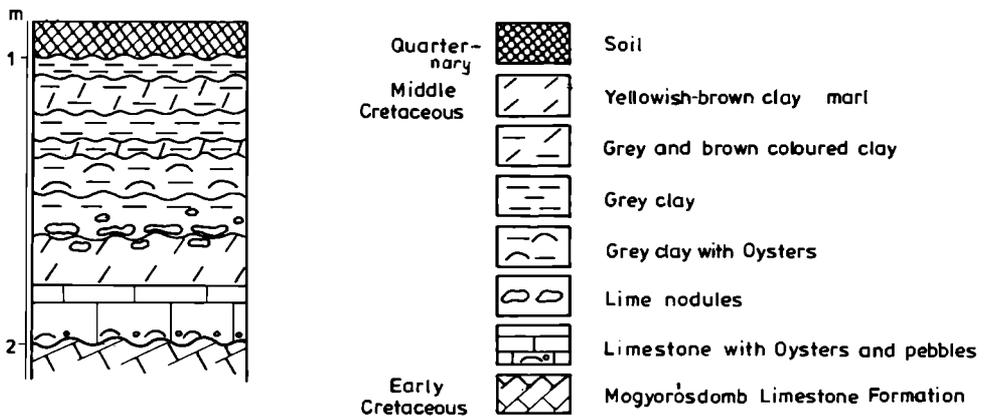
BASAL LAYERS OF THE TÉS CLAY FORMATION IN THE PINTÉR-HEGY QUARRY AT ZIRC Fig. 6



Legend

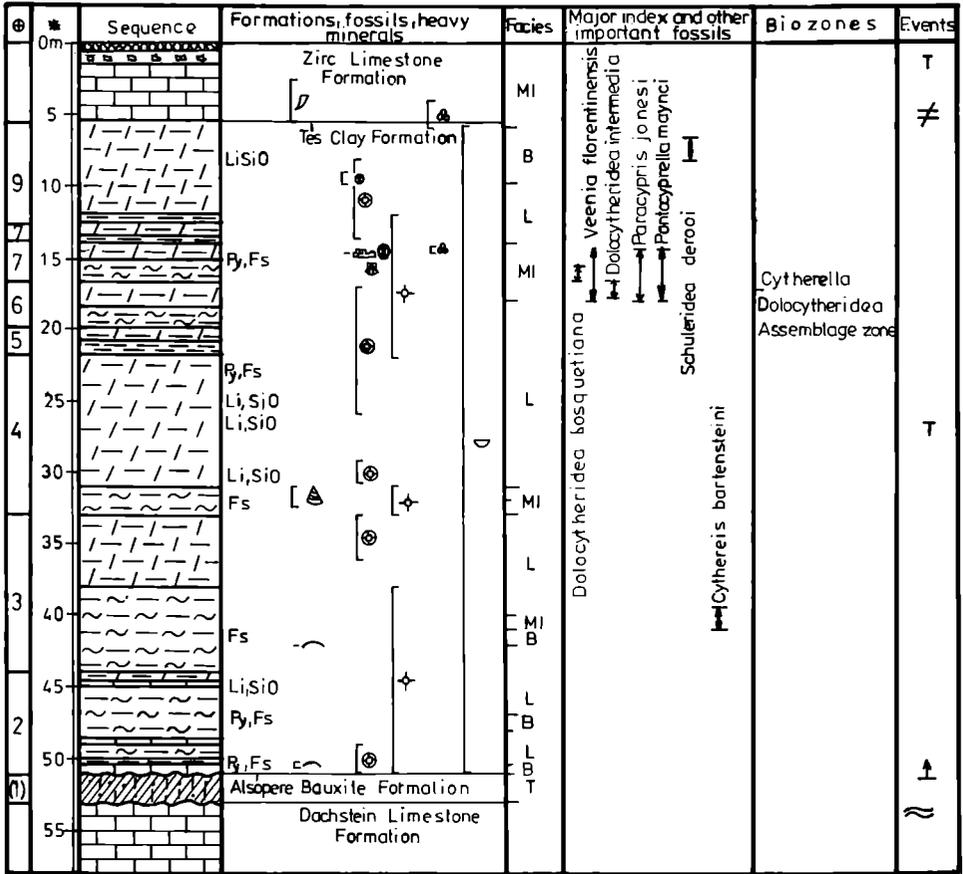
	Limestone		Bentonite		Conglomerates	<u>Colour of the clay:</u> red / violet \ red brown - yellowish brown - grey	} and their combinations
	Liasic limestone debris		Freshwater limestone		Lime and limestone nodules		
	Pisoides		Siltstone		Soil with scree		

BASAL LAYERS OF THE TÉS CLAY FORMATION ON THE LÖKÜTI-DOMB Fig. 7



STRATOTYPE SECTION OF THE TES CLAY FORMATION
 IN THE BOREHOLE TES Tt 27

Fig. 8



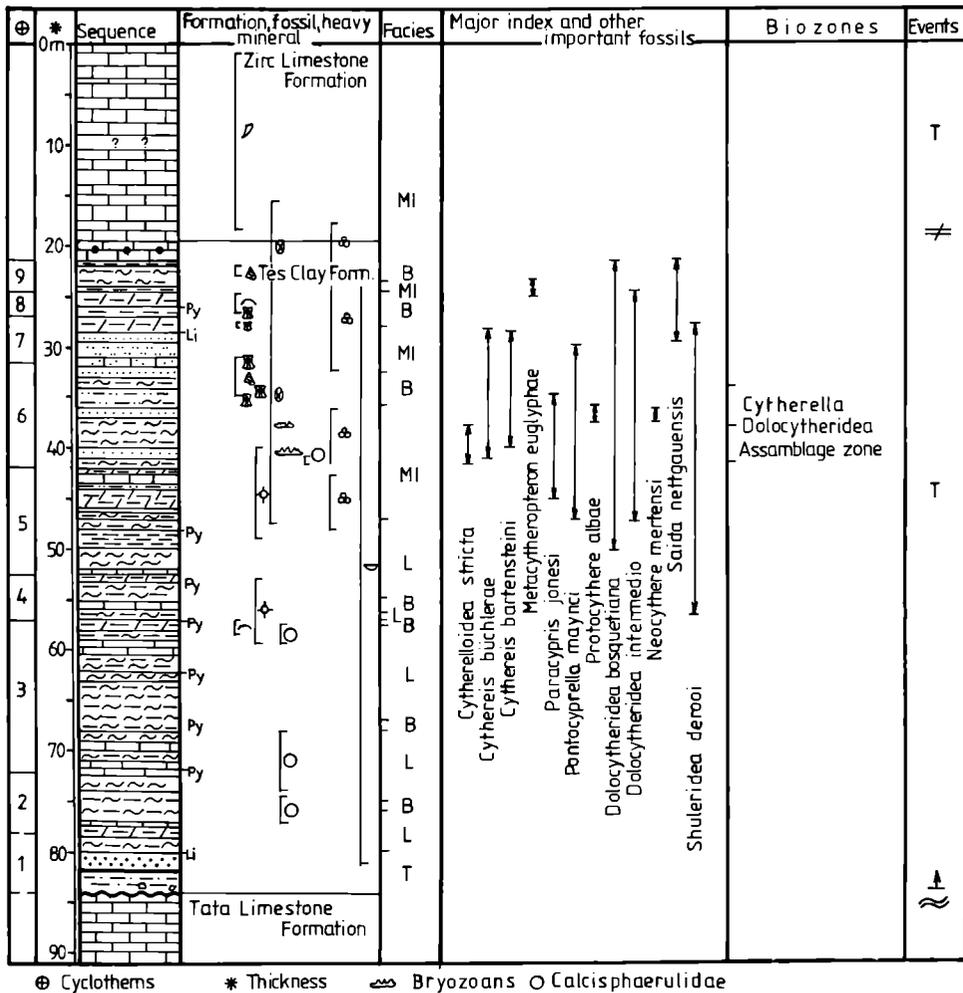
⊕ Cyclothems * Thickness ⊕ Calcareous algae ~ Bryozoon

variegated clay and clay marl

quaternary

REFERENCE SECTION OF THE TES CLAY FORMATION IN THE BOREHOLE ZIRC Z† 61

Fig. 9



REFERENCE SECTION OF THE TÈS CLAY FORMATION
 IN THE BOREHOLE SÜR Sr-1

Fig.10

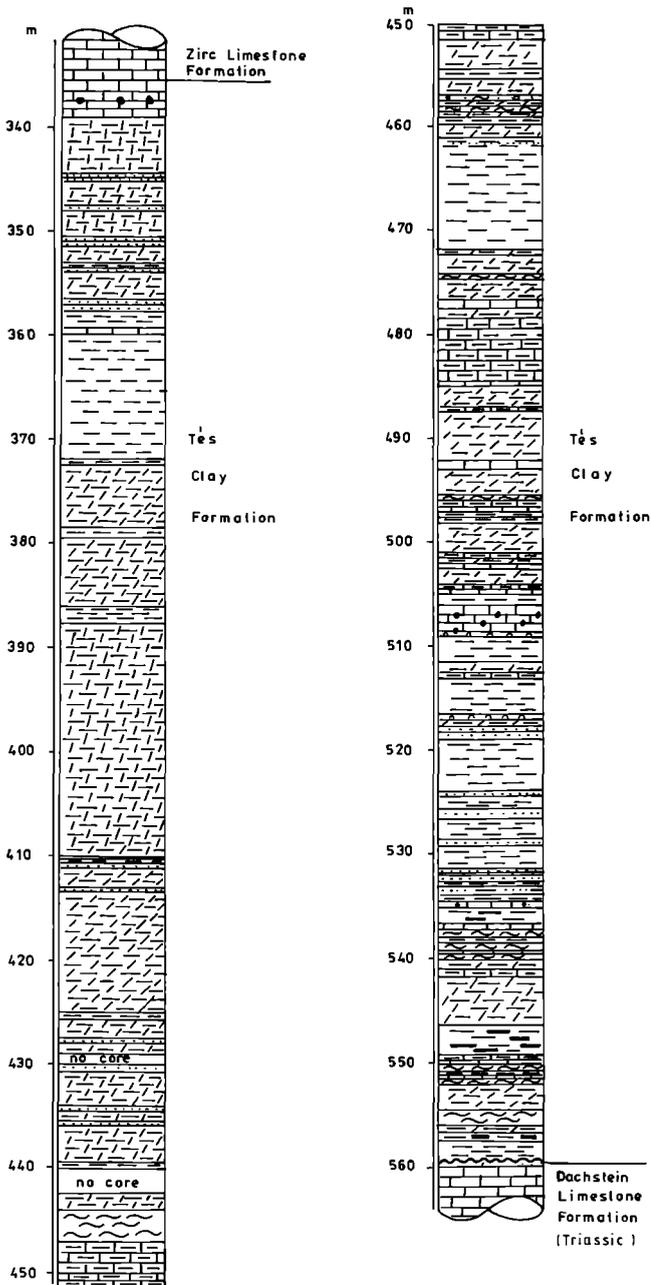
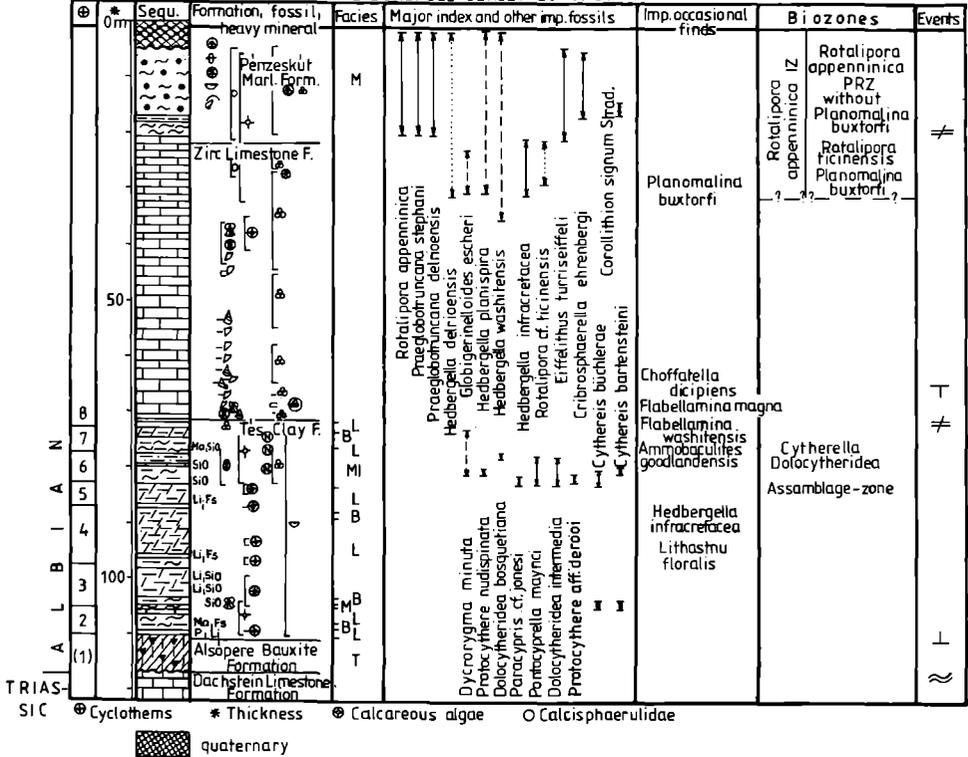


Fig. 11

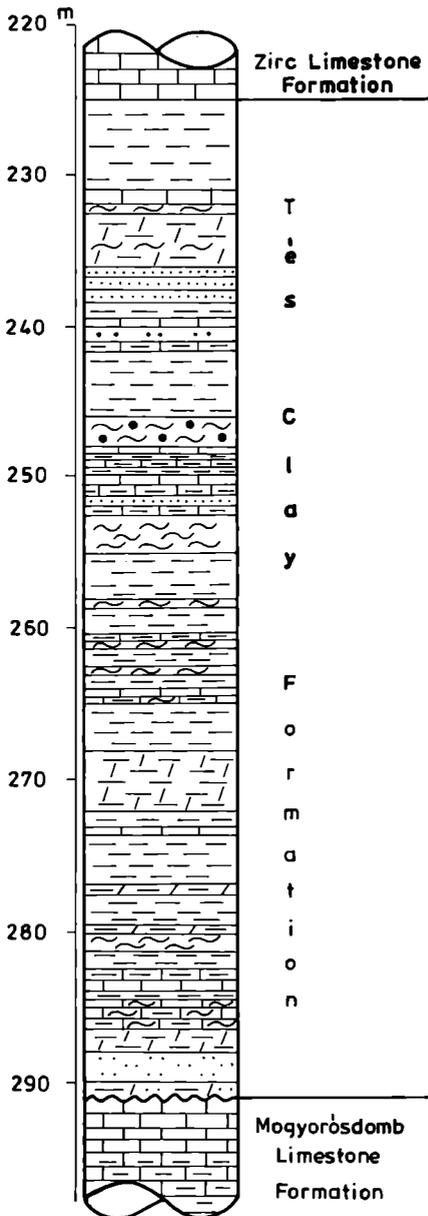
MID-CRETACEOUS REFERENCE SECTION OF THE PENZSKÚT MARL FORMATION, ZIRC LIMESTONE FORMATION, AND TÉS CLAY FORMATION IN THE BOREHOLE OLASZFALU 01-84



REFERENCE SECTION OF THE TÉS CLAY FORMATION
 IN THE CSEHBÁNYA BASIN

Fig. 12

/CSEHBÁNYA Cseh-13/



REFERENCE SECTION OF THE ZIRC LIMESTONE FORMATION IN THE ÜRKÜT BASIN
BOREHOLE 421 NEAR ÜRKÜT

Fig. 13

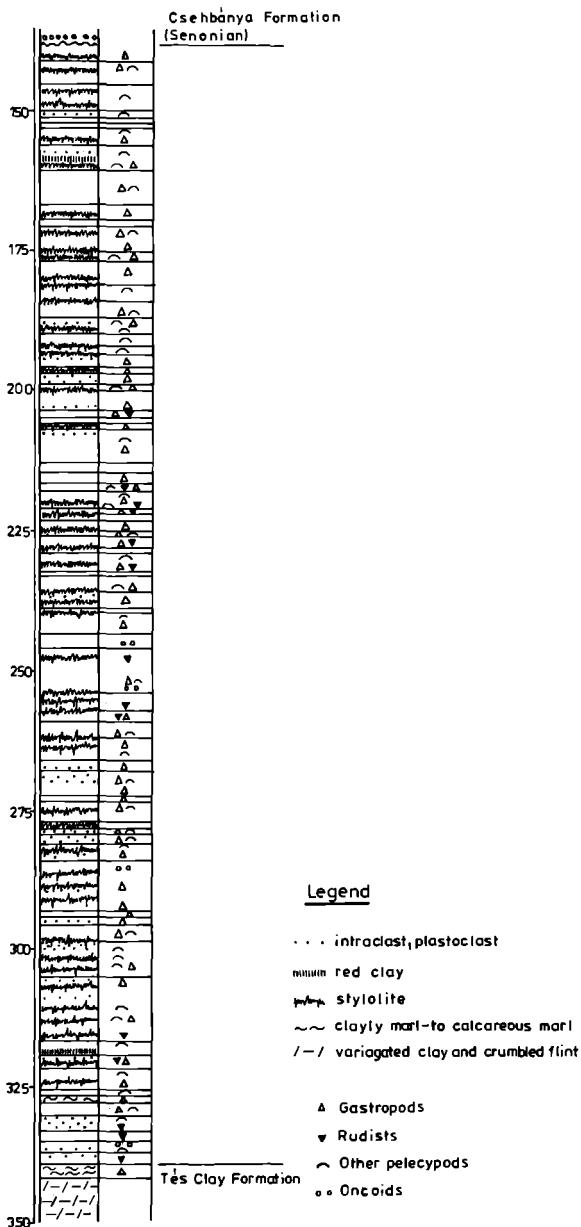
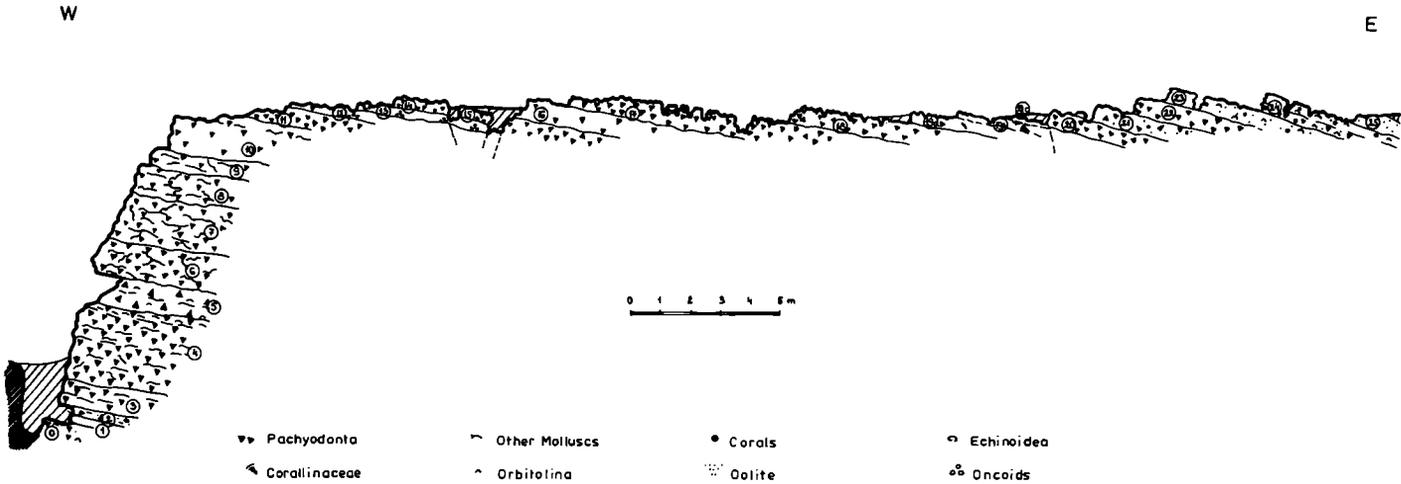


Fig. 14



STRATOTYPE SECTION OF THE ZIRC LIMESTONE FORMATION ON THE EPERKÉS-HEGY AT OLASZFALU

IN A QUARRY NEAR JÁSD

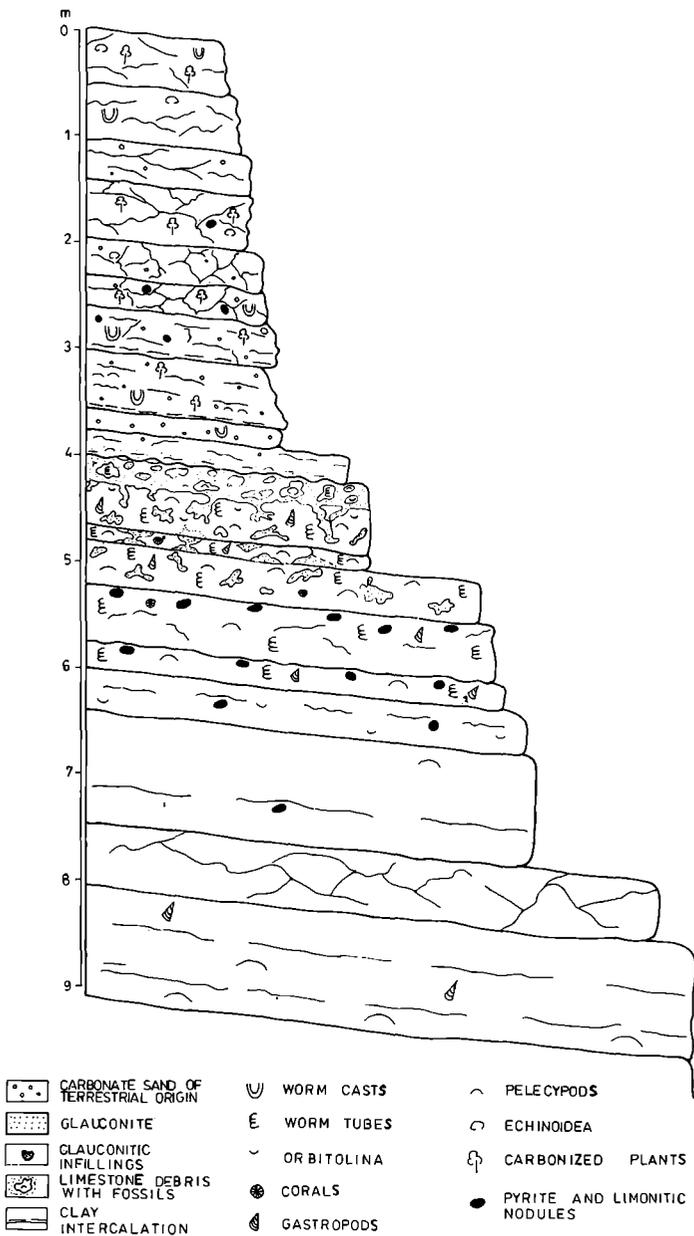


Fig. 16
 UPPER MEMBER OF THE ZIRIC LIMESTONE FORMATION AND THE BASAL LAYERS OF THE PENZESKÚT MARL FORMATION
 ON THE ZSIDÓ-HEGY BAKONYNÁNA

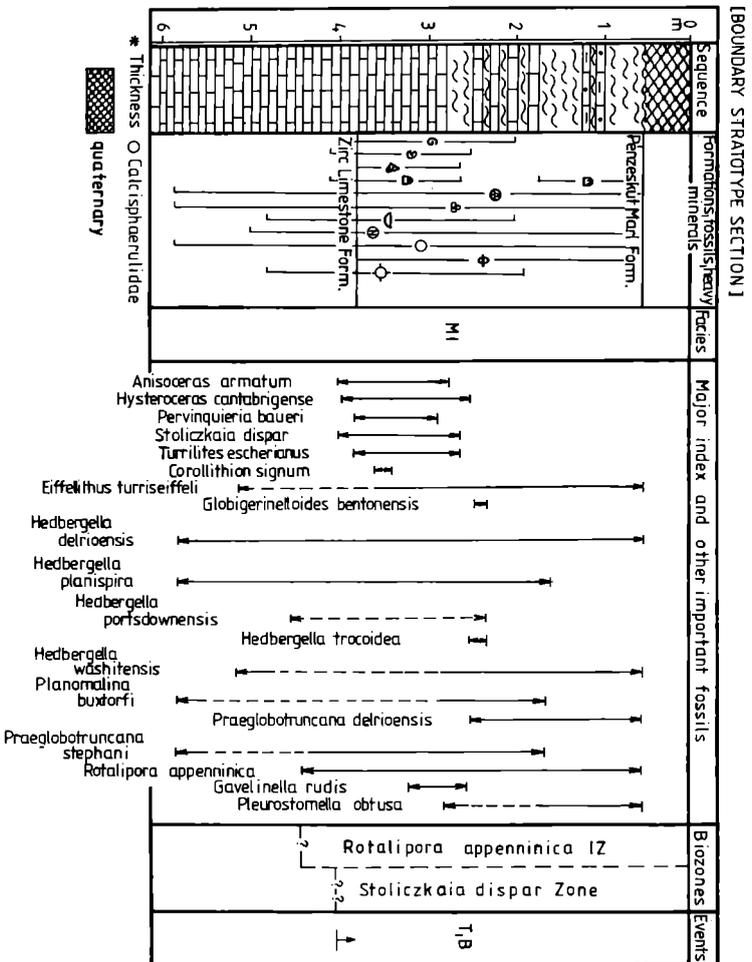
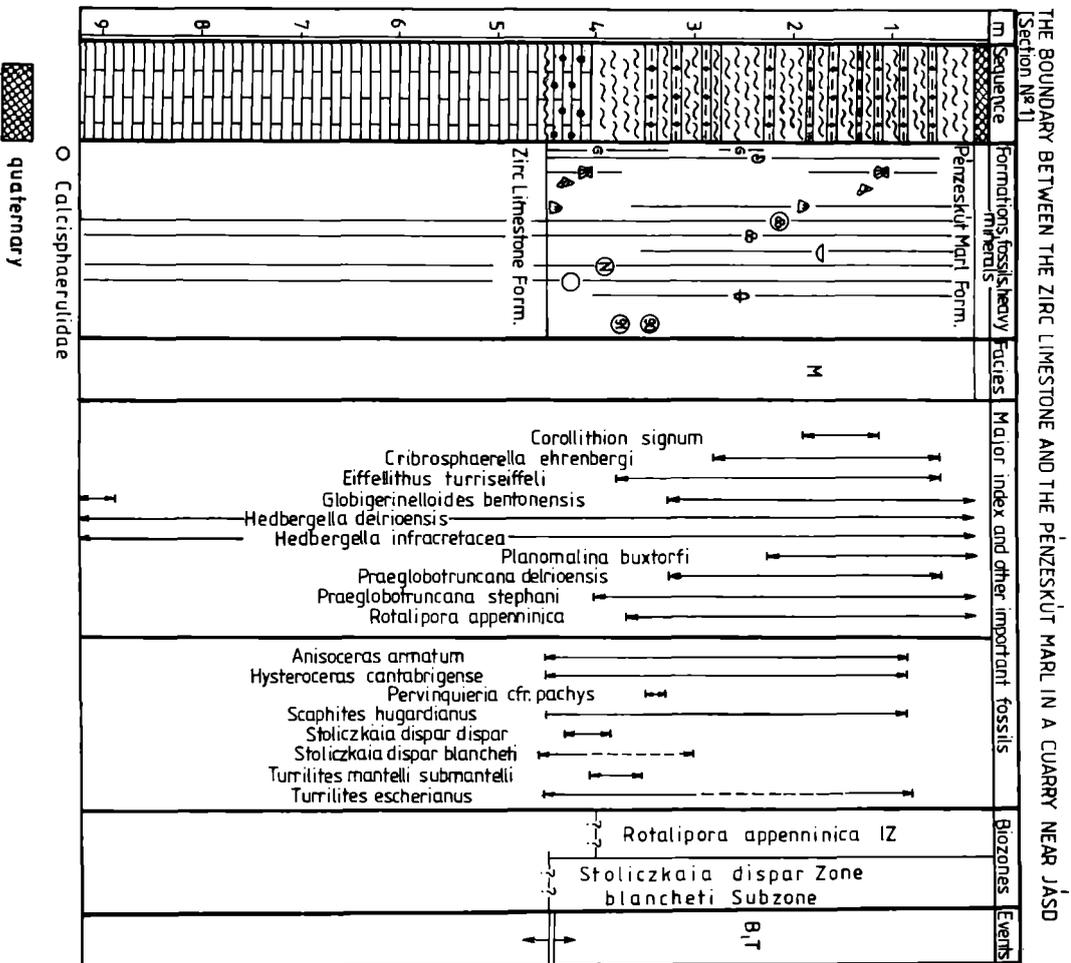
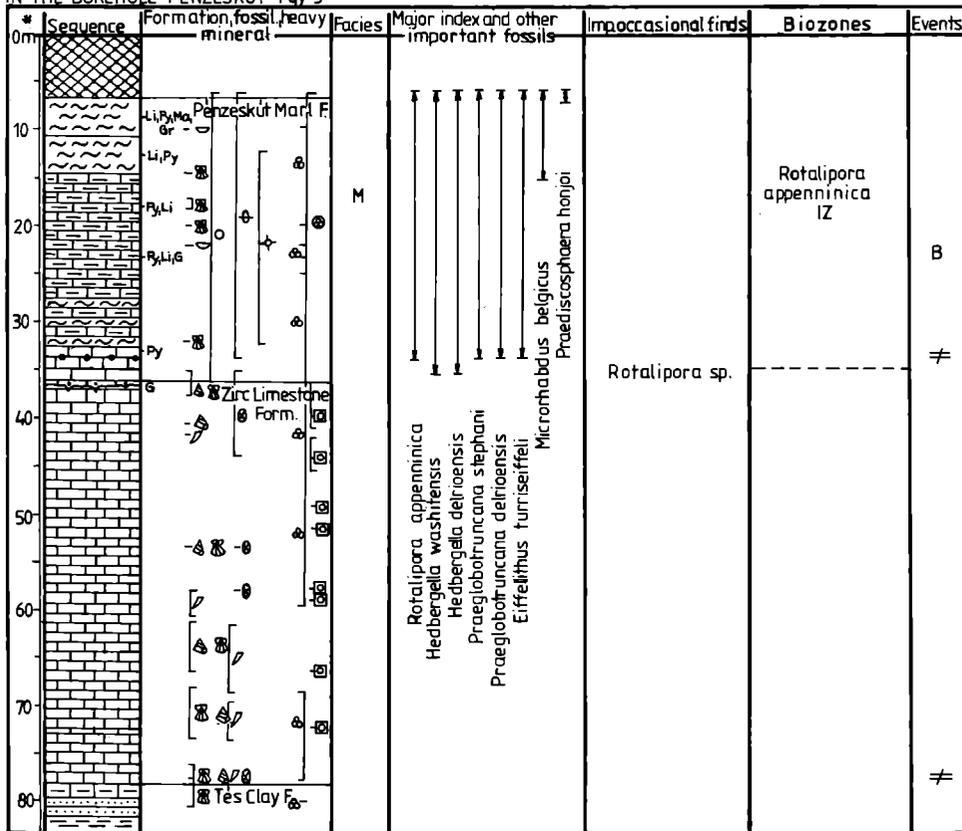


Fig. 17



REFERENCE SECTION, OF THE PÉNZESKÚT MARL FORMATION AND ZIRC LIMESTONE FORMATION
IN THE BOREHOLE PÉNZESKÚT Pay 5

Fig. 18

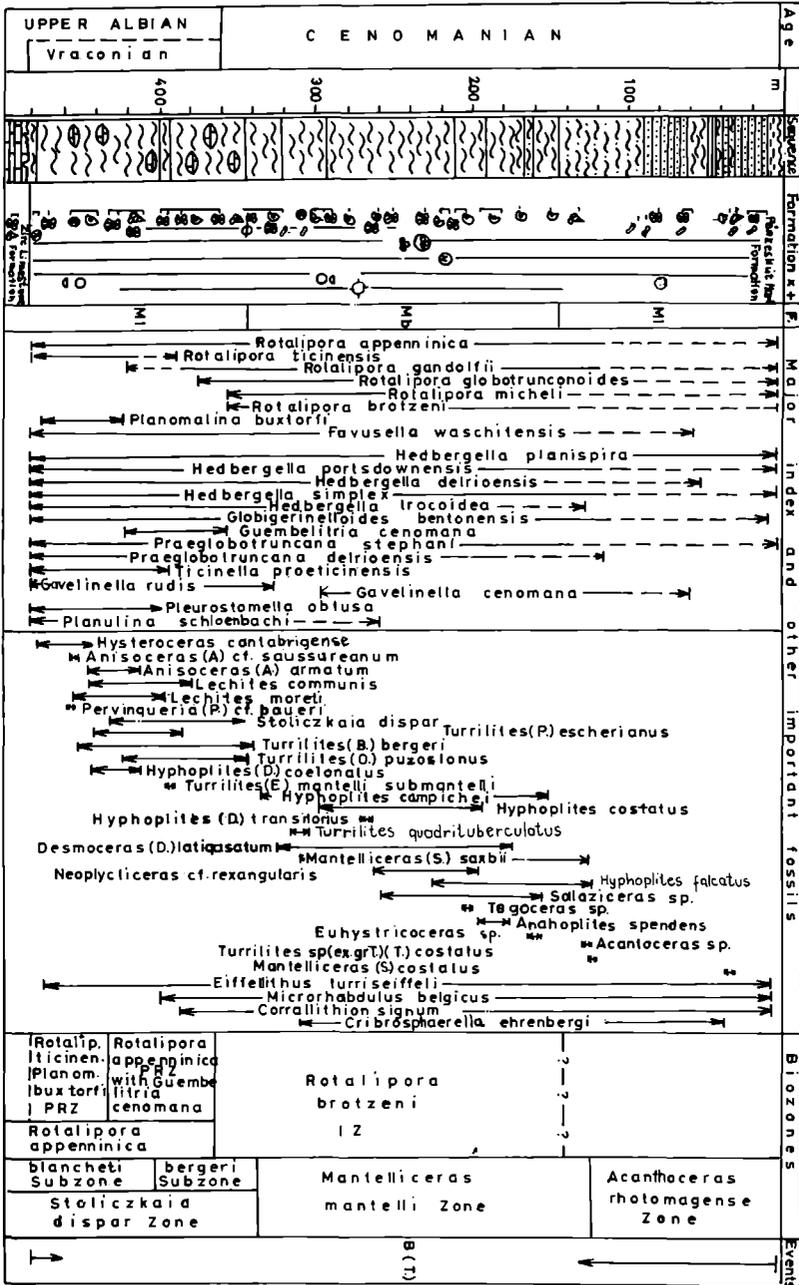


* Thickness ○ Calcisphaerulidae

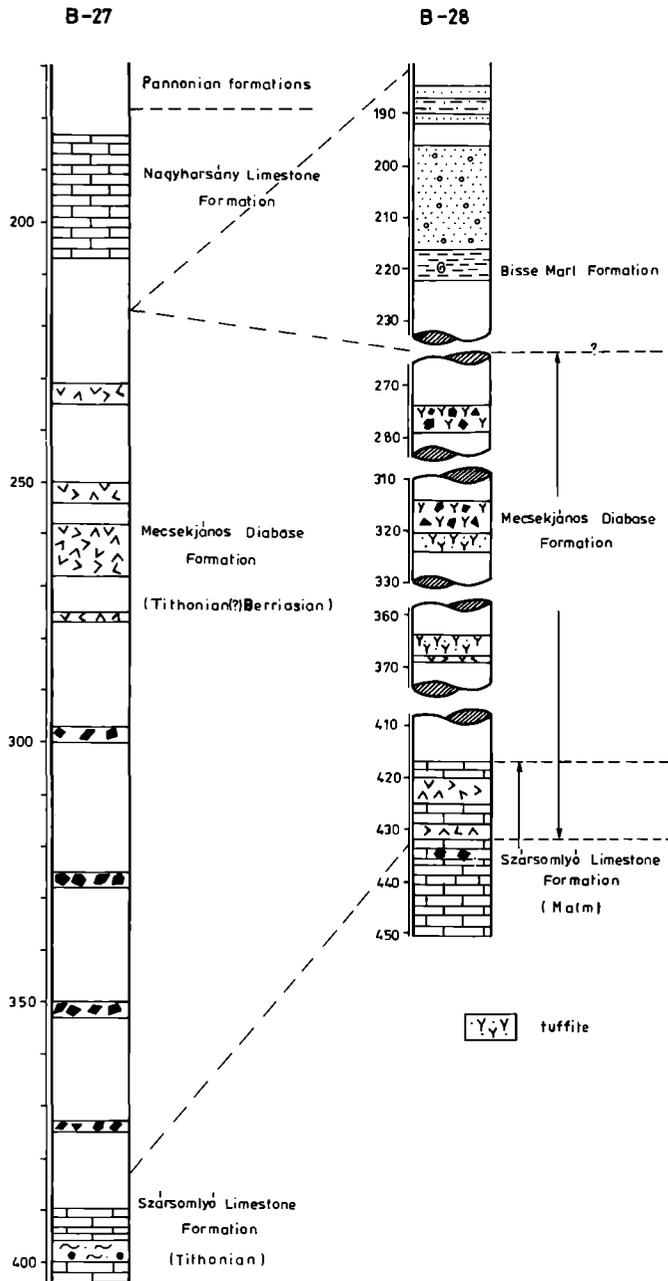
quaternary

Stratotype section of the Pénzeskút Marl Formation in the borehole Jásd 42.

Fig. 19

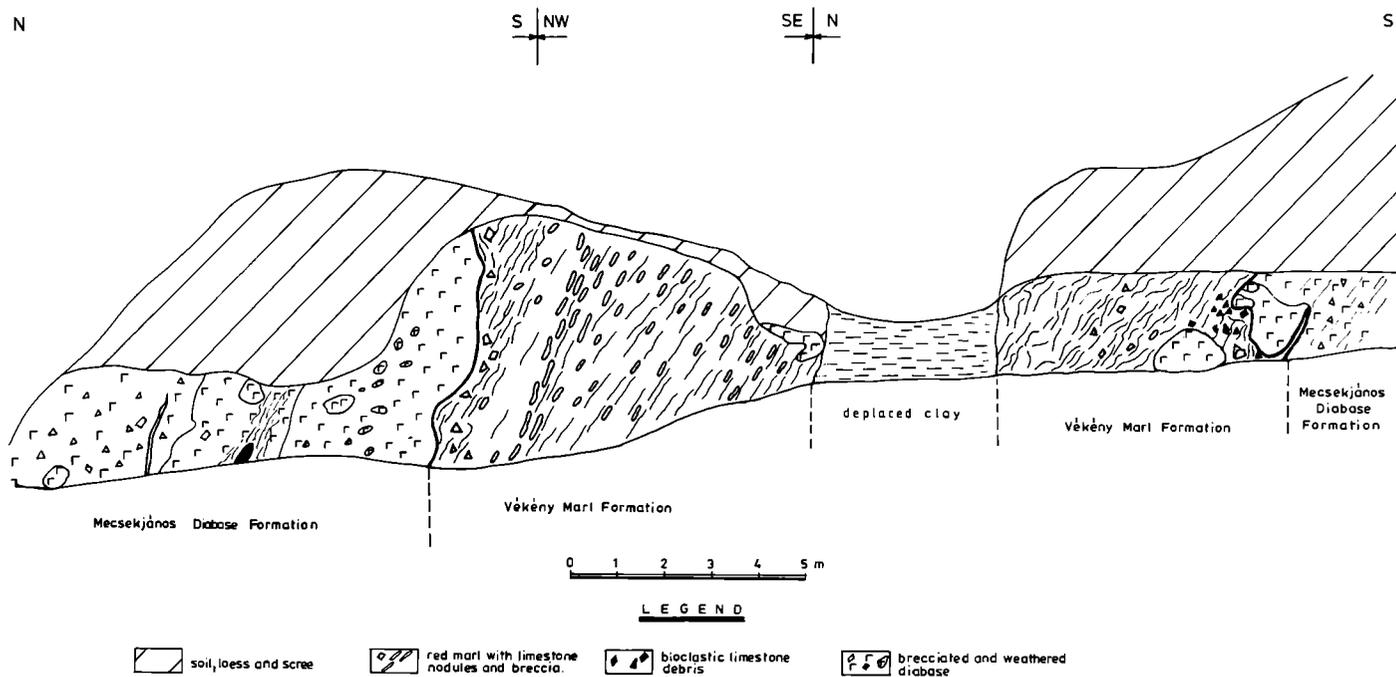


O Calciophaerulidae x fossils + heavy minerals F Facies



STRATOTYPE SECTION OF THE VÉKÉNY MARL FORMATION IN THE VÉKÉNY-VALLEY

(a sketch)



Die stratigraphische Untergliederung der Pénzeskuter Mergel-Formation mit Hilfe von Foraminiferen

The stratigraphic analysis of the Pénzeskut Marl based on Foraminifera

Von I. BODROGI*)

Mit 4 Tafeln und 4 Text-Abb.

Zusammenfassung. Die Formation wurde durch das Stratotypusprofil Jásd-42 sowie die Referenzprofile Bakonyánána-Zsidó-hegy-1, Pgy-5, J-1 und Ot-84 erschlossen. In der Fauna des Profils Jásd-42, das als Grundlage für den Vergleich dient, lassen sich 200 Formen isolieren, von denen 134 Spezies bestimmbar sind.

Auf Grund der einkieligen Plankton-Foraminiferen hat die Verfasserin den Komplex in die *Rotalipora appenninica* Intervall-Zone des Vraconien (363,0–481,3 m) und die *Rotalipora brotzeni* Intervall-Zone des unteren Cenomanien (141,0–363,0 m) eingestuft. Die *Rotalipora appenninica* Intervall-Zone hat sie in zwei Partial Range-Zonen gegliedert: die *Rotalipora ticinensis-Planomalina buxtorfi* und die *Rotalipora appenninica* Partial Range-Zone mit *Guembelitra cenomana*. Mit der ersteren lassen sich die Obertagprofile J-1 und Bakonyánána-Zsidó-hegy-1 und mit der letzteren lassen sich die Bohrprofile Pgy-5 und Ot-84 korrelieren.

Die *R. brotzeni* Intervall-Zone kann nicht gegliedert werden, doch um 250 m Teufe äußert sich eine Tendenz zur Veränderung ohne Auftreten neuer Indexfossilien. Nur die Bohrung Jásd-42 und ein Obertagausschnitt haben diese Zone erschlossen (Weim-pusztá).

Auch die obere, 134 m mächtige Regressionsserie führt schlecht erhaltene Formen, die der *R. brotzeni* Intervall-Zone angehören.

Nach der Meinung von Herrn Professor Dietrich HERM (München), der die Kontrolluntersuchungen durchführte, gehörten die unteren 481,3 bis 477,0 m der Bohrung wahrscheinlich noch zur *R. subticinensis-R. ticinensis* Intervall-Zone. Auch die Zugehörigkeit des Regressionsintervalls zum unteren Teil des mittleren Cenomanien ist nicht ausgeschlossen.

Die an der Albien/Vraconien-Grenze und der Vraconien/unteres Cenomanien-Grenze einsetzenden neuen Arten (*Planomalina buxtorfi*, *R. appenninica*, *R. gandolfii*, *R. micheli*, *R. globotruncanoides*, *R. brotzeni*), die Radiation der Rotaliporen, die große Diversität des Planktons, die große Individuenzahl der Arten und ihre diagnostischen Merkmale sind bezeichnend für die mediterrane Faunenprovinz.

*) Adresse: Dr. Ilona BODROGI, Magyar Állami Földtani Intézet, Középhegységi oszt., Népstadion u. 14, H-1142 Budapest.

Die drei charakteristischen benthonischen Biofazies-Horizonte, der *Tritaxia*-, der *Epistomina*- und der *Gavelinella*-Horizont, die sich mehrmals wiederholen können, sind Indikatoren von Faziesveränderungen. Ihre feinstratigraphische Stellung bestimmt die Planktonführung.

Abstract. The Pénzeskut Marl was discovered in the J-42 stratotype profile and in the Bakonyánána-Zsidó-hegy-1, Pgy-5, J-1, Ot-84 reference profiles.

In the foraminifera fauna of the J-42 profiles, 200 forms can be distinguished. From these, 134 species could be identified.

The author classified the stratum as belonging to the Vraconian *Rotalipora appenninica* IV zone (363.0–481.3 m) and the Lower Cenomanian *Rotalipora brotzeni* IV zone (363.0–141.0 m). The *R. appenninica* IV zone was divided into two PR zones: the *Rotalipora ticinensis-Planomalina buxtorfi* and the *Rotalipora appenninica-Guembelitra cenomana* PR zones. The J-1, Bakonyánána-Zsidó-hegy-1 surface profiles can be correlated with the former, the Pgy-5 and the Ot-84 drilling sections can be correlated with the latter.

The *R. brotzeni* IV zone cannot be subdivided. In drilling J-42, at a depth of 250 metres a tendency for a faunal change can be observed without the appearance of new index fossils. It is exposed in one outcrop (Weim-pusztá).

The upper 134 m thick regressive sequence contains the poorly preserved forms of the *R. brotzeni* IV zone.

The lower 481.3–477.0 m interval of the drilling apparently belongs to the *R. subticiensis-R. ticiensis* IV zone. It cannot be excluded that the regressive part belongs to the lower Middle Cenomanian.

Planomalina buxtorfi, *Rotalipora appenninica*, *R. gandolfii*, *R. micheli*, *R. globotruncanoides*, *R. brotzeni*, appearing for the first time at both the Albian/Vraconian and the Vraconian/Lower Cenomanian boundary, the radiation of *Rotalipora*, the high diversity of the plankton, the high number of individuals of each species as well as their diagnostic features definitely indicate a Mediterranean faunal province.

The three recurring characteristic benthonic biofacies horizons, namely with *Tritaxia*, *Epistomina*, and *Gavelinella*, are indicators of facies diversifications. The plankton content determines their microstratigraphic value.

1. Einleitung

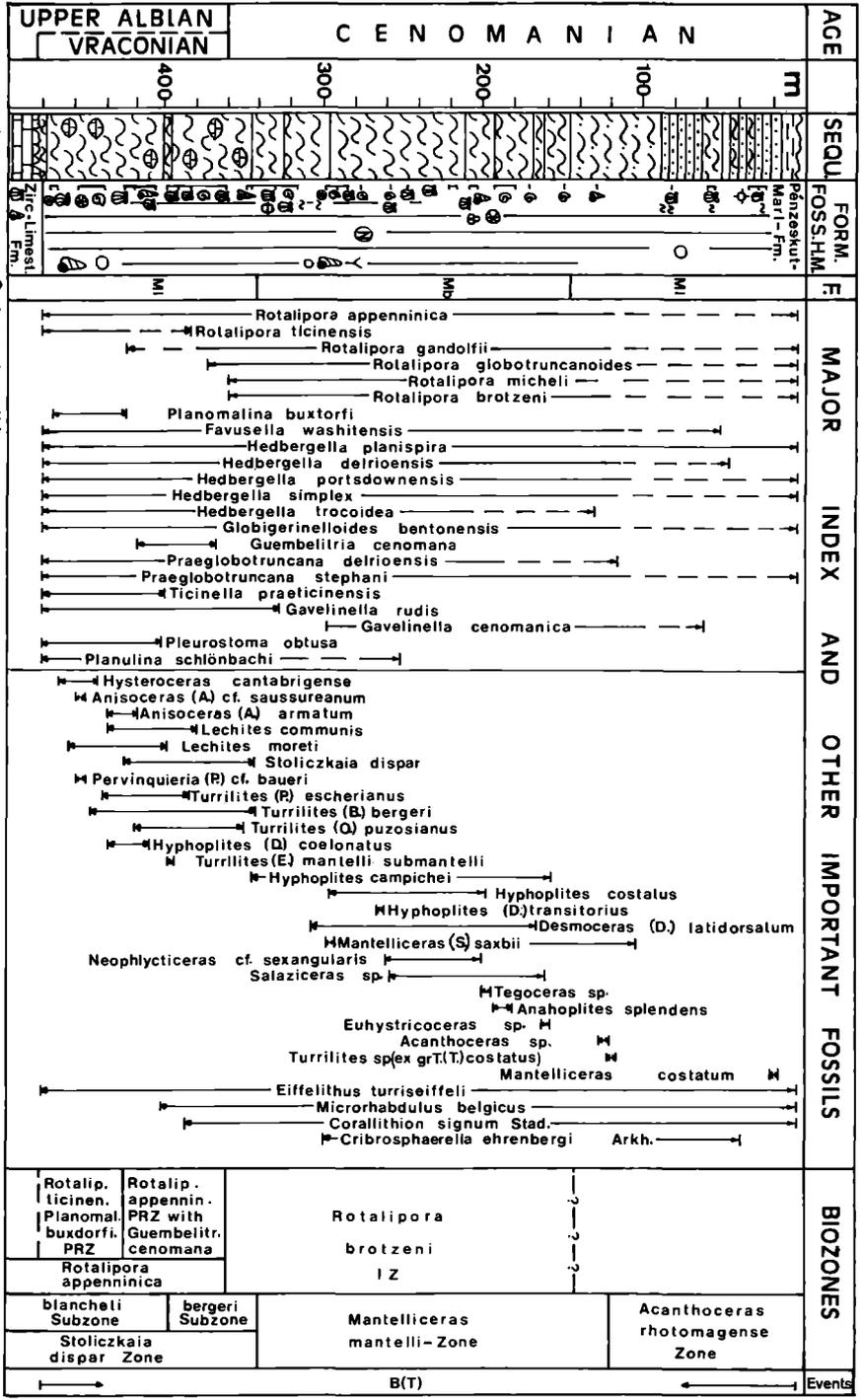
Die Mikrofaunen der Pénzeskuter Mergel-Formation wurden in unserem Lande schon wiederholt bearbeitet (L. MAJZON, 1943, 1961, 1966, dann M. SIDÓ, 1964, 1971).

Die größte Mächtigkeit der Formation (ca. 500 m) mit ungestörter Ausbildung und einer reichen Makro- und Mikrofauna wurde in Profil Jásd-42 (Stratotyp) abgeschlossen, das sich für Untersuchungen als grundlegend wichtig erwies (Abb. 1).

Die Abgrenzung der Formation mit Hilfe der Profile von Bakonyánána-Zsidó-hegy-1 als Grenzstratotyp, Pgy-5 als Hypostratotyp (nach dieser Lokalität wurde die Formation benannt), des Steinbruches von Jásd-1 (Jásd-1 Oberflächen-Referenzprofil) und des Ot-84 Referenzprofils in der Gegend von Olaszfa lu geklärt. Eine detaillierte lithologische Gliederung wurde in einer separaten Arbeit veröffentlicht.

Das als Vergleichsbasis benutzte Profil Jásd-42 kann man lithologisch und mikrofaunistisch in drei Teile gliedern. Die Änderungen in den Sedimentationszyklen und die evolutiven Änderungen der Mikrofaunen verlaufen im wesentlichen gleichzeitig.

STRATOTYPE SECTION OF THE PÉNZEŠKUT MARL FORMATION IN THE BOREHOLE JASD - 42



In der äußerst reichen Foraminiferenfauna kann man 200 Formen isolieren, von denen 134 artlich bestimmbar sind.

Hinsichtlich ihrer Lebensweise und ihres Schalenaufbaus ergibt sich folgende prozentuale Verteilung der Gattungen und Arten:

	Genus Anzahl	%	Species Anzahl	%
Plankton	8	15,3	21	15,7
Benthonische For. mit Kalkschale	30	56,5	78	58,2
Benthonische For. mit aggl. Schale	15	28,2	35	26,1

Nach dem Alter ergibt sich folgende Verteilung der Plankton-Foraminiferen: Unterkreide 19,2%, Albien 43,0%, Vraconien 28,2%, Unteres Cenomanien 9,6%.

Auf Grund einer feinstratigraphischen Untersuchung dominieren hinsichtlich der Individuenzahl der Plankton-Foraminiferen *Rotalipora*-, *Hedbergella*-, *Globigerinelloides*- und *Praeglobotruncana*-Arten.

Die benthonischen Gruppen, die mit hoher Artenzahl und, außer in einigen Biofazies, nur mit wenigen Exemplaren vorhanden sind, sind meistens Faziesindikatoren.

2. Allgemeine Charakterisierung der Foraminiferen-Stratigraphie der untersuchten „Periode“

Die Zonengliederung der Mittelkreide durch Plankton-Foraminiferen wurde mit Hilfe einkieliger Formen durchgeführt. Zum Unterschied zu den aus der Unterkreide heraufreichenden kiellosen Formen entwickeln sich im Mediterrangebiet bei den einkieligen Formen in mehreren phylogenetischen Reihen Gattungen, Arten und zahllose morphologische Varietäten.

Die ersten Vertreter der gekielten Plankton-Foraminiferen erscheinen im Oberalb. Bis zur Albien-Cenomanien-Grenze lassen sich zwei Biozonen unterscheiden:

1. *Rotalipora subticinensis*-*Rotalipora ticinensis*-Zone
2. *Rotalipora appenninica*-Zone

Die Grenze vom obersten Albien/Vraconien und Cenomanien ist charakterisiert durch die Radiation, Diversität und hohe Individuenzahl der Gattung *Rotalipora*. Im geologischen Sinne schnell nacheinander erscheinen neue Arten, wie:

Rotalipora gandolfii LUTERBACHER & PREMOLI-SILVA, *Rotalipora globotruncanoides* (SIGAL), *Rotalipora micheli* (SACAL & DEBOURLE), *Rotalipora brotzeni*

(SIGAL). Im Borealgebiet lebte in dieser Zeit unter ungünstigen ökologischen Bedingungen *Rotalipora appenninica* (KOCH, 1977).

Das Erscheinen von *R. brotzeni* (CONARD 1978, POURTHAULT, 1974, 1978) markiert bereits das Untercenoman.

An der Unter-Obercenoman-Grenze erscheint die kurzlebige, auf das Mittelcenoman beschränkte *Rotalipora reicheli* (MORNOD), die namensgebend für die *R. reicheli*-Total Range-Zone (CARON, 1966, 1967) ist. Sie wird von *Rotalipora deckei* begleitet, die bis ins Obercenoman reicht.

Die Grenze zwischen Mittel- und Obercenoman ist mit dem Einsetzen von *Rotalipora cushmani* (MORROW), *Rotalipora greenensis* (MORROW) charakterisiert (*Rotalipora cushmani*-Zone).

Der obere Teil der *R. cushmani*-Zone ist ein Datum-plain, an dem in den borealen und mediterranen Profilen die Leitformen gleichzeitig erscheinen.

Die feinstratigraphische Gliederung der Pénzeskuter Mergel-Formation wurde auf Grund der phylogenetischen Verbreitungsangaben der einkieligen Planomalinen und *Rotalipora*-Arten vorgenommen (Abb. 2).

Probleme bereiteten während der Untersuchungen die Synonymien der stratigraphisch wichtigen Arten, unbegründete Artenzusammenfassungen, die verschiedenen Angaben zu den stratigraphischen Reichweiten und die Korrelation mit anderen feinstratigraphischen Gliederungen.

Eines dieser Probleme ist die Definition von *Rotalipora brotzeni* (SIGAL, 1948). Die meisten Autoren haben sie als Synonym von *Rotalipora greenhornensis* (MORROW, 1934) angesehen (LOEBLICH-TAPPAN, 1961, POURTHAULT, 1966, 1967, BANDY, 1967, POSTUMA, 1971, VAN HINTE, 1971).

Die Reichweiten von *R. greenhornensis* und *R. reicheli* in der Plankton-Foraminiferen-Tafel des Vraconien-Turonien des Esteron-Tals in Südfrankreich von POURTHAULT (1966, 1967) sind völlig abweichend von jenen, die CONARD (1978) aus dem gleichen Gebiet angibt, und weichen auch von der internationalen Zonengliederung ab. Der Einfluß der POURTHAULT-Gliederung spiegelt sich auch in den feinstratigraphischen Auswertungen in unserem Lande wider.

CONARD (1976) hat *R. brotzeni* und *R. greenhornensis* wieder voneinander getrennt und korrelierte die Foraminiferen-Zone mit den Ammoniten-Zonen des Vocontischen Troges. POURTHAULT (1974, 1978) revidierte seine Untersuchungen von 1966 und bezeichnete *R. brotzeni* als untercenomanes Indexfossil.

Auch hinsichtlich des Einsetzens von *R. brotzeni* gibt es unterschiedliche Auffassungen. ROBASZYNSKI (1979) gibt es in seinem Plankton-Foraminiferen-Atlas für das Ende des Obervracon an und erwähnt *R. globotruncanoides* (SIGAL, 1948) gar nicht. Diese Art ist auch in unserer Bohrung (405 m) erst im oberen Vraconien vorhanden, im Einklang mit den Angaben von WONDERS (1977, 1980). WONDERS (1977/II) betrachtet *R. globotruncanoides* als eine Übergangsform zwischen *R. appenninica* und *R. greenhornensis*.

Hinsichtlich *R. brotzeni* und *R. micheli* bereitete der Mangel geeigneten Vergleichsmaterials weitere Schwierigkeiten, was sich aus dem ungenügend geschlammten Material ergab. *R. micheli* erreicht in der Bohrung J-42 um 250 m Tiefe eine höhere Individuenzahl. Da sie wegen ihrer plankonvexen Ausbildung *R. reicheli* sehr ähnelt,

Chronologische Verbreitung der Planktonforaminiferenarten

A L B I A N				CENOMANIAN			
lower	middle	upper	VRACON	lower	middle	upper	
Planktonic Foraminiferal zones			Rotalip. sub-ric.	Rotalip. appenninica	Rotalip. brotzeni	Rot.	Rotalipora cushmani
PLANOMALINA							
Pl. buxtorfi (GANDOLFI)				—			
ROTALIPORA							
R. ticinensis (GANDOLFI)			—				
R. appenninica (RENZ)			—	—	—	—	
R. gandolfii (LUTERB. & P. SILVA)			—	—	—		
R. globotruncanoides (SIGAL)				—	—	—	
R. micheli (SACAL & DEBOURLE)					—	—	
R. brotzeni (SIGAL)					—	—	
HEDBERGELLA							
H. planispira (TAPPAN)			←	—	—	—	
H. delrioensis (CARSEY)			←	—	—	—	
H. gr. simplex (MORROW)			←	—	—	—	
H. infracretacea (GLAESSN.)			←	—	—		
H. trocoidea (GAND.)			←	—	—		
H. brittonensis (LOEBL & TAPP)				—	—	—	
FAVUSELLA							
F. washitensis (CARSEY)			←	—	—	—	
GLOBIGERINELLOIDES							
G. escheri (KAUFMANN)			←	—	—		
G. bentonensis (MORROW)				—	—	—	
GUEMBELITRIA							
Guembelitra cenomana (KELLER)				—	—		

habe ich sie bei meinen bisherigen Untersuchungen zur *R. reicheli*-Gruppe gerechnet. Deshalb mußte die Schlämmung wiederholt werden. Zwecks subjektiver Fehler habe ich Herrn Professor Dietrich HERM (München) Typmaterial zur Kontrolle übersandt. Seine Ergebnisse, für die ich mich auch hier bedanken möchte, stützten die obigen Ausführungen.

3. Untersuchungsergebnisse

In den untersuchten Profilen zeigen die Planktonformen große Diversität, gleichzeitig sind die einkieligen Formen (*Rotalipora*, *Planomalina*) durch eine hohe Artenzahl, großen Individuenreichtum und ungewöhnlich große intraspezifische Variabilität gekennzeichnet.

Als Auswertungsbasis wurde das stratigraphische Schema von ROBASYNSKI und CARON (1979), WONDERS (1980) und SIGAL (1977) benützt (Abb. 3).

Das Erscheinen und die Verbreitung von *R. appenninica* (RENZ) und *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI) in den Obertagprofilen und in der Bohrung Jásd-42 (481,3–427,0 m) beweist das Vorkommen der unteren Blanchetti-Subzone des Vraconien (Dispar-Zone, s. Abb. 1).

Der unterste Abschnitt (bis ca. 477,0 m) kann noch dem Oberen Albien angehören (*R. subticinensis*-*R. ticinensis*-Zone).

In der Bohrung stellt das Intervall 363,0–427,0 m, charakterisiert durch *R. appenninica*, zwischen dem Ausbleiben von *Planomalina buxtorfi* und *R. ticinensis* und dem Auftauchen neuer Arten (z.B. *Guembelitria cenomana*) die obere Zone der *R. appenninica* dar, die noch dem oberen Vraconien (Bergeri-Subzone) entspricht.

Der oberste Teil dieser Subzone (405,0–363,0 m) ist charakterisiert durch die Radiation von *Rotalipora* und das Erscheinen von mehreren neuen *Rotalipora*-Arten, wie *Rotalipora gandolfii* LUTERBACHER & PREMOLI-SILVA, 1962, *Rotalipora micheli* (SACAL & DEBOURLE, 1957), *Rotalipora globotruncanoides* (SIGAL, 1948).

Der von *Rotalipora brotzeni* (SIGAL, 1948) und anderen neuen Formen charakterisierte 222,0 m mächtige Teil der Bohrung (141,9–363,0 m) gehört auf Grund der Ammonitenfauna (mit Ausnahme der unteren 23 m) zur Mantelli-Zone, sein Alter ist daher Unteres Cenomanien.

Der obere Teil (6,9–141,9 m) wurde wegen abnehmender Größe, dünner Wandung, geringer Artenzahl, der Verschiebung der Individuenzahl des Planktons zugunsten der Benthos-Foraminiferen und wegen der Verschlechterung des Erhaltungsgangs als regressive Schichtenfolge gewertet. Sogar die beiden ingressiven Zwischenlagerungen (117,0–121,0 m und 93,0 m) erhalten keine vom stratigraphischen Gesichtspunkt wichtigen Arten. Dabei kann nach Mitteilung von A. HORVÁTH (1981) und Herrn Professor D. HERM (1982) unteres Mittelcenoman nicht ausgeschlossen werden.

Auf Grund der Untersuchungen von Makro- und Mikrofaunen wurde unter Berücksichtigung der von SCHOLZ (1973, 1979), JUIGNET et al. (1976), POURTHAULT (1974, 1978), ROBASYNSKI und CARON (1979), WONDERS (1980) bestimmten Ammoniten- und Foraminiferen-Zonen des Vraconiens der Cenomanien-Typusprofile

Abb. 3 Zoneneinteilung aufgrund der Ammoniten und Foraminiferen in der Pénzeskuter Mergelformation

Stages	Ammonite zones		Planktonic Foram. zones			Defining events ⌞ entry. ⌞ exit.	
	JUIGNET 1976; 1978 Typusregion SARTHE	A. Horváth 1981 (J-42)	Robaszynski et Caron 1979	Wonders 1980	I. Bodrogi 1982		
C E N O M A N I A N	U P P E R	Sciponoceras gracile	W. arch PZR	W. arch. PZR		⌞ R. cushmani	
		Eucalicoceras pentagonum	Rotalipora	Rotalipora		⌞ R. brotzeni	
		Acanthoceras jukesbrownei	cushmani	cushmani		⌞ R. montsalvensis	
		T. acutus	TRZ	TRZ		⌞ R. appenninica	
	M I D D L E	Turr. costatus	A. rothoma- gense	Rotalipora reicheli TRZ	Th.	Regression	⌞ R. reicheli
		Mant. dixoni	M. mantelli	Rotalipora	globotrunc-	Rotalipora brotzeni IZ	⌞ R. montsalvensis
		Mant. saxbii		brotzeni	canoides		⌞ R. brotzeni
	Hypoturr. carcitanensis	IZ		IZ	⌞ R. globotruncanoides		
	U P P E R	bergeri	bergeri	Rotalipora	Th. appennini- ca PRZ	Rotalipora appenninica IZ	R. appennini- ca PRZ mit Guembelitra cenomana
		St. dispar	St. dispar	appenninica	appen.-buxt. PRZ		R. ticinensis Pl. buxtorfi PRZ
blancheti		blancheti	IZ	R. ticin. Pl. buxt. PRZ			⌞ R. ticinensis
							⌞ Pl. buxtorfi
U P P E R	M. inflatum					⌞ R. appenninica ⌞ Praeglobotruncana ⌞ R. ticinensis	

und von Gebieten der Tethys, der untere Teil der Jásd-42 Basisprofil-Bohrung mit der Dispar-Zone in die *Rotalipora appenninica*-Intervall-Zone, der mittlere Teil mit der Mantelli-Zone in die *Rotalipora brotzeni*-Intervall-Zone eingestuft.

Die Regressionsphase enthält noch die schlecht erhaltenen Elemente der *R. brotzeni*-Intervall-Zone.

3.1. Plankton-Foraminiferenzonen

Rotalipora appenninica Intervall-Zone (363,0–481,3 m)

Lithologisch einheitlich: dolomitische Mergel mit Kalkknollen, makro- und mikrofaunistisch in zwei Partial-Range-Zonen zu unterteilen:

1. *R. ticinensis*-*Planomalina buxtorfi*-Partial Range-Zone (427,0–481,3 m)
2. *R. appenninica*-Partial Range-Zone, mit *Guembelitra cenomana* (427,0–363,0 m)

Nach A. HORVÁTH (1981) gehört Nr. 1 zur Blanchetti-Subzone, Nr. 2 zur Berge-ri-Subzone der Dispar-Zone.

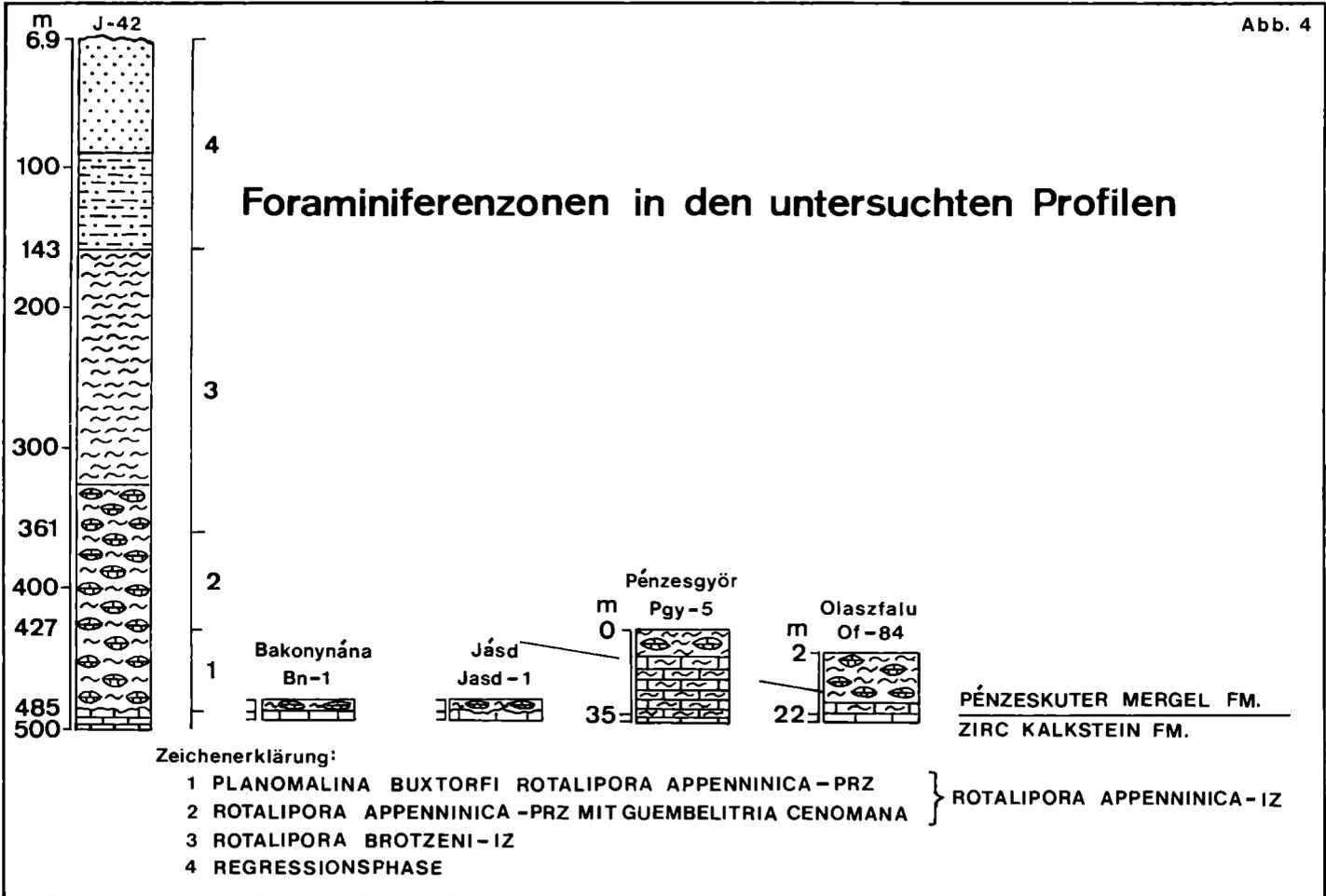
Rotalipora ticinensis-*Planomalina buxtorfi*-Partial Range-Zone

In der Nähe der unteren Zonengrenze kommen Indexfossilien sporadisch vor, an der oberen Zonengrenze sind sie häufig. *R. appenninica* zeigt auch in dieser Zone große morphologische Variabilität, im unteren Teil ist die primitive Unterart *R. appenninica* (RENZ) *primitiva* BORSETTI charakteristisch, nebenbei erscheinen vom Typus der *R. appenninica* abweichende, evolute, involute und stärker aufgeblähte Varietäten. Die meisten Exemplare sind kleiner und stärker papilliert. Die Individuenzahl der *Hedbergella*-, *Globigerinelloides*-, *Praeglobotruncana*-Arten zeigt zur oberen Grenze hin ebenfalls anwachsende Tendenz. Mit dieser Partial-Range-Zone kann man eine Korrelation zwischen den beiden Obertagaufschlüssen und den Foraminiferenfaunen der Profile von Bakonyhána-Zsidó-hegy-1 und Jásd-1 vornehmen (Abb. 4).

Rotalipora appenninica-Partial Range-Zone mit *Guembelitra cenomana*

R. ticinensis kommt noch in den Proben aus dem tieferen Teil vor, *Planomalina buxtorfi* tritt an der Grenze der beiden Zonen massenhaft auf, ist jedoch in der *R. appenninica*-Partial Range-Zone selten oder kommt gar nicht mehr vor. In einer ganzen Reihe von Proben aus diesem Profil sind nur die verschiedenen Morphotypen der *R. appenninica* vorhanden, unter ihnen häufig die evoluten Formen und solche, die an *R. gandolfii* erinnern. Im oberen Teil der Zonen erscheint schließlich *R. gandolfii* LUTERBACHER & PREMOLI-SILVA.

In Übereinstimmung mit den Bemerkungen von WONDERS (1977) ist eine praeumbilikale Verdickung und Suturen-Bandverdickung bei den älteren Kammern an der letzten Windung der *R. appenninica* zu beobachten. Bei 405,0 m erscheinen im Faunenbild kleine Exemplare von *R. globotruncanooides*.



Die Dominanz der *Hedbergella*-, *Globigerinelloides*-, *Praeglobotruncana*-Arten wird größer. Mit dieser Partial Range-Zone kann man das Bohrungsmaterial von Pgy-5 und Ot-84 korrelieren (Abb. 4).

Grenze der *R. appenninica*-Intervall-Zone und der
R. brotzeni-Intervall-Zone (141,0–363,0 m)

Lithologisch handelt es sich um einen gut geschichteten Mergel. Aufgeschlossen ist er nur in der Bohrung Jásd-42 und in einem Oberflächen-Ausbiß (Weimpusztá). Die Zonengrenze wurde mit dem Erscheinen der ersten Exemplare von *R. brotzeni* gezogen.

Auf Grund der Ammonitenfauna gehört der Teil zwischen 340,0 und 363,0 m noch zur Dispar-Zone (Oberes Vraconien).

Mit Rücksicht darauf, daß die Zonengrenze nur in Bohrprofilen bei einem Bohrkern von 10 cm Durchmesser untersucht wurde und das Vorkommen von Ammonitenresten hier viel weniger wahrscheinlich als in einer Oberflächen-Aufsammlung ist, halte ich es nicht für ausgeschlossen, daß der untere 23 m mächtige Teil zum Unteren Cenomanien gehört.

R. micheli kann man von der Zonenbasis (375,0 m) an durch das ganze Profil verfolgen. Die plankonvexe Symmetrie, die einheitlich aufgeblähten Kammern und deren Steilheit zeigen eine große morphologische Ähnlichkeit zu *R. reicheli*, der Durchmesser des Gehäuses und die Zahl der Kammern des letzten Umganges sind aber kleiner (5–6). Wegen der dünnen Wandstruktur ist die Art oft zusammengepreßt. Sie kann jedoch von *R. reicheli*, die von M. BÁLDI-BEKE (1981) in den Bayerischen Alpen (Probe Nr. F.6.) gesammelt wurde, gut unterschieden werden.

Abgesehen von einigen Ausnahmen tritt *R. gandolfii* massenhaft auf und zeigt eine enorm große Variabilität.

Die mächtigen Ablagerungen sind, außer an der unteren Zonengrenze, neben der großen Artenzahl und Individuenzahl der einkieligen und kiellosen Plankton-Foraminiferen durch eintönige, homogene Faunen und eine Verlangsamung der Faunenentwicklung gekennzeichnet. *Rotalipora* tritt massenhaft auf (*R. appenninica*, *R. gandolfii*), kennzeichnend ist eine starke Variabilität. Neue Arten (*R. micheli*, *R. brotzeni*) kommen meist vereinzelt vor, nur an der oberen Grenze sind sie häufiger (Probe 1–2).

Bei etwa 250 m kann man eine Veränderungstendenz ohne Auftreten neuer Arten beobachten. Die Individuenzahl von *R. brotzeni* und *R. micheli* nimmt zu. *Favosella washitensis* mit ziemlich grober Oberfläche erscheint neu, und *R. appenninica* tritt mit einer Varietät auf, die bei Beibehaltung der *appenninica*-Merkmale größer, flach und lockerer aufgerollt ist. Diese Formen sind keinesfalls mit *R. montsalvensis* identifizierbar.

Bei den kiellosen Formen ist das massenhafte Erscheinen von *Hedbergella simplex*, *H. delrioensis*, *Globigerinelloides bentonensis* (Typ *eaglefordensis*) charakteristisch. Von den anderen Planktonorganismen zeichnen sich die Calcisphaerulen aus, die ökologisch in den Plattformsedimenten die innere, beckennahe Zone beherrschen (VILLAIN, 1981).

Diese lithologisch und mikrofaunistisch gut absonderbare Einheit repräsentiert die Periode der maximalen Transgression. Von 150 m an beginnt eine ausgeprägte Versandung mit graduelltem Zurückdrängen des Planktons und Zunahme der kalkschaligen benthonischen Formen (*Epistomina*, *Gavelinella*, *Lenticulina*, *Eoguttulina*).

Regressionsphase (6,9–141,0 m)

In diesen Sedimenten finden wir eine Verarmung der Faunen. Es treten Formen von kleinerem Wuchs und geringer Wanddicke sowie glasiger, brüchiger Schale auf. Die im Sand oder Sandstein eingebetteten Formen sind schlecht fossilisiert und erhalten. Durch das Schlämmen wurde der Erhaltungszustand weiter verschlechtert, daher sind die meisten Exemplare zerbrochen.

Vom stratigraphischen Gesichtspunkt gibt es keine neuen Formen, nur die schlecht erhaltenen zerbrochenen Exemplare der *R. brotzeni*-Zone.

Im unteren Teil des Komplexes kann man eine relative Vermehrung von *Epistomina*, *Gavelinella*, *Lenticulina* beobachten, das Plankton tritt zurück, und kleine Schnecken, Muscheln, dicke *Cidaris*-Stacheln sowie Wurmspuren sind häufig vorhanden.

Lithologisch sind die Versandung und die Dominanz von Sandstein mit viel Bakteriopyrit und verkohlten Pflanzenresten kennzeichnend. In den Proben aus ingressiven Zwischenlagerungen (119,0–1211,0 und 93,0 m) erhöht sich die Individuenzahl der Planktonformen, neue Arten erscheinen aber nicht.

3.2. Zusammenhang zwischen Foraminiferen-Biozonen und Ammoniten-Chronozonen

Alle die oben erwähnten Foraminiferenzonen habe ich als Biozonen aufgefaßt, nachdem mir von dem entscheidenden Teil der Schichtfolge nur ein einziges Bohrprofil zur Verfügung stand.

In der Bohrung Jásd-42 kann die *R. appenninica* Intervall-Zone chronostratigraphisch als Vraconien betrachtet werden. Nur deren oberste 23 m könnten vielleicht in das Untere Cenomanien übergreifen.

Die untere, *R. ticinensis-Planomalina buxtorfi*-Partial Range-Zone, ist auch eine Chronozone, die die untervraconische Blanchetti-Subzone ausfüllt.

Die obere, *R. appenninica*-Partial Range-Zone mit *Guembelitra cenomana*, ist mit gewisser Unsicherheit in die Bergeri-Subzone des Obervracons einzustufen, in dem man *R. brotzeni* als Indexfossil des Untercenoman anerkennt.

Wenn aber auf Grund der konkreten Untersuchungsangaben (Jásd-42) *R. brotzeni* als eine Art betrachtet wird, die im höchsten Obervracon erscheint, kann ihre Zone als vollwertige Chronozone betrachtet werden.

Was man über die Unsicherheit der unteren Grenze der *R. brotzeni*-Intervall-Zone sagen kann, betrifft auch ihre obere Grenze, wo die beiden zu erwartenden Verbindungsglieder der phylogenetischen Reihe, *R. montsalvensis* und *R. reicheli*, noch nicht erscheinen.

Angesichts der schon vorhandenen Arten und der zwei noch „fehlenden“ ist die obere Zonengrenze etwa im zweiten Drittel des Untercenomans zu erwarten. Da begann nämlich die Regression.

Die regressive Schichtenfolge ist zur feinstratigraphischen Auswertung nicht geeignet.

3.3. Biofazies-Horizonte der benthonischen Foraminiferen

In der Formation können drei charakteristische, sich mehrmals wiederholende Biofazies-Horizonte von benthonischen Foraminiferen unterschieden werden: Eine agglutinierte Foraminiferen-Assoziation mit *Tritaxia*, eine kalkschalige Formenvergesellschaftung mit *Epistomina* und die mit *Gavelinella* (SIDÓ, 1964, 1971).

Arten von *Tritaxia*, *Gavelinella*, *Epistomina* sind im Material der Basisbohrung (Jásd-42) überall vorhanden. Auf Grund der Dominanzveränderungen kann man auf Fazieswechsel hindeutende Biofazies-Horizonte unterscheiden.

Die *Tritaxia*-Biofazies zeigt noch den Anfang der Transgression mit Seichtwasser, bzw. küstennahem litoralen Milieu an. Die *Epistomina*- und *Gavelinella*-Biofazies sprechen dagegen für Sedimentation in mehr küstenfernen inneren Teilen der neritischen Zone. Darauf weist die Veränderung des Benthos-Plankton-Verhältnisses hin: In dem *Tritaxia*-führenden Teil verschiebt es sich zugunsten des agglutinierten Benthos, während im *Epistomina*- bzw. *Gavelinella*-führenden Teil eher eine Verschiebung zugunsten des Plankton zu beobachten ist.

Bezüglich der Reihenfolgen der Biofazies-Horizonte kann man folgendes feststellen:

1. Sie können sich übereinander einmal oder mehrmals wiederholen
2. Mit dem Fortschreiten der Transgression folgen die *Tritaxia*-, *Epistomia*-, *Gavelinella*-Assoziationen nacheinander
3. Kleinere Veränderungen des Bodens im Sedimentationsbecken können diese Reihenfolge umkehren

Das bemerkt man auch im Bohrungsmaterial von Jásd-42, wo an der Basis in der Pénezskuter Mergel-Formation (449,0–483,1 m) ein atypischer *Tritaxia*-Horizont liegt. Dann folgt ein *Gavelinella* führender (301,0–449,0 m), ein *Epistomina* führender Bereich (223,0–301,0 m), und zuletzt wieder ein Horizont mit *Gavelinella* (145,0–233,0 m). Im Intervall zwischen 233,0 und 300,0 m wird die Grenze zwischen den beiden Horizonten unklar, und die Arten beider Gattungen sind durch hohe Individuenzahl gekennzeichnet.

Zwischen den Horizonten kann man keine scharfen Grenzen ziehen, der Übergang ist kontinuierlich.

Meiner Erfahrungen nach liegt an der Basis immer eine *Tritaxia*-Assoziation, gefolgt von Horizonten mit *Epistomina*- und *Gavelinella*-Horizonten, die mehrmals alternieren können.

Die Horizonte mit benthonischen Foraminiferen können auf Grund der planktonischen Foraminiferen stratigraphisch ausgewertet werden.

Im *Epistomina*- und *Gavelinella*-Horizont finden wir auch in großer Menge *Calcispaerulidae*.

3.3.1. Der Tritaxia-Biofazies-Horizont

Das Intervall zwischen 449,0–483,1 m der Bohrung Jásd-42 und der untere Teil der Aufschlüsse Jásd-1 und Bakonyhána-Zsidó-hegy-1 gehören dazu.

Charakteristisch ist die Dominanz der Arten mit großwüchsiger, agglutiniertes Schale der Gattung *Tritaxia*. In unseren Profilen kommen die folgenden Arten vor: *Tritaxia pyramidata* (RSS.), *T. tricarinata* (RSS.), *T. jarvaesi* CUSHMAN, *T. plummerae* CUSHMAN, *T. minuta* MARSSON.

Neu ist, daß sowohl die von VELIC (1977) und SINNI (1979) aus dem Apt und Alb der Umgebung publizierte Arten *Sabaudia minuta* (HOFKER) als auch primitive Orbitolinen und *Nezzazata simplex* OMARA in diesen Horizont hinaufreichen.

Die begleitenden Formen sind zumeist agglutiniert: *Ammobaculites subcretaceus* CUSHM.-ALEX., *A. coprolithiformis* (SCHWAGER), *Ammobaculites* div. sp., *Ammodiscus* div. sp., *Dorothia gradata* (BERTH.), *D. filiformis* (BERTH.), *Dorothia conulus* (RSS.), *Marssonella* div. sp., *Reophax deckeri* TAPPAN, *R. scorpiurus* MONTF., *Spiroplectammina annectens* PARKER et JONES, *S. laevis* (RSS.) var. *cretosa* (ROEMER), *Gaudryina* sp., *Arenobulimina murchinsoniana* D'ORB., *Arenobulimina preslii* RSS., *Protonina* sp., *Haplophragmoides* div. sp.

Von der kalkschaligen benthonischen Gruppe sind am häufigsten die Lageniden, unter ihnen wiederum die Lenticulinen mit hoher Artenzahl und geringer Individuenzahl.

Gavelinella ist mit den Arten *Gavelinella intermedia* (BERTH.) und *G. rudis* (RSS.) vertreten, ihre Individuenzahlen sind gering bis mäßig hoch.

Die Plankton-Assoziation stimmt mit der *Rotalipora ticinensis-Planomalina buxtorfi*-Partial Range-Zone überein.

Das Material des oberen Faunenhorizontes und der darüber folgenden Proben gehört zu diesem Biofazies-Horizont, in dem die kalkschaligen benthonischen und planktonischen Formen noch nicht dominieren.

Dieser Horizont ist in der Bohrung Jásd-42 noch nicht als typisch zu betrachten: Wir finden hier nur drei *Tritaxia*-Arten: *T. pyramidata* (RSS.), *T. tricarinata* (RSS.), *T. plummerae* CUSHM. Von diesen weist die erste eine mäßig große Individuenzahl auf oder ist häufig. Andere agglutinierte benthonische Arten sind spärlich vertreten. Vom mittleren Teil des Horizontes an aufwärts kommen die kalkschaligen Arten häufig vor. An der Obergrenze des Horizontes nimmt die Zahl der neuen, meistens kalkschaligen Arten sprunghaft zu, und die Dominanzverhältnisse ändern sich auffallend. Die Grenze ist scharf, charakteristisch und zeigt eine plötzliche Vertiefung des Sedimentsbeckens an.

3.3.2. Der Epistomina-Biofazies-Horizont

In der Benthos-Gruppe dominieren die kalkschaligen Elemente, überwiegend die *Epistomina*-Arten: *E. colomi* SIGAL, *E. charlottae* VIEAUX, *E. supracretacea* TEN DAM, *E. spinulifera* (RSS.), *E. carpenteri* (RSS.), *E. cretosa* TEN DAM, *E. sp.*

Auch *Gavelinella*-Arten sind häufiger: *G. intermedia* (BERTH.), *G. rudis* (RSS.), im oberen Teil der Zone treten neu hinzu: *G. cenomanica* (BROTZEN), *G. berthelini* (KELLER) und *G. baltica*.

Weitere charakteristische kalkschalige Benthos-Formen sind: *Ceratobulimina cretacea* CUSHM., *Eoguttulina anglica* CUSHM. et Oz., *Rectoguembelina minuta* CUSHM., *Valvulineria gracillima* TEN DAM. Sehr artenreich sind die Gattungen *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Marginulina*, *Dentalina* und *Ramulina*.

Was die agglutinierten benthonischen Arten betrifft, stimmen sie mit denen des vorherigen Biofazies-Horizontes überein, nur die Individuenzahl ist geringer, und auch eine Größenabnahme kann beobachtet werden.

In Bohrung Jásd-42 kann die Horizontgrenze zwischen 233,0 und 301,0 m gezogen werden. Die Plankton-Assoziation stimmt mit jener der *Rotalipora brotzeni* Intervall-Zone überein.

3.3.3. Der Gavelinella-Biofazies-Horizont

Weiterhin überwiegen auch die kalkschaligen Benthos-Formen gegenüber den agglutinierten Formen, aber hier dominieren schon die *Gavelinella*-Arten: *Gavelinella intermedia* (BERTH.), *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN), *Gavelinella baltica*.

Begleitende Formen: *Eoguttulina anglica* CUSHM. et Oz., *Ceratobulimina cretacea* CUSHM., *Rectoguembelina minuta* CUSHM., *Epistomina* div. sp., *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Pleurostomella*, *Ramulina*, *Tristix*, *Frondicularia*, *Vaginulina*-Arten, die schon im *Epistomina*-führenden Horizont vorhanden waren, *Spirillina*, *Patellina*, *Turrispirillina*.

In der Bohrung Jásd-42 können zwei *Gavelinella*-führende Biofazies-Horizonte unterschieden werden. Im unteren Teil (301–449 m), an der unteren Zonengrenze, treten auffallend neue benthonische Arten, meistens kalkschalige Formen, auf. Auch die Individuenzahl der Arten vermehrt sich. Die *Gavelinella*-Arten sind: *G. intermedia* (BERTH.), *G. berthelini* (KELLER), *G. rudis* (RSS.). Die Plankton-Assoziation ist identisch mit der des oberen Teiles der *R. appenninica*-Intervall-Zone und des unteren Teiles der *R. brotzeni*-Intervall-Zone. Das Alter ist oberes Vraconien-unteres Cenomanien. Die Proben von Pgy-5 und vom oberen Teil der Ot-84 gehören ebenfalls dazu.

Im zweiten *Gavelinella*-Biofazies-Horizont (145–233 m) fehlt *G. rudis* (RSS.) bereits, und im Faunenbild erscheinen *G. cenomanica* (BROTZEN), *G. baltica*, die wir auch schon im *Epistomina*-Horizont sporadisch beobachten konnten. Der Planktongehalt ist der gleiche wie in der *R. brotzeni*-Intervall-Zone, was unteres Cenomanien beweist.

Literatur

- BANDY, C. O. (1969): Cretaceous planktonic foraminiferal zonation. — *Micropaleontology*, 13 (1): 1–31, text-figs. 1–13, 1 tab.; New York.
- CARON, M. (1965): Les ouvertures chez le genre Praeglobotruncana (Foraminifères). — *C. R. Soc. geol. France* 1965: 217–218, 5 figs.; Paris.
- (1966): Globotruncanidae du Crétacé Supérieur du Synclinal de la Gruyère (Praéalpes médianes, Suisse). — *Rev. Micropal.*, 9 (2): 68–93, 6 figs., 5 pl.; Paris.
- (1976): Révision des types de Foraminifères planctoniques décrits dans la région du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). — *Eclogae*, 69 (2): 327–333, 3 figs., 5 pls.; Basel.

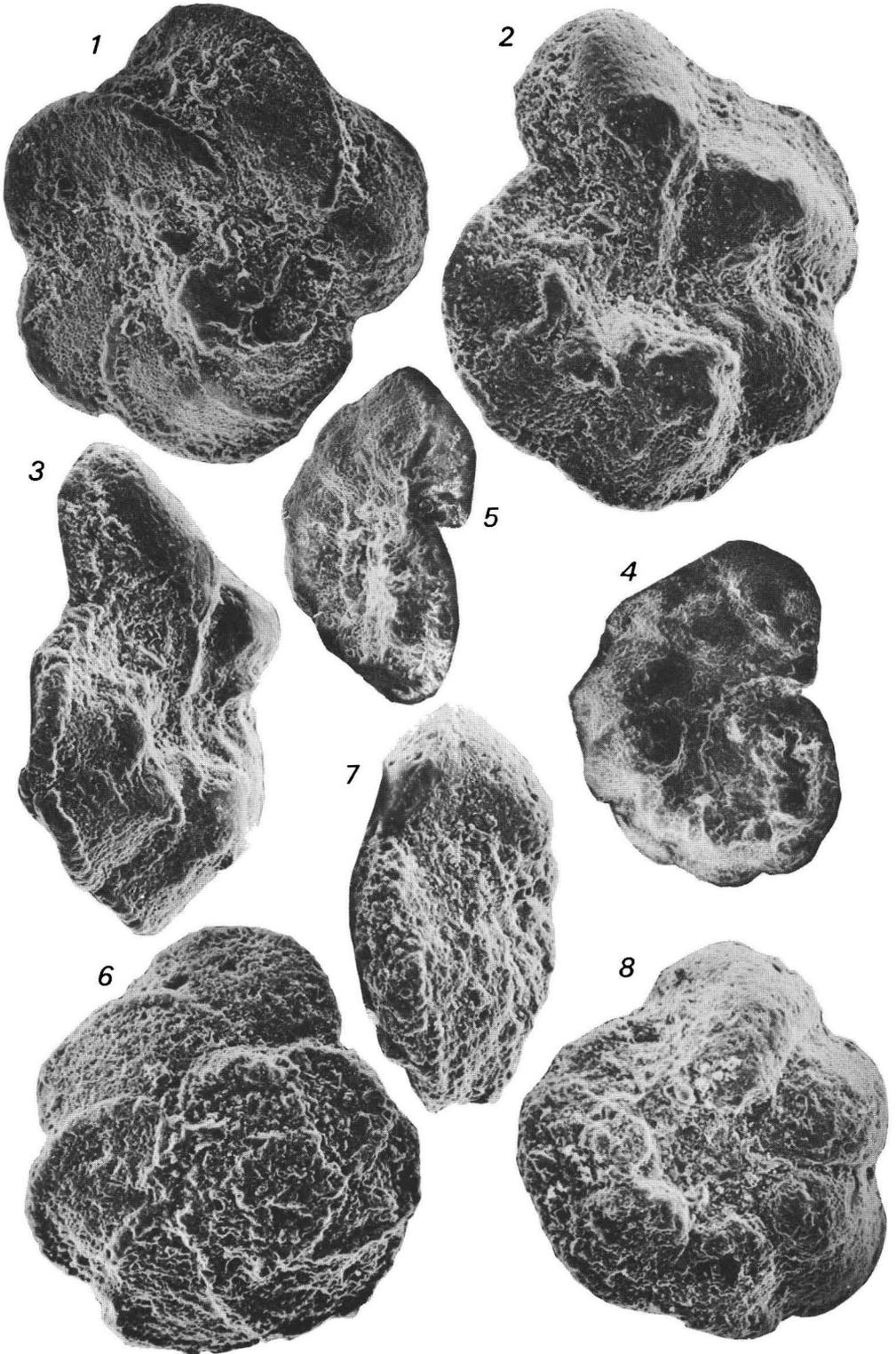
- CONARD, M. (1978): Le Cenomanien des Alpes-Maritimes: biozonation par Globotruncanidés. — *Geol. Méditerranéenne*, 9 (1): 65–68, 3 figs.; Marseille.
- CUSHMAN, J. A. (1946): Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal region of the United States and adjacent areas. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 206: 1–241, pls. 1–66; Washington.
- CsÁSZÁR, G. (1976): The Middle Cretaceous in Hungary. — *Annales du Museum d'Historie Naturelle de Nice*, Tome IV.: XI. 1–XI. 6.
- DALBIEZ, F. (1955): The Genus Globotruncana in Tunisia. — *Micropaleontology*, 1 (2): 161–171, text-figs. 1–10, charts 1–2; New York.
- FRANKE, A. (1925): Die Foraminiferen der pommerschen Kreide. — *Abh. geol. paläont. Inst. Univ. Greifswald*, 6: 1–96, 8 Taf.; Greifswald.
- FÜLÖP, J. (1961): Magyarország kétáidőszaki képzőművelei. — *MÁFI Évk.* 49. 3.: 577–589.
- (1975): Tatati mezozoós alaphegységgrögök. The mesozoic Basement Horst Blocks of Tata. — *Geol. Hung. Ser. Geol.* 16.
- GANDOLFI, R. (1957): Notes on some species of Globotruncana. — *Contr. Cush. Found. Foramin. Res.* 8 (2): 59–65, pls. 8–9; Washington.
- GANDOLFI, R. (1942): Recherche micropaleontologique e stratigraphiche sulla Scaglia e sul Flysch Cretaci dei Dintorni di Balerna (Canton Ticino). — *Riv. Ital. Paleont., Mem.* 4, 48: 1–160, 49 Abb., 1. Tab., 14 Taf.; Milano.
- HART, M. B., TARLING, D. H. (1974): Cenomanian palaeogeography of the North Atlantic and possible Mid-Cenomanian eustatic movements and their implications. — *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Paleocol.*, 15 (2): 95–108, 5 figs.; Amsterdam.
- HERM, D. (1979): Die süddeutsche Kreide. — *Ein Überblick.* — *Aspekte der Kreide Europas.* IGUS series A (6): 85–106, 2 Abb.; Stuttgart.
- HINTE, J. E. van (1972): The Cretaceous time scale and planktonic foraminiferal zones. — *Proc. kon. Ned. Wet.*, B. 75 (1): 61–68, 1 fig.; Amsterdam.
- (1976): A Crataceous time scale. — *AAPB-Bull.*, 60 (4): 498–516, figs. 1–9; Tulsa.
- JUIGNET, P. (1976): Présentation du Crétacé moyen dans l'Ouest de la France. Remarque sur les stratotypes du Cenomanien et du Turonien. — *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice.* 4 (2): 1–12, 4 figs., 15 tab.; Nice.
- (1977): Ammonite faunas from the Cenomanian around Le Mans (Sarthe, France). — *Mid-Cretaceous Events. Hokkaido Symp.* 1976: 143–150, 1 fig.; Fukuoka.
- (1978): Le Cenomanien du Maine: formations sédimentaires et faunes d'Ammonites du stratotype. — *Geol. Méditerranéenne*, 5 (1): 87–100, figs. 1–11; Marseille.
- KNAUER, J. (1966): Hézagos albai rétegsor Balinkán. Une série incomplete de l'Albien á Balinka. (Montagne Bakony). — *MÁFI Évi Jelentés 1964-ról.* pp. 221–231.
- (1968): A turriliteszes márga földtani korkérdése. Sur le probleme de l'âge geologique des marnes á Turrilites. — *MÁFI Évi Jelentés 1966-ról.* pp. 73–75.
- KLAUS, J. (1959): La «complexe schisteux intermediaire» dans le synclinal da la Gruyère (Préalpes medianes). Stratigraphie et micropaleontologie, avec l'étude speciale de Globotruncanides de l'Albien, du Cenomanien et du Turonien. — *Eclogae*, 52 (2): 753–851, 2 figs., 2 tabl., 8 pls.; Basel.
- KOCH, W. (1977): Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. — *Geol. Jahrbuch*, A. 38: 11–123, Abb. 2 u. 3, Tab. 1, Taf. 1–17; Hannover.
- LOEBLICH, A. R., TAPPAN, H. (1961): Cretaceous planktonic foraminifera: Part I. — *Cenomanian.* — *Micropaleontology*, 7 (3): 257–304, pls. 1–8; New York.
- (1964): Protista 2. Sarcodina, chiefly "Thecamoebians" an Foraminiferida. — In: Moore R. C. (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*, C 2 (1): 1–510, figs. 1–399, C 2 (2): 511–900, figs. 400–653; Kansas.

- LUTERBACHER, P., PREMOLI-SILVA, J. (1962): Note préliminaire sur une révision du Profil de Gubbio, Italie. — Riv. Ital. Paleont., 68 (2): 253–288, figs. 1–3, pls. 19–23; Milano.
- MAJZON, L. (1943): Előzetes jelentés a Zirc Bakonycsernye közötti terület földtani viszonyairól. Beitrag zu den geologischen Verhältnissen des Gebietes zwischen Zirc und Bakonycsernye. — MÁFI Évi Jelentés 1939–1940-ról, pp. 263–270; Budapest.
- (1961): A magyarországi Globotruncanás üledékek. — MÁFI Évk. 49. 3.: 593–635; Budapest.
- (1966): Foraminifera vizsgálatok. — Akadémiai kiadó, p. 1–600; Budapest.
- MARKS, P. (1967): Foraminifera from the craie de Taligny (Cenomanian, Dept. Sarthe, France). — Proc. kon. Ned. Akad. Wettensch. B. 70 (4): 425–442, 11 text-figs., 3 pls.; Amsterdam.
- (1977): Micropaleontology and the Cenomanian-Turonian boundary problem. — Proc. kon. Ned. Akad. Wettensch. B. 80 (1): 1–6, 1 tab.; Amsterdam.
- MARKS, P., & ROBASZYNSKI, F. (1980): Integrated biostratigraphy of the Mid-Cretaceous. — Unpubl. pap.
- MOULLADE, M. (1966): Etude stratigraphique et micropaleontologique du Crétacé inférieur de la «Fosse Vocontienne». — Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, 15 (1+2): 1–369, 27 text-figs., 17 pls.; Lyon.
- NOTH, R. (1951): Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. A–B., Sonderb. 3: 1–91, 2 Tab., 9 Taf.; Wien.
- PESAGNO, E. A. (1967): Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the West Gulf Coastal Plain Area. — Proc. I. Intern. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva, 1967, 2: 509–525, figs. 1–9; Leiden.
- POURTHAULT, B. (1969): Foraminifères planctoniques et biostratigraphie du Cenomanien dans la Sud-Est de la France. — Proc. I. Intern. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva 1967, 2: 526–546, 2 figs., 2 pls.; Leiden.
- (1966): Etude biostratigraphique du Cenomanien du bassin supérieur de l'Esteron (Alpes Maritimes). Le problème de la limite Cenomanien-Turonien dans le Sud-Est de la France. — Bull. Soc. Geol. France. (7), 8: 423–439, 2 tabl., pls. 8–11; Paris.
- POSTUMA, J. A. (1971): Manual of Planktonic Foraminifera. — 420 pp.; Amsterdam-London-New York.
- RENZ, O. (1936): Stratigraphische und mikropaleontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im Zentralen Appennin. — Eclogae 29 (1): 1–149, text-figs. 1–14, pls. 1–15; Basel.
- RISCH, H. (1971): Stratigraphie der höheren Unterkreide der Bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. — Paleontographica, Abt. A., 138: 1–80, 8 Abb., 4 Tab., 8 Taf.; Stuttgart.
- ROBASZYNSKI, F., et CARON, M. (1979): Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé Moyen (Mèr Boreale et Téthys). — Cahiers de Micropaléontologie, 1979/1: 1–185, pl. 1–39; 1979/2: 1–181, pl. 40–80; Paris.
- SACAL, V., DEBOURLE, A. (1957): Foraminifères d'Aquitaine. 2. Peneroplidae à Victorellidae. — Mem. Soc. Geol. France, N. S. 36 (78): 1–88, pls. 1–35; Paris.
- SIDÓ, M. (1966): A bakonyi cenomán rétegek Foraminifera vizsgálata. Studium der cenomanischen Abteilungen des Bakonygebirges anhand von Foraminiferen. — MÁFI Évi Jelentés 1964 évről, pp. 223–243, Budapest.
- (1971): A bakonyi és vértesi rotaliporás-turriliteszes márgaösszlet Foraminifera társulásai. Les associations de Foraminifères de l'ensemble de la marne à Rotalipores et Turrilites dans les Montagnes du Bakony et du Vértés. — Földtani Közlöny 101: 44–52, Budapest.
- (1973): Biostratigraphic of Crataceous Foraminifera in Hungary. — Őslénytani Viták (Discussion Paleontologiques) 21: pp. 91–104; Budapest.

- SCHOLZ, G. (1973): A Bakonyhegységi középsókréta nánai és pénzeskuti rétegek földtani viszonyai. Geologische und stratigraphische Verhältnisse der mittelmittelkretazischen Schichten des Bakony-Gebirges (bei Nána und Pénzeskut). — Földtani Közlöny 103, 2: pp. 175–188; Budapest.
- SCHOLZ, G. (1979): Die Ammoniten des Vracon (Oberalb, Dispar-Zone) des Bakony-Gebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der Westmediterranen Faunenprovinz. — Palaeontographica Abt. A. 165, Lief. 1–2, pp. 1–80; Stuttgart.
- SINNI, L. E. (1979): I mikrofossili del «livello a Planorbitolina lenticularis» delle murge beresi. — Riv. Ital. Paleont. 85 (2): 297–352; Milano.
- SIGAL, J. (1948): Notes sur les genres des Foraminifères Rotalipora Brotzen 1942 et Thalmanninella. Famille des Globorotaliidae. — Rev. Inst. France. Petr. 3 (4): 95–103, 2 Taf.; Paris.
- (1977): Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. — Geol. Méditerranéenne, 4 (2): 99–108; Marseille.
- SISSINGH, W. (1978): Microfossil biostratigraphy and stage-stratotypes of the Cretaceous. — Geologie en Mijnbouw, 57 (3): 433–444, 3 figs.
- VELIC, I. (1977): Jurassic and lower Cretaceous assemblage-zones in Mt. Velica Kapela, Centr. Croatia. — Acta Geol. 9/2 (42): 15–37; Zagreb.
- WONDERS, A. A. H. (1977): Phylogeny, classification and biostratigraphic distribution of keeled Rotaliporinae (I.). — Proc. kon. Nederl. Wet. B., 81 (1): 113–124, 5 figs.; Amsterdam.
- (1977): Phylogeny, classification, and biostratigraphic distribution of keeled Rotaliporinae (II.). — Proc. kon. Nederl. Akad. Wet. B., 81 (1): 125–144, 1 fig., 1 tab., 5 pls.; Amsterdam.
- VADÁSZ, E. (1953): Magyarország földtana; Budapest.
- VILLAIN, J. M. (1981): Les Calcsphaerulidae: Interêt Stratigraphique et Paléoécologique. — Cretaceous research, 2 (3/4): 435–439.

Tafel 1

- 1–3 *Rotalipora appenninica* (RENZ)
Bohrung Jásd-42 421 m 120 ×
- 4–5 *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI)
Bohrung Jásd-42 427 m 120 ×
- 6–8 *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI)
Bohrung Jásd-42 464,5 m 150 ×



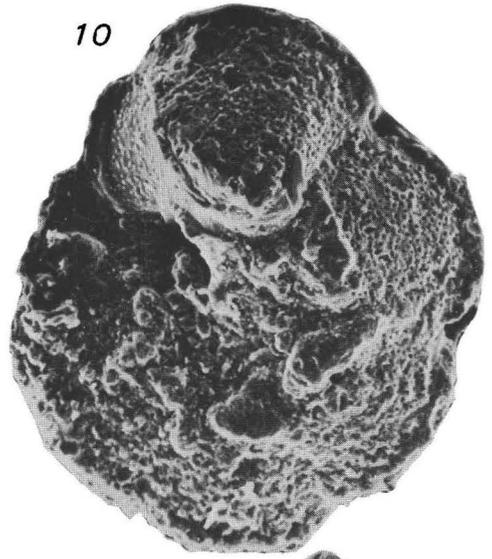
Tafel 2

- 9–10 *Rotalipora gandolfii* (LUTERBACHER & PREMOLI-SILVA)
Bohrung Jásd-42 305 m 150 ×
- 11–14 *Rotalipora micheli* (SACAL & DEBOURLE)
Bohrung Jásd-42 247 m 100 ×

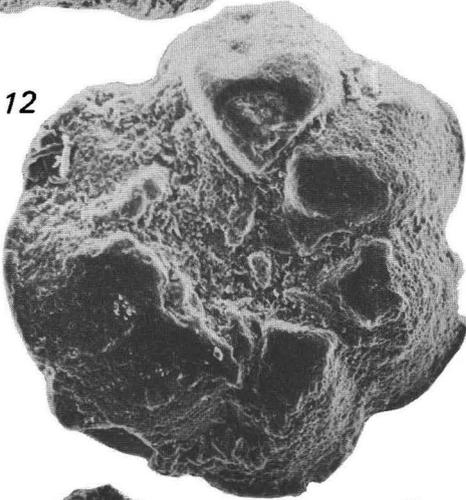
9



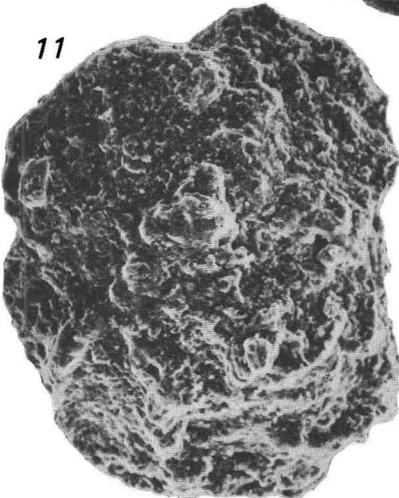
10



12



11



14



13



Tafel 3

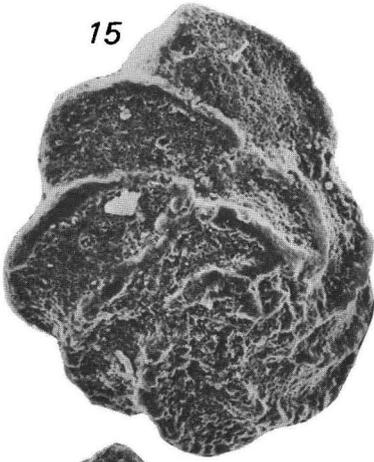
15–20 *Rotalipora brotzeni* SIGAL

Bohrung Jásd-42 171 m

1–2 Figur 120×

3–6 Figur 150×

15



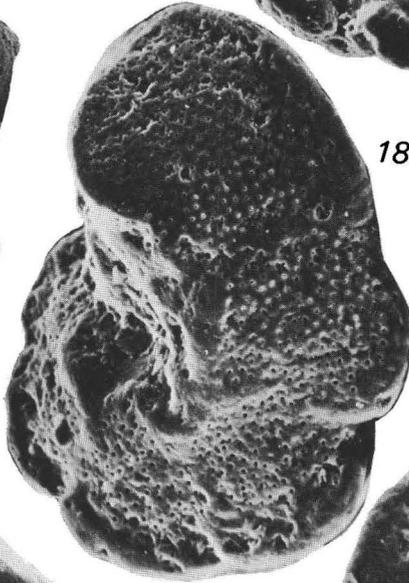
17



16



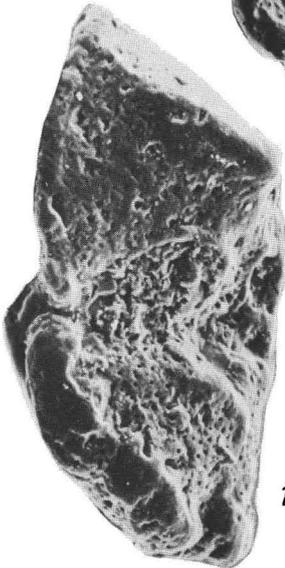
18



20

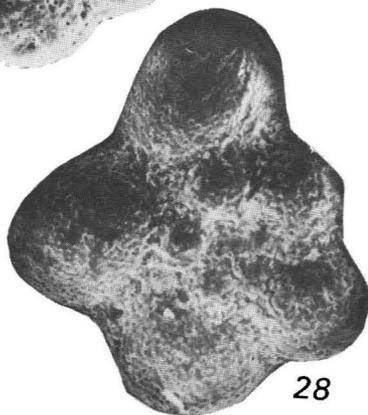
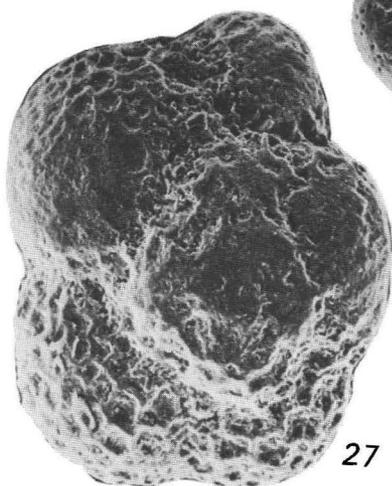
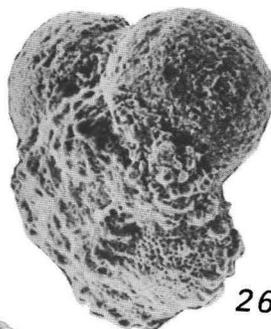
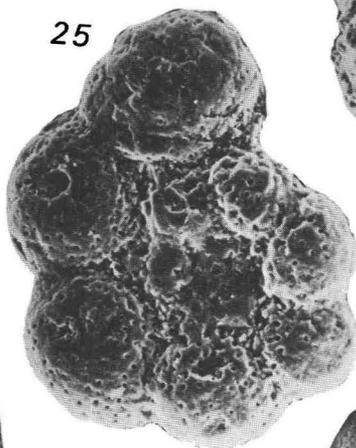
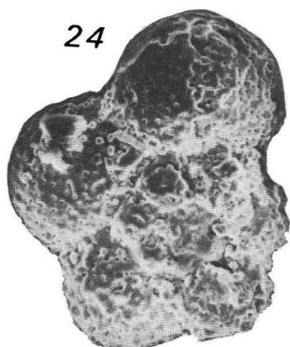
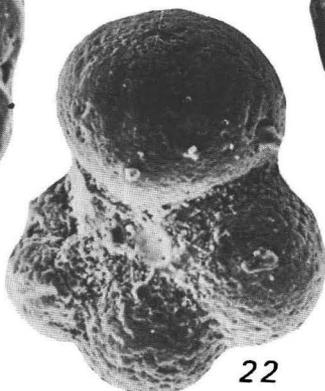
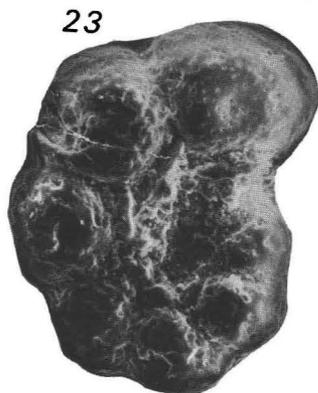
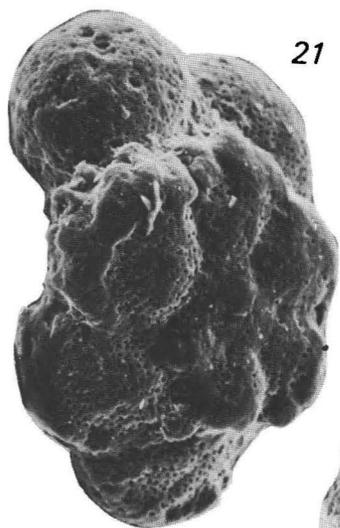


19



Tafel 4

- 21 *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER)
Bohrung Jásd-42 171 m 200×
- 22 *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW)
Bohrung Jásd-42 171 m 150×
- 23 *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW)
Bohrung Jásd-42 250 m 200×
- 24 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY)
Bohrung Jásd-42 427 m 200×
- 25 *Hedbergella planispira* (TAPAN)
Bohrung Jásd-42 171 m 200×
- 26 *Praeglobotruncana stephani* (GAND.)
Bohrung Jásd-42 449 m 130×
- 27 *Fluoresenia washitensis* (CARSEY)
Bohrung Jásd-42 47 m 130×
- 28 *Hedbergella simplex* (MORROW)
Bohrung Jásd-42 427 m 120×



Die paläoökologische, biostratigraphische und paläogeographische Auswertung der Mollusken-Fauna der Zirc-Kalk-Formation

Paleoecological, biostratigraphic and paleogeographic analysis of the mollusc fauna of the Zirc Limestone Formation

Von L. CZABALAY*)

Mit 5 Abbildungen und 5 Tafeln

Abstract. The Zirc Limestone represents an intermediate unit of the Mid-Cretaceous sedimentary cycle. This article deals with its faunal associations and their ecological, biostratigraphic and paleogeographic analyses.

A further subject of study is the discrepancy between the development of the Zirc Limestone in the northern and the southern areas of the Bakony mountains.

In the northern Bakony the lower part of the sequence is characterized by faunal associations of fore-reef and back-reef facies in the Eperkéshegy Member and in the *Agriopleura-Toucasia* and *Nerinea* associations of the *Orbitolina* Limestone Member. In the upper part of the Middle Member of Northern Bakony, in the so-called lower mollusc bearing beds, the fauna is not strictly Mediterranean anymore. It inhabited the calcareous silty bottom of the littoral zone. The migration of the realm boundary can also be observed in the upper bedded limestone member, where a climatic change is postulated.

In the Urkut Member of the southern Bakony, molluscs, such as *Nerinella*, *Nerinea*, *Eoradiolites*, *Chondrodonta*, *Toucasia*, algae and *Liostrea* faunal associations are characteristic.

In addition to the rich *Nerinella* and *Nerinea* fauna, *Toucasia* and *Eoradiolites* predominate among the pachydonts in Padragkut. In Urkut, however, besides the above mentioned molluscs, representatives of *Chondrodonta* species gain prevalence. The fauna of the Eperkéshegy Member of the northern Bakony Mountains is a transition between the northern and southern faunal provinces of the Mediterranean geosyncline. The fauna of the Urkut Member of the southern Bakony on the other hand belongs to the southern faunal province.

On the basis of the mollusc fauna the age of the Zirc Limestone is Middle and Upper Albian. The different faunal associations in the northern and southern Bakony were formed simultaneously. Faunistic differences are due to different conditions of sedimentation and ecological factors.

*) Adresse: Dr. Lenke CZABALAY, Magyar Állami Földtani Intézet, Népstadion út. 14, Pf. 106, H-1442 Budapest.

Zusammenfassung. Die Zirc-Kalk-Formation ist im Süd- und Nord-Bakony unterschiedlich ausgebildet.

Die Sedimente der Zirc-Kalk-Formation im Nord-Bakony sind in drei Member zu untergliedern: Pachyodonten-Member (Eperkéshegy-Member), Orbitolinen-Member und Plattenkalk-Member. Die Fauna des Eperkéshegy-Members und teilweise des Orbitolinen-Kalk-Members entstanden im Fore-Reef. Im sog. „Unteren Mollusken-Kalk“ und im Plattenkalk-Member kommen Faunenelemente vor, die in der litoralen Zone auf schlammigem Boden lebten. Die geographische Verbreitung dieser Arten überschreitet die Grenze des mediterranen Geosynklinal-Gebietes, und sie kommen auch in den gemäßigten Faunenprovinzen Westeuropas vor.

Für den Süd-Bakony sind Nerinellen-, Nerineen-, Toucasien-, Eoradioliten-, Chondrodonten-, Liostreen- und Algen-Assoziationen charakteristisch. Die Assoziationen des Gebietes um Urkut setzen sich vor allem aus Bewohnern des Back-Reefs zusammen, nur ein kleiner Prozentsatz von Fore-Reef-Elementen ist von hier bekannt. Während wir in der Lamellibranchiaten-Fauna von Padragkut zum größten Teil Toucasien und Eoradioliten finden, kommen in Urkut die Chondrodonten in großer Individuenzahl vor. Diese wurden von der Verfasserin erstmals nachgewiesen, nachdem sie früher als die endemische Gattung *Lamellotis* beschrieben worden waren.

Die Sedimentation begann im Nord-Bakony mit dem unteren Member der Zirc-Kalk-Formation im oberen Abschnitt des Mittleren Albien, der obere Abschnitt dieses Members, in dem auch Eoradioliten erscheinen, sowie die Orbitolinen-Kalk und Plattenkalk-Member gehören zum Oberalb.

Das Urkut-Member des südlichen Bakony kann in das Mittel- und Oberalb eingestuft werden.

Im nördlichen Bakony hat die Mollusken-Fauna Beziehungen zur nördlichen Faunenprovinz des mediterranen Geosynklinal-Gebietes. Eoradioliten-Arten sind ebenfalls vorhanden, weshalb die Fauna eine Übergangstellung zwischen der nördlichen und südlichen Faunenprovinz einnimmt. Die Fauna des Urkut-Members im Süd-Bakony gehört zur südlichen Faunenprovinz des mediterranen Geosynklinal-Gebietes.

Die faunistischen Unterschiede der Zirc-Kalk-Formation im Nord- und Süd-Bakony können wir mit abweichenden ökologischen Faktoren und Sedimentationsverhältnissen erklären.

1. Einleitung

Die Zirc-Kalk-Formation tritt in zwei Ausbildungen auf: Der Süd- und der Nord-Bakonyer Entwicklung. Die Ergebnisse der malakologischen Untersuchungen werden in der vorliegenden Arbeit dargestellt. Sie beruhen auf detaillierten Studien der Typus- und Referenzprofile.

Der Nord-Bakonyer Entwicklungstyp ist sowohl auf Grund seiner lithologischen Ausbildungen als auch seines Fauneninhalts gut zu gliedern, während die Süd-Bakonyer Ausbildung nur an Hand von Faunen-Assoziationen unterteilt werden kann.

Die Sedimente der Zirc-Kalk-Formation im nördlichen Bakony sind in drei Member zu untergliedern: Pachyodonten-, Orbitolinen- und Plattenkalk-Member. Das mittlere Member läßt sich faunistisch in zwei Ausbildungen unterteilen: den Orbitolinen-Kalk und den sogenannten „Unteren Mollusken-Kalk“ (G. Császár, 1982). In einer früheren Gliederung unterschied J. KNAUER (1972) neben dem

„Unteren Mollusken-Kalk“ auch die sogenannten Mikrofaunenschichten. Die neuesten Untersuchungen bestätigen, daß von den drei Members nur das mittlere untergliedert werden kann. Daher werden die Mikrofaunenschichten mit dem Orbitolinenkalk-Member zusammengefaßt.

Die Mächtigkeit der Zirc-Kalk-Formation beträgt im nördlichen Bakony 50 bis 60 Meter, im südlichen Bakony bewegt sie sich zwischen 100 und 200 Metern.

Im südlichen Bakony charakterisieren der außerordentliche Faunenreichtum, insbesondere an Gastropoden, der rötliche Farbton unterschiedlicher Intensität und die Einlagerung von stellenweise dünnen Mergeln oder Tonmergeln das Urkuter Member der Zirc-Kalk-Formation. Hier kann man trotz der Analogie der Mollusken-Assoziationen zwei Ausbildungen unterscheiden, die von Urkut und jene von Padragkut. Zwischen beiden Ausbildungen existieren Übergänge, wobei Übergangs- oder Mischfaunen auftreten, z.B. in Zsófiapuszta (Bohrungen Zs-4, 6).

2. Die Charakterisierung der Mollusken-Assoziationen und ihre regionale Verbreitung

2.1. Nördlicher Bakony

Die Entwicklung im Nord-Bakony kann man vor allem auf Grund unserer Untersuchungen der Tagebau- bzw. Bohrprofile in Olaszfalu, Jásd und Péntesgyör, Zirc charakterisieren. Die Agriopleuren-Toucasien-Assoziationen der Fore-Reef- und Back-Reef-Entwicklung bilden das unterste Member der Formation. Die Anzahl der Individuen der Agriopleuren-Arten nimmt im Steinbruch von Olaszfalu am Eperkéshegy*) vom Liegenden zum Hangenden zu, in einzelnen Schichten kommen sie in gesteinsbildenden Massen vor. *Agriopleura blumenbachi* (STUDER) und *Agriopleura marticensis* (D'ORBIGNY) bilden kleinere Anhäufungen und Bouquets. *Toucasia carinata* (MATHERON) MUNIER-CHALMAS kommt seltener vor, aber in einzelnen Schichten kann sie auch dominieren. In Péntesgyör und Jásd (Bohrungen Pgy-5 und J.-42) ist auch *Eoradiolites murgensis* TORRE für diese Faunen-Assoziation charakteristisch. Wir finden auch *Adiozoptyxis coquandiana* (d'ORB.) und andere Nerineen-Arten in linsenartiger und nestartiger Anordnung in zwischenlagernden, etwas pelitischen Schichten, die schon die Back-Reef-Ausbildung charakterisieren.

Der starke Wellengang zerstörte die durch die Agriopleuren-Toucasien-Assoziationen gebildeten kleineren Riffe, und die winzigen Bruchstücke der Schalen wurden in den unteren Teil des darüber lagernden Orbitolinen-Kalk-Members umgelagert. Diese Kalkschlamm-Pseudoid-Schichten weisen mit ihrer reichen benthonischen Foraminiferen-Assoziation (K. MÉHES, 1969) auf eine Ablagerung im seichten Wasser hin.

In dem darüber folgenden sogenannten „Unteren Mollusken-Kalk“ dominiert *Rhynchostreon columbum* (LAM.), daneben kommen auch einige andere Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden und Echiniden vor.

*) Siehe in demselben Band bei G. CSÁSZÁR.

Diese Faunen-Assoziation lebte auf dem schlammigen Meeresboden der litoralen Zone. In dem Plattenkalk-Member werden die wenigen Orbitolinen von *Exogyra*- und *Pecten*-Faunen begleitet. Das in einer eingeeengten Meeresbucht entstandene Member führt vereinzelt Glaukonit. Ebenfalls auftretende Ferrosulfide sind mit der zunehmenden Anreicherung organischer Stoffe verknüpft.

Die Fauna dieses Members unterscheidet sich deutlich von den Faunen der zwei unteren Member, die in ausgesprochen warmem Meerwasser und größtenteils im Fore-Reef und Back-Reef entstanden sind. Teilweise werden in kleinerer Art- und Individuenzahl bereits schon jene Faunenelemente in der Molluskenfauna des Plattenkalk-Members gefunden, die in der Pénezskuter-Mergel-Formation dominieren, so z.B. *Avellana incrassata* (d'ORB.) *Ampullina excavata* (MICH.). Diese Arten zeigen auch klimatische Veränderungen an. Das Meerwasser wurde ein wenig kühler. Außerdem zeigen sie an, daß die Fauna im küstennäheren Teil der neritischen Zone lebte.

2.2. Südlicher Bakony

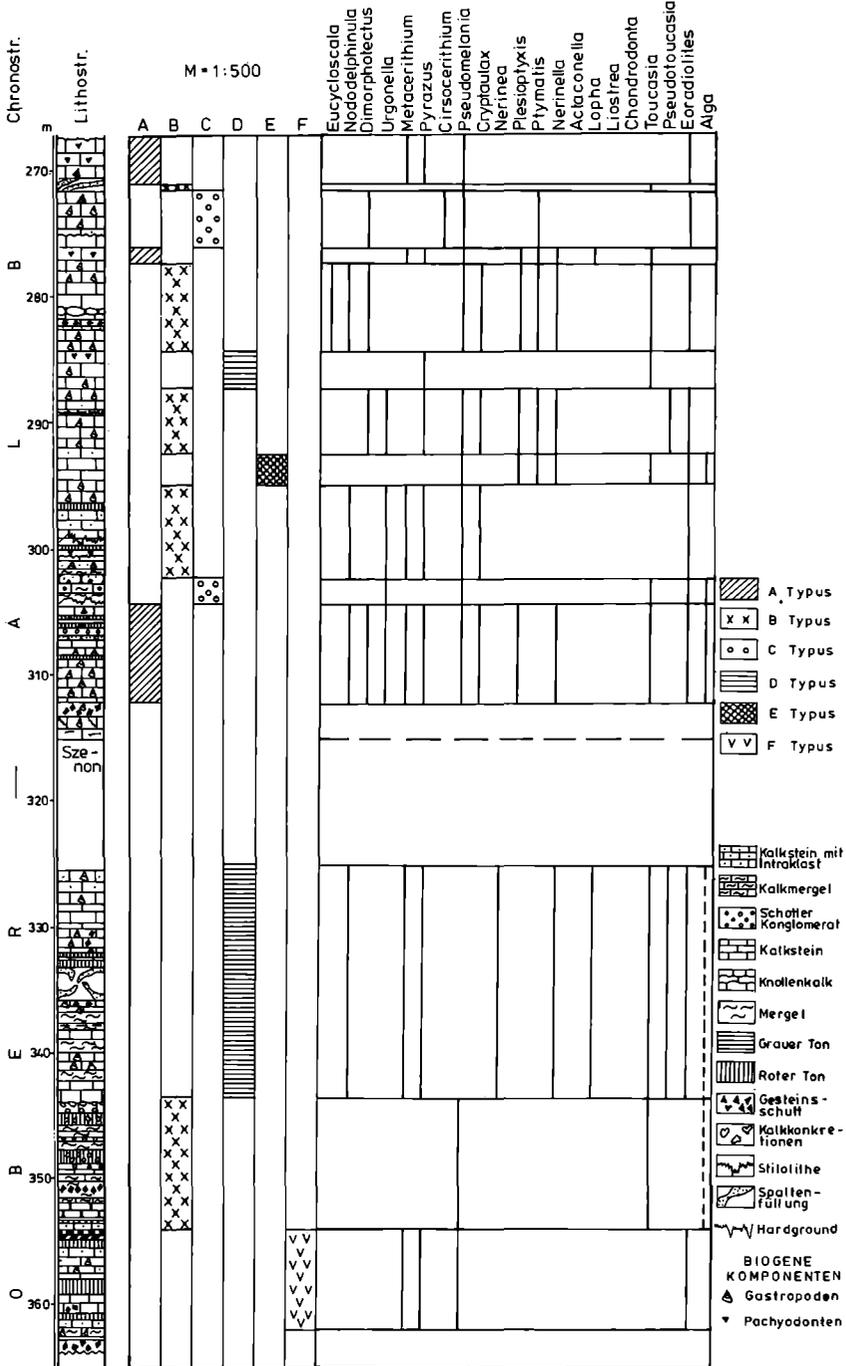
Verglichen mit dem nördlichen Bakony unterscheiden sich im südlichen Bakony die einzelnen Mollusken-Assoziationen in dem Urkut-Member der Zirc-Kalkformation nicht so scharf. Dennoch sind innerhalb des Sedimentzyklus neben den lithologischen Abweichungen bedeutende faunistische Unterschiede zu erkennen, die die Ausbildung von Urkut und Padragkut unterscheiden lassen. Charakteristisch sind für beide Ausbildungen kleinwüchsige Gastropoden- (Nerinellen-, Nerineen-), Eoradioliten-, Toucasien-, Chondrodonten-, Liostreen- und Algen-Assoziationen. In Urkut ist die Mollusken-Assoziationen enthaltende Gesteinsfolge wesentlich mächtiger als in Padragkut. Die Wiederholung der einzelnen Assoziationen ist auch seltener.

Wir können hier die Entwicklung der Molluskenfauna besser verfolgen. Änderungen im Gebiet von Urkut werden in Abb. 3 dargestellt.

Charakteristische Elemente in der Molluskenfauna der Urkuter und Padragkuter Ausbildung sind kleinwüchsige Gastropoden (*Pyraxus*, *Metacerithium*, *Pseudomevania*). Sehr häufig sind weiterhin Nerinellen und Nerineen, wie *Nerinella utrilasensis* VERN. et LOR., *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD), *Plesioptyxis fleuriaui* (d'ORB.). Bei den *Plesioptyxis*-Arten aus der Bohrung Urkut-421 kann man eine Entwicklungsreihe verfolgen, in der in zeitlicher Abfolge glatt gefaltete bis kompliziert gefaltete Arten auftreten: *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD)-*Plesioptyxis fleuriaui rengarteni* CZABALAY-*Plesioptyxis gemmifera* (COQUAND). Eine ähnliche Entwicklungsreihe kann man auch bei den *Plesioplocus*-Arten (z.B. *Plesioplocus schicki* [FRAAS] *Plesioplocus dayi* [BLANCKH]) erkennen.

2.2.1. Padragkuter Ausbildung

Die Sedimente der Padragkuter Ausbildung sind am besten in der Bohrung Padragkut-7 repräsentiert (Abb. 1), wo die Änderung der Mollusken-Assoziationen sehr schnell vor sich geht.



Im Padragkuter Gebiet spielen innerhalb der Lamellibranchiatenfauna die Toucasien- und Eoradioliten-Arten eine größere Rolle, die Chondrodonten-Arten erscheinen nur im unteren Abschnitt der Schichtfolge in den Mollusken-Assoziationen.

Die Veränderung der Mollusken-Assoziationen wurde durch die Hebung und Senkung des Meeresbodens und durch Änderungen ökologischer Faktoren, wie kleinere Schwankung im Oxygenaustausch, bewirkt. Auch die zeitweise Vermehrung des Phytoplanktons spielte eine Rolle, weil durch die verminderte Durchlichtung des Meereswassers die Lebensbedingungen der Pachyodonten erschwert wurden.

Es ist anzunehmen, daß die Elemente Fe, Ba, Sr des Urkuter Members von der Küste her in die Sedimente gelangten. Das beweisen auch Einschwemmungen von Bauxit. Auf Grund rezenter Analogien nehmen wir an, daß die Anreicherung der Elemente durch die Algen erfolgte.

Im Padragkuter Gebiet sind 6 Mollusken-Assoziationen zu unterscheiden. Sie werden auf Abb. 1 dargestellt. Die quantitative Veränderung der Molluskenfauna wird in Abb. 2 gezeigt. Eine ähnliche Auswertung wurde für die Bohrung Urkut-421 (Abb. 3) vorgenommen.

Die Mollusken-Assoziationen der Bohrung Padragkut (Pa-7) – Abb. 1:

1. Assoziation mit *Lopha* und kleinwüchsigen Gastropoden (F). Unter den Lamellibranchiaten ist *Lopha rectangularis* (ROEM.) charakteristisch, unter den Gastropoden *Pseudomelania urgonensis* COSSM., *Cryptaulax angustatum* d'ORB. Sie lebten im Back-Reef bei einer geringfügigen Verminderung des Salzgehaltes.

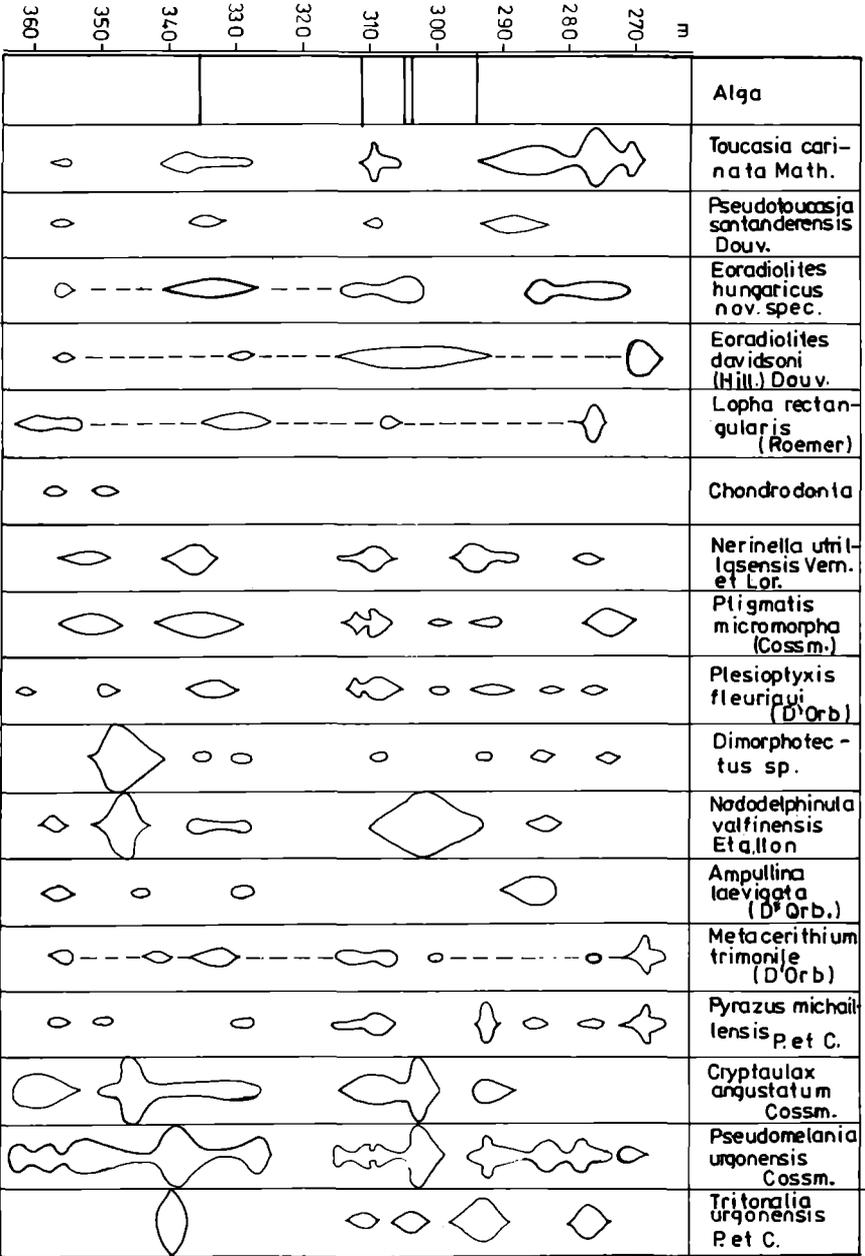
2. Assoziation mit kleinwüchsigen Gastropoden (B). Sie kehrt beinahe zyklisch wieder. In der Gastropoden-Fauna kommen *Pseudomelania urgonensis* COSSM. und *Nododelphinula valfinensis* ETALLON massenhaft vor. In dieser Fore-Reef-Ausbildung findet man einige Exemplare von Nerineen. Das zeigt die Erhöhung und dann Stabilisierung des Salzgehaltes an.

3. Algen-Nerineen-Toucasien-Eoradioliten-Assoziation (D). Neben kleinwüchsigen Gastropoden-Arten, wie *Pseudomelania urgonensis* COSSM., *Cryptaulax angustatum* d'ORB., *Metacerithium trimonile* (MICH.) und *Nododelphinula valfinensis* ETALLON treten die Nerineen-Arten *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD), *Plesioptyxis fleuriau* (d'ORB.) und Lamellibranchiaten, wie *Toucasia carinata* (MATH.), *Eoradiolites davidsoni* (HILL.), auf.

Im oberen Abschnitt dieser marinen Mollusken-Assoziation des Fore-Reefs fehlen die Toucasien, da diese eine Verminderung der Durchlichtung des Wassers nicht überleben konnten. Die Eoradioliten-Arten konnten diese ökologischen Bedingungen vertragen.

4. Toucasien-Pseudotoucasien-Assoziation (A). Sie führt eine reiche Pachyodonten-Fauna mit *Toucasia carinata* (MATH.), *Pseudotoucasia santanderensis* DOUV., *Eoradiolites murgensis* TORRE, *Eoradiolites davidsoni* (HILL.). Diese Fauna wird von den Nerineen-Arten *Nerinella utrillasensis* VERN. et LOR., *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD) und *Plesioptyxis fleuriau* (d'ORB.) begleitet. Auch die kleinwüchsigen Gastropoden-Arten *Pseudomelania urgonensis* COSSM. und *Cryptaulax angustatum* (d'ORB.) treten auf. Die reiche Pachyodonten-Fauna des Fore-Reefs zeigt an, daß sich die Bewegung des Meerwassers verstärkte und sich auch der Rhythmus des Oxygen-austausches erhöhte.

Die Verbreitung der Mollusken-Fauna in der Bohrung Pa-7



1-5 = 1-1 mm
 6-10 = 2-2 mm
 11-20 = 3-3 mm
 21-30 = 4-4 mm
 31-50 = 5-5 mm
 51-70 = 6-6 mm
 70-100 = 8-8 mm
 100 → = 10-10 mm

Abb. 2

5. Nerinellen-Nerineen-Toucasien-Assoziation (C). Im Fore-Reef beschleunigte sich der Rhythmus des Oxygen austausches weiter. Das Meerwasser war klar, und die Toucasien bildeten kleinere Riffe. In der Begleitfauna dominieren Vertreter der Gattungen *Nerinella* und *Plesioptyxis*.

6. Algen-Eoradioliten-Assoziation (E). Sie ist durch eine reiche Algenvegetation charakterisiert. Diese Algen verminderten wieder die Durchlichtung des Meerwassers und zerstörten damit den Lebensraum der Toucasien und Pseudotoucasien. Demgegenüber erhöhte sich die Individuenzahl der Eoradioliten, weil diese keine optimale Durchlichtung des Meerwassers benötigten. Diese Faunen-Assoziation lebte im äußeren Abschnitt der litoralen Zone, wo die Meerestiefe 20 Meter nicht übertraf. Feines Detritusmaterial vom Festland beeinflusste die Zusammensetzung der Faunen. Das habe ich schon oben im Zusammenhang mit der Einschlammung des Bauxitmaterials erwähnt.

Auf Grund der lithologischen Untersuchungen hat G. Császár (1981) 27 Zykloteme unterschieden. Die Änderungen der Faunen-Assoziation stimmen nicht mit den lithologischen Zyklusänderungen überein.

2.2.2. Urkuter Ausbildung

In Urkut sind die Chondrodonten mit kleineren Unterbrechungen ein wichtiges Element aller Assoziationen durch die ganze Schichtfolge. Toucasien finden wir ganz selten in der Fauna.

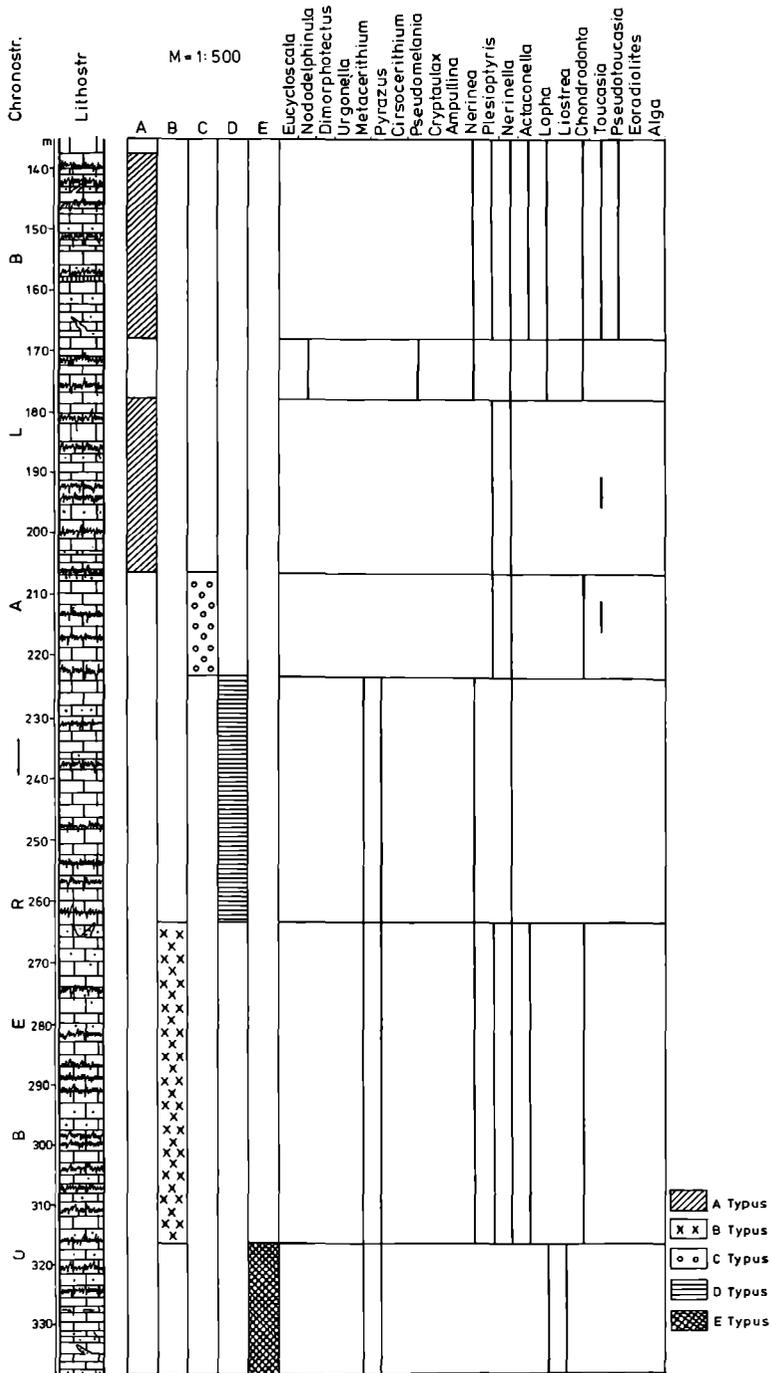
Bohrung Urkut (U-421) – Abb. 1.

In der Schichtfolge der Bohrung Urkut-421 ließen sich fünf Mollusken-Assoziationen ausscheiden:

1. Liostreen-Lophen-Assoziation (E). Sie bewohnte den äußeren, brackischen Abschnitt des Back-Reefs. Diese Fauna wird stufenweise durch kleinwüchsige *Pyrazus*- und *Metacerithium*-Arten abgelöst, die für den Ausbildungs-Typ ebenfalls sehr charakteristisch sind und eine Erhöhung des Salzgehaltes anzeigen. Die Assoziation lebte in Wassertiefen oberhalb 20–30 Meter. Die Molluskenfauna zeigt ein mediterranes bis tropisches Klima an.

2. Die Assoziation mit Nerinellen, Nerineen, kleinwüchsigen Gastropoden und Chondrodonten (B). Der größte Teil der Gastropodenfauna ist mit jener der gleichen Assoziation der Bohrung Padragkut-7 identisch. Abweichend ist die größere Individuenzahl von *Chondrodonta hantkeni* (HORVATH) sowie das Vorkommen von Nerinellen- und Nerineen-Arten mit differenzierter Faltung: *Plesioptyxis prefleuriaui rengarteni* CZABALAY, *Plesioptyxis gemmifera* (COQUAND). Diese Fauna lebte im Back-Reef auf einem kalkig-schlammigen Meeresboden. Die Chondrodonten lebten im seichten Wasser, wo ihre Lebensfunktion allerdings öfters durch die Anhäufung von feinem Detritus gestört wurde, wodurch sie zeitweilig aus der Fauna verschwanden.

3. Nerinellen-, Nerineen-, Chondrodonten-Assoziation (D). In dieser Faunen-Assoziation herrschen Nerinellen und *Plesioptyxis*-Arten vor. Die Individuenzahl von *Chondrodonta hantkeni* (HORVATH) ist hoch, diese kommt stellenweise in gesteins-



bildender Menge vor. Die Mollusken-Assoziation lebte in der infralitoralen Zone im Back-Reef, wo die Temperatur des Meerwassers 25–30° C erreichte.

4. Nerinellen-, Nerineen-, Chondrodonten-Assoziation (C). Sie ist sehr ähnlich der vorigen Assoziation, aber als neues Element tritt *Plesioplocus dayi* (BLANKH.) mit differenzierter Faltung auf. Toucasien-Anhäufungen von einigen Zentimetern Dicke verleihen der Assoziation einen neuen Charakter.

Die Zahl der Zwischenlagerungen mit reichlich Algen erhöhte sich, wodurch infolge einer verminderten Durchlichtung des Meerwassers das Wachstum der Toucasien fortwährend unterbrochen wurde.

5. Nerinellen-, Nerineen-, Toucasien-Assoziation (A). Sie stellte die Verbindung der Faunen-Assoziationen des Fore-Reefs und Back-Reefs dar. Die Pachyodonten-Arten mit *Toucasia carinata* (MATH. MUN.-CHALM.) und *Eoradiolites murgensis* TORRE sowie Gastropoden-Arten mit differenzierter Faltung: *Plesioplocus dayi* (BLANKH.) und *Plesiptyxis prefleuriaui rengarteni* (CZABALAY) dominieren. Der Rhythmus des Oxygen austausches war rasch, die Durchlichtung des Meerwassers war ebenfalls gut.

Die faunistischen Unterschiede in Padragkut und Urkut wurden teilweise durch unterschiedliche ökologische Verhältnisse verursacht. In Padragkut entstanden die Sedimente im Fore-Reef und im Back-Reef, in Urkut im Back-Reef und in geringem Maße im Fore-Reef. Charakteristisch für das untere Member der Schichtfolge sind brackische und euryhaline Faunenelemente, wie *Liostrea delectrei*. (COQU.), *Lopha rectangularis* (ROEM.), *Metacerithium vicinum* (VERN., et LOR.).

In Padragkut sind Wiederholungen der Mollusken-Assoziation festzustellen. Dies kann mit der Verminderung der Entfernung von der Küste in Verbindung gebracht werden. In Urkut gestaltete sich die infralitorale Meereszone des Back-Reefs stufenweise zum Fore-Reef um. Hier wiederholen sich die Faunen-Assoziationen weniger oft als in Padragkut.

3. Biostratigraphische Auswertung und Paläogeographische Verbindungen

3.1. Nördlicher Bakony

Aus dem nördlichen Bakony sind in den Agriopleuren-Toucasien-Nerineen-Assoziationen (Eperkéhegy-Member) Pachyodonten-Arten von großer stratigraphischer und geographischer Verbreitung im mediterranen Geosynklinal-Gebiet bekannt (Abb. 4, 5b). Charakteristisch sind in der Provence (Frankreich) im Barremien-Aptien *Agriopleura blumenbachi* (STUDER), *Agriopleura marticensis* (d'ORB.) (siehe MASSE, J. P., et PHILIP, J., 1974). In den Pyrenäen treten diese im unteren Albien auf (ASTRE, G., 1954). Diese Arten sind in ähnlicher chronostratigraphischer Verbreitung in der Tschechoslowakei (West-Karpaten), in Süd-Siebenbürgen, Rumänien, nach ANDRUSOV, D. (1974), in Bulgarien (HRISZCSEV, H., 1966), in Italien (Murge Baresi, Latinum-Gebirge, nach TORRE, D., 1965), PRATURLION, A., et SIRNA, G. (1975), in Griechenland und in der Türkei (AUBOIN, J., BRUNN, J. H., et al., 1961) anzutreffen.

Chronostratigraphische
Verbreitung der Mollusken
Fauna der Zirc - Kalk - Formation

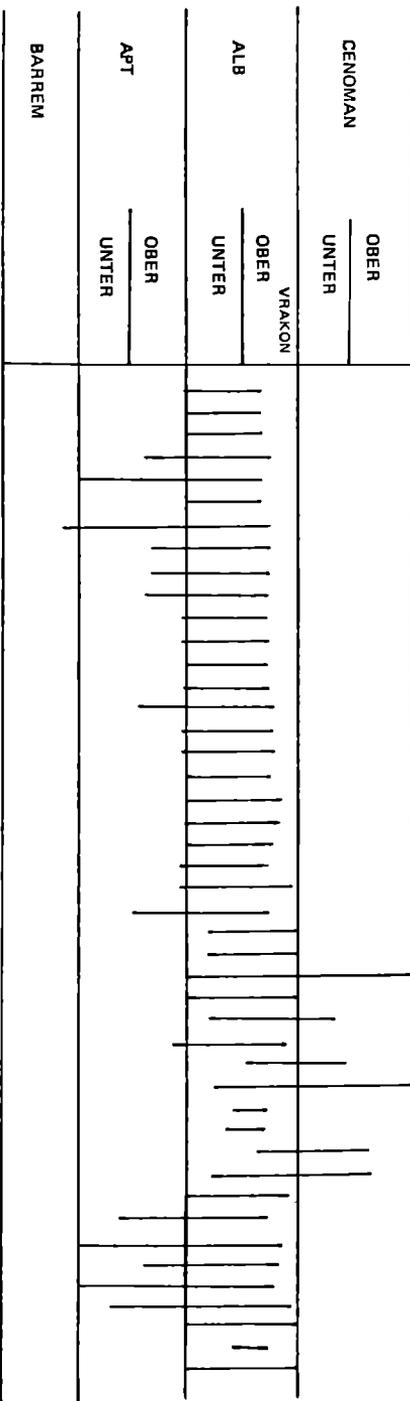


Abb. 5/b.

Geographische Verbreitung
der Mollusken-Fauna
der Zirc-Kalk Formation

Pectunculus sublaevis Sow.
Rhynchostreon columbum (Lam.)
Limopsis coemani Br. et C.
Exogyra cf. pellicoi Vern. et Col
Liostrrea delectrei (Coqu.)
Lopha rectangularis (Roem.)
Neithea stefanoi Choff.
Neithea quadricostata Sow.
Chondrodonta hantkeni (Horv.)
Chondrodonta cretacea (Horv.)
Cardium cenomanense (D'Orb.)
Cytherea rauliniana (Cotteau)
Corbula truncata Sow.
Requienia pellati Paqu.
Toucasia carinata (Math.) Mun.-Chalm.
Pseudotoucasia santanderensis (Douv.)
Agripleura blumenbachi (Studer)
Agripleura marticensis (D'Orb.)
Eoradiolites murgensis Torre
Eoradiolites hungaricus Czab.
Eoradiolites davidsoni (Hilli) Douv.

	EUROPA																ASIEN				AFRIKA			AMERIKA											
	N-BAKONY S-BAKONY		W-ALPEN PROVENCE N-PYRENAEN S. PYRENAEN ALCANTARA LEIRIA				SCHWEIZ FRANKREICH		SPANIEN PORTUGAL		ITALIEN MURGE BARESI FRIAULI KOSTELJ		JUGOSLAWIEN BULGARIEN N.		TSCHEKOSLOWAKEI KARPATEN GRIECHENLAND RUMÄNIEN SOVJETUNION		KRIM KAUKASUS																		
	UNGARN	ENGLAND	BELGIEN	POLEN S.	B.R.D. N	D.D.R. N	SCHWEIZ	FRANKREICH	SPANIEN	PORTUGAL	ITALIEN	JUGOSLAWIEN	BULGARIEN	N.	TSCHEKOSLOWAKEI	KARPATEN	GRIECHENLAND	RUMÄNIEN	SOVJETUNION	LIBANON	LIBYEN	SIRIEN	ISRAEL	PAKISTAN	TUNIS	ALGIER	EGYPTEN	NIGERIEN	USA KALIFORNIEN	MEXICO	PERU	MADAGASKAR			
<i>Pectunculus sublaevis</i> Sow.	X	X			X	X	X										X																		
<i>Rhynchostreon columbum</i> (Lam.)	X	X	X	X	X	X	X										X		X	X	X	X				X	X	X	X	X	X	X			
<i>Limopsis coemani</i> Br. et C.	X	X	X																																
<i>Exogyra cf. pellicoi</i> Vern. et Col	X							X	X	X																									
<i>Liostrrea delectrei</i> (Coqu.)		X						X	X	X											X						X	X	X	X					
<i>Lopha rectangularis</i> (Roem.)		X						X	X	X																	X	X	X						
<i>Neithea stefanoi</i> Choff.	X										X	X															X	X	X						
<i>Neithea quadricostata</i> Sow.	X	X	X	X	X	X	X										X		X	X														X	
<i>Chondrodonta hantkeni</i> (Horv.)		X																																	
<i>Chondrodonta cretacea</i> (Horv.)		X																																	
<i>Cardium cenomanense</i> (D'Orb.)	X	X	X																																
<i>Cytherea rauliniana</i> (Cotteau)	X							X	X																										
<i>Corbula truncata</i> Sow.	X	X	X					X	X																										
<i>Requienia pellati</i> Paqu.	X							X	X																										
<i>Toucasia carinata</i> (Math.) Mun.-Chalm.	X	X						X	X	X		X	X	X	X												X	X							
<i>Pseudotoucasia santanderensis</i> (Douv.)	X							X	X																										
<i>Agripleura blumenbachi</i> (Studer)	X						X						X	X	X				X																
<i>Agripleura marticensis</i> (D'Orb.)	X							X	X																										
<i>Eoradiolites murgensis</i> Torre	X	X									X																								
<i>Eoradiolites hungaricus</i> Czab.		X									X																								
<i>Eoradiolites davidsoni</i> (Hilli) Douv.		X						X	X	X		X															X	X	X						

Die Pachyodonten-Fauna dieser Mollusken-Assoziationen im nördlichen Bakony ist außerordentlich ähnlich dem Murge-Baresi Profil-Material in Süd-Italien (TORRE, D., 1965). Hier unterschied D. TORRE (1965) eine untere Toucasien- und eine obere Toucasien-Eoradioliten-Assoziation, letztere stufte er in das Albien ein.

Ähnliche Toucasien-Eoradioliten Faunen-Assoziationen kommen in Frankreich (Provence, Pyrenäen) nach MASSE, J. P., et PHILIP, J. (1975), in Spanien (Pyrenäen, Santander) nach RAT, P. (1959), ASTRE, G. (1932), in Nordafrika (Ägypten, Tunis) nach DOUVILLÉ, H. (1910), im Mittleren Osten (Iran, West-Pakistan) nach ROSSI-RONCHETTI, C. (1965), vor.

Die stratigraphische und geographische Verbreitung der in der Fauna befindlichen Nerineen-Arten (Abb. 4, 5a) ist ebenfalls Barremien bis Albien (BÖHM, J., 1886, BLANCKENHORN, M., 1927, DELPEY, G., 1940, ROSSI-RONCHETTI, C., 1965, CZABALAY, L., 1981).

Neithea stefanoi CHOFFAT ist in Portugal (Bellas) für oberes Albien und unteres Cenomanien charakteristisch (CHOFFAT, P., 1886–1902). *Eoradiolites murgensis* TORRE und *Eoradiolites davidsoni* (HILL.) DOUV. sind in der südlichen Faunenprovinz des mediterranen geosynklinalen Gebietes häufig (Abb. 4, 5). Die geographische Verbreitung dieser Arten erstreckt sich auf Italien (Murge Baresi, Latinum-Gebirge) nach TORRE, D. (1965), PRATURLION, A., et SIRNA, G. (1975), auf den Nahen Osten (Libyen), den Mittleren Osten (Iran, Pakistan) nach ROSSI-RONCHETTI, C. (1965), und Nordfrankreich (DOUVILLÉ, H., 1910).

Im nördlichen Bakony sind die Pachyodonten-Assoziationen in ihrem Charakter der Fauna der Urgon-Fazies ähnlich. Die Ablagerungen in Urgon-Fazies sind nicht nur innerhalb der mediterranen Geosynklinal-Region, sondern in sehr großer geographischer Verbreitung auch von anderen Gebieten bekannt, z.B. Japan und Mexiko (RAT, P., 1963). RAT, P. (1963), stellte fest, daß sich die Ablagerungen in Urgon-Fazies vom Barremien bis Coniacien erstrecken. Die einzelnen Faunen-Assoziationen kann man wegen Faziesidentität hinsichtlich ihres Alters nur schwer unterscheiden.

In den Orbitolinen-Schichten des Orbitolinen-Kalk-Members kommen nur wenige Molluskenarten vor. Von den Nerineen ist *Cossmannea vogtiana* (DE MORT.) zu finden. Diese Art ist auch in Süd-Frankreich, in der West-Schweiz, in Nord-Spanien, Jugoslawien (Serbien), Ost-afrika und nach ROSSI-RONCHETTI, C. (1965), im Mittleren Osten (West-Pakistan) zu finden. Ihre stratigraphische Verbreitung umfaßt Barremien bis Albien. Eine der Fauna aus dem Orbitolinen-Member ähnliche Assoziation kann man in Süd-Frankreich (Provence, Pyrenäen), Nord-Spanien (Pyrenäen) nach RAT, P. (1963), in Italien (Murge Baresi) nach TORRE, D. (1965), RICCHETTI, G. (1969), im Friauler Gebirge (PARONA, C., 1909), in Jugoslawien (Logaski-Plato) nach SRIBAR (1979) und in Nord-Afrika (GLAÇON, G., et I., 1953) finden. Ihr Alter liegt zwischen oberem Aptien und Cenomanien. Auf Grund der Orbitolinen-Arten aus der Gruppe der *O. texana* wird die Bakonyer Faunen-Assoziation in das Albien eingestuft (MÉHES, K., 1969).

In der Fauna des sogenannten „Unteren Molluskenkalk-Members“ dominieren die Muschelarten *Rhynchostreon columbum* (LAM.) und *Neithea quadricostata* Sow. Diese haben einen kosmopolitischen Charakter. Die vertikale Verbreitung beider

Arten erstreckt sich vom oberen Albien bis in das Untersenon (MIRKAMALOV, H. H., 1966). Diese Arten kommen ebenfalls in den nördlichen und südlichen Faunenprovinzen des mediterranen Geosynklinal-Gebietes vor. Im Gegensatz dazu weisen die Muschelarten im darüber lagernden Plattenkalk-Member auf temperiertes Meerwasser hin. Die Muschelarten *Pectunculus sublaevis* SOW., *Limopsis coemani* BR. et C. und *Cytherea rauliniana* COTTEAU sind in Holland, Belgien, Nord-Frankreich und in England aus Ablagerungen des oberen Albien bekannt (MARLIÈRE, R., 1939). Weiterhin erscheinen auch einige Gastropodenarten, die für das Vraconien charakteristisch sind, wie *Gyrodes excavata* (MICH.), *Avellana incrassata* (d'ORB.).

3.2. Südlicher Bakony

Im Süd-Bakony hat ein kleiner Teil der Arten endemischen Charakter, wie *Actaeonella baconia* CZABALAY, *Globiconcha baconica* HANTKEN, *Plesioptyxis prefleuriaui rengarteni* (CZABALAY), *Plesioptyxis baconica* (CZABALAY), *Chondrodonta hantkeni* (HORVÁTH), *Eoradiolites hungaricus* CZABALAY.

In Urkut und Padragkut kann man die Gastropodenarten *Nerinella utrillasensis* VERN. et LOR., *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD) und *Plesioptyxis fleuriaui* (d'ORB.) in großer Individuenzahl finden. In Urkut gesellen sich zu dieser Fauna Plesioplocus-Arten, deren vertikale Verbreitung sich vom oberen Aptien bis Albien erstreckt (DELPEY, G., 1940, PARONA, C., 1909, CZABALAY, L., 1981).

Plesioptyxis cretacea (CONRAD) und *Plesioptyxis fleuriaui* (d'ORB.) können für Untercenoman charakteristisch sein (BLANCKENHORN, M., 1927). *Pyraxus michailensis* (P. et C.), *Metacerithium trimonile* (MICH.) sind aus dem Albien bekannt.

In mehreren Faunen-Assoziationen des Urkut-Members dominieren die Chondrodonten-Arten. Ähnliche Faunen kommen nach PARONA, C. (1909), in Nord-Italien (Friauler Gebirge) vor, wo die Arten dieser Gattung von einer der Bakonyer ähnlichen Nerinellen-Faunen-Assoziation begleitet werden (*Plesioptyxis fleuriaui* d'ORB. usw.). C. PARONA (1909) stufte die Faunen-Assoziation auf Grund von *Chondrodonta joannae* CHOFFAT ins Cenomanien ein, hielt sie also für viel jünger als die Bakonyer Fauna.

In Süd-Italien (Murge Baresi nach TORRE, D., 1965) sind die Arten *Eoradiolites murgensis* TORRE, *Eoradiolites davidsoni* (HILL.) DOUV. für das Albien charakteristisch. Aus dieser Fauna fehlen die Chondrodonten-Assoziationen, die ähnlich denen aus dem Süd-Bakony im südlichen Abschnitt der Mediterran-Region wie in Nord-Afrika (Tunis, Marokko) nach DOUVILLÉ, H. (1910), im Nahen Osten (Israel, Libanon) nach BLANCKENHORN, M. (1927) und aus Amerika (Kalifornien, Mexiko) nach STANTON, T. W. (1947), bekannt sind.

STANTON, T. W. (1947), erwähnte *Chondrodonta munsoni* HILL. aus dem Aptien-Albien von Kalifornien und Mexiko, H. DOUVILLÉ (1926) hat *Chondrodonta delgadoi* (CHOFFAT) aus dem Cenomanien Frankreichs beschrieben, auch *Chondrodonta joannae* CHOFFAT ist überall aus dem Cenomanien bekannt (FRENEIX, S., 1967).

Die Chondrodonten-Arten im Süd-Bakony, *Chondrodonta hantkeni* (HORVATH) und *Chondrodonta cretacea* (HORVATH), stehen *Chondrodonta desioi* DOUV. am näch-

sten. Dafür spricht die Verzweigung des inneren Ligamentums in einen dünneren und ein wenig dickeren Ast. Die Entwicklungshöhe der zwei Bakonyer Arten weist darauf hin, daß diese in das obere Albien gehören. Ihr chronostratigraphischer Wert wird dadurch vermindert, daß sie endemische Arten sind. Wenn wir die zeitliche Verbreitung der in den Faunen-Assoziationen befindlichen Arten untersuchen, können wir feststellen, daß die meisten Arten für das Albien charakteristisch sind. Daneben gibt es Arten, die auch aus dem Cenomanien bekannt sind (Abb. 5b). So haben wir das Urkut-Member des südlichen Bakony auf Grund seiner Molluskenfauna in das mittlere und obere Albien einstufen können. Im Nord-Bakony begann nach unserer Meinung die Sedimentation des unteren Members der Zirc-Kalk-Formation im oberen Abschnitt des mittleren Albien mit den Agriopleuren-Toucasien-Nerineen-Assoziationen. Deren oberer Abschnitt, in dem die Eoradioliten einsetzen, das Orbitolien- und das Plattenkalk-Member sind schon zum oberen Albien zu stellen.

4. Schlußfolgerungen

Wir müssen die faunistischen Unterschiede der Zirc-Kalk-Formation im Nord- und Süd-Bakony teils mit unterschiedlichen Sedimentationsverhältnissen und teils mit abweichenden ökologischen Faktoren erklären. Es wäre falsch, als Ursache dieser faunistischen Differenzen Altersunterschiede anzunehmen.

Der nördliche Bakony war zur Zeit der Entstehung der Zirc-Kalk-Formation Fore-Reef-Gebiet, dann wurde er durch eine Transgression zu einer litoralen und schließlich zu einer neritischen Meereszone umgestaltet. Die faunistische Veränderung weist gleichzeitig auf kleinere klimatische Änderungen während der Ablagerung der Plattenkalk-Members hin.

Im Nord-Bakony entstanden die Agriopleuren-Toucasien-Nerineen-Assoziationen gleichzeitig mit einem Teil der Liostreen-Lopha und Chondrodonten-Assoziationen, die im unteren Abschnitt des südlichen Bakony vorkommen.

Im Süd-Bakony finden wir in Urkut Faunen-Assoziationen des Back-Reefs und nur in kleinerem Prozentsatz Fore-Reef-Faunen. In Padragkut entstanden die Sedimente im Fore-Reef und weniger im Back-Reef.

Im oberen Abschnitt der Schichtfolge des Süd-Bakonys verzahnen sich Ablagerungen des Fore-Reefs und des Back-Reefs. Die Übergangs- oder Mischfaunen von Assoziationen der Nord- und Süd-Bakonyer Entwicklung der Zirc-Kalk-Formation finden sich in Pénzesgyör.

Im oberen Abschnitt erscheinen Brachiopoden- und Echiniden-Arten neben vorher erwähnten Faunenelementen. Diese Fauna ist dem Plattenkalk-Member im Nord-Bakony ähnlich. Es ist anzunehmen, daß dieser Abschnitt schon die unteren Schichten der Vraconiens vertritt.

Ein Teil der Pachyodonten-Fauna (Toucasia-Pseudotoucasia) hat Beziehungen zur nördlichen Faunenprovinz des mediterranen Geosynklinal-Gebietes. So nehmen die Nord-Bakonyer Agriopleuren-Toucasien-Nerineen-Assoziationen eine Übergangsstellung zwischen den nördlichen und südlichen Faunenprovinzen ein (CZABALAY, L., 1981).

Die Fauna des Urkuter-Member im südlichen Bakony scheint im Unterschied zu jener des nördlichen Bakony zur südlichen Faunen-Provinz der mediterranen Region zu gehören. Wir können die Verbindung der Faunen im Süd-Bakony in südwestliche Richtung, die vom nördlichen Bakony in westliche bis südwestliche Richtung feststellen.

Literatur

- ANDJELKOVIC, M. Z. (1954): Urgan i golt krednom polasu Topola-Draca (Sumadija). Geol. An. Balk. XXII: 28–79, pl. I–VIII; Beograd.
- D'ARGENIO, B. (1963): Sull'eta dei livelli a Requiene nell'Appenino campano. Boll. Soc. Nat. Napoli 71 (1962): 146–156; Napoli.
- D'ARGENIO, B. (1966): Le facies littoral mesozoiche nell'Appenino meridionale. Boll. Soc. Nat. Napoli 75: 497–552, fig. 1–21; Napoli.
- ASTRE, G. (1932): Les faunes de Pachyodontes de la Province Catalana entre Sègre et Fraser, pp. 1–54, pl. I–VIII, ed. Baduyau et Cie; Toulouse.
- ASTRE, G. (1954): Radiolitidés Nord-Pyrénées. Mém. Soc. Géol. Fr. N. S. XXXIII (3–4): 1–140, pl. I–VIII; Paris.
- ATANASOVA-DELCEVA, Z. M. (1966): Urganiskij kompleks iz srednij i voztočno csasztej Predbalkan. Vesn. Mosk. Univ. Geol. 2 (ser. IV.): 48–56; Moskau.
- AUBOUIN, J., BRUNN, J. H., et al. (1961): Le Crétacé supérieur en Grèce. Bull. Soc. géol. Fr., II, (ser. 7): 452–469, fig. 1–2; Paris.
- BLANCKENHORN, M. (1890): Beiträge zur Geologie Syriens: Die Entwicklung der Kreidesysteme im Mittel-Nord-Syrien. IV: 1–135, tab. 1–3, fig. 1–11; Kassel.
- BLANCKENHORN, M. (1927): Die fossilen Gastropoden und Scaphopoden der Kreide von Syrien-Palästina. Palaeontographica 69: 111–186, pl. 5–10; Stuttgart.
- BLANCKENHORN, M. (1934): Die Bivalven der Kreideformation von Syrien-Palästina nebst einem ergänzenden Anhang über Brachiopoden, Gastropoden und Pteropoden und einem Überblick über die gesamte Molluskenfauna. Palaeontographica 81: 161–296, pl. VII; Stuttgart.
- BÖHM, J. (1886): Über cretaceische Gastropoden vom Libanon und vom Karmel. Geol. Zeitschr. XXXVIII: 189–219, pl. V–VII, fig. 1–16; Berlin.
- CAMPOBASSO, V. G., RICCHETTI, E., SINNI, L. (1972): Note stratigrafiche et palaeontologiche sugli strati piu profonde del «calcarea di Bari» nelle Murge Baresi. Boll. Soc. Géol. Ital. 91 (1): 47–85, fig. 1–8, pl. 1–12; Roma.
- CARBONE, F., PRATURLON, A., SIRNA, G. (1971): The Cenomanian shelf-edge facies of Rocca die Cave (Prenestini Mts. Latium). Geol. Rom. 10 (1971): 131–198, fig. 1–53, tab. 1; Roma.
- CHOFFAT, P. (1886, 1901): Receuil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Espèces nouvelles ou peu connues. I (1): 1–40, pl. I–V. (1886); 4: 107–171, pl. I–VII. (1901); Lisbonne.
- CSÁSZÁR, G. (1981): Ujabb adatok a Középső-Kréta bauxit keletkezésére a Padragkut-7 sz. furás alapján. Földt. Int. Évi Jel. (1979): 211–224, fig. 1–3, tab. 1–5; Budapest.
- CZABALAY, L. (1965): A Bakonyhegység apti, albai és cenomán Gastropodái. Les Gastéropodes de l'Aptiende l'Albien et du Cénomanién de Bakony. Geol. Hung. ser. Palaeont. 31: 183–275, fig. 1–2, pl. I–VIII; Budapest.
- CZABALAY, L. (1970): Les biofacies des formations récifales du Crétacé. Acta Geol. Hung. 14: 271–286, fig. 1–3; Budapest.

- CZABALAY, L. (1981): Az urkuti mészkő Molluszka faunájának őslénytani vizsgálata. *Földt. Közl.* 111 (3): 487–512, pl. I–XIII; Budapest.
- DELPEY, G. (1940): Gastéropodes mésozoïques de la région libanaise. *Haut. Comm. Républ. Syrien, Liban* 3: 5–299, pl. 1–11, fig. 1–189; Paris.
- DOUVILLÉ, H. (1889): Rudistes du Crétacé inférieur des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 17: 627–653, fig. 1–18, pl. 15–16; Paris.
- DOUVILLÉ, H. (1910): Etudes sur les Rudistes. Rudistes de Sicile, d'Algérie, d'Égypte, du Liban et de la Perse. *Mem. Soc. Geol. Fr., Palaeont. Mem.* 41: 1–83, pl. I–VII, fig. 1–77; Paris.
- DVALI, T. K. (1966): Brjuhoniogije melovih otlozsenij Gruzii. *Trudi Ak. Nauk-Gruz. S. S. R.* 10 (n. ser.): 7–71, pl. I–XIV; Tbilisi.
- FRENEIX, S. (1967): Deux espèces nouvelles de Chondrodonta et Neithea (Bivalves) du Sénonien du Taurus Lycien. *Bull. Soc. Géol. Fr. IX (ser. 7)*: 762–776, pl. XXVI–XXIX/a; Paris.
- GELLAI, M. B. (1973): Urkut környéki albai mészkő rétegsorok mikrofácies vizsgálata. *Veszprém Megyei Múzeumok Közl.* 12: 75–92, pl. I–VII; Veszprém.
- GLACON, G. et J. (1953): Étude de quelques Nérinées et Miliolies du Crétacé inférieur des Monts du Hodna. *Bull. Soc. Géol. Fr. ser. 6, 3 (1–3)*: 23–24, pl. I, fig. 1; Paris.
- HANTKEN, M. (1875–78): Uj adatok a Déli-Bakony föld- és őslénytani ismeretéhez. *Földt. Int. Évk.* 3: 1–32; Budapest.
- HORVÁTH, A. (1966): Uj kagylócsoport a Kárpát – medence krétaidőszaki képződményeiből. *Földt. Közl.* 96: 105–110, fig. 1–3; Budapest.
- HRISZCSEV, H. (1966): Litostratigrafija na Lovaskata urgonska grupa. *Izvest. na Geol. Inst. „stars. Dimitrov“* 15: 231–241, fig. 1, carte 1; Sofia.
- MARLIÈRE, R. (1939): La transgression albienne et cénomaniennne dans le Hainaut. *Mém. Mus. d'Hist. Nat. de Belg. Mém.* 89: 1–401, fig. 1–41, pl. 1–8, carte 1; Bruxelles.
- MASSE, J. P., PHILIP, J. (1974): Définition, position systématique, répartition stratigraphique et evolution du genre Agriopleura Kühn (Rudista). *Geol. Mediter.* 1 (2): 53–62; Marseille.
- MASSE, J. P. (1976): Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien), stratigraphie, paléontologie: les paléoenvironnements et leur evolution. *These Doct. Etat Aix Marseille II (2)*: 1–445, fig. 1–24, pl. 1–50. atlas 1; Marseille.
- MÉHES, K. (1964): The Foraminiferal Genus Orbitolina from Hungary. *Acta Geologica* 8 (1–4): 265–281; Budapest.
- MÉHES, K. (1965): Magyarországi Orbitolina vizsgálatok. *Földt. Int. Évi. Jel. (1963)*: 95–105; Budapest.
- MÉHES, K. (1969): Az Orbitolinidaek evolúciós problémája és sztratigráfiai értékelése. *Földt. Közl.* 99 (1): 137–146; Budapest.
- NOSZKY, J. (1934): Adatok az északi Bakony krétaképződményeinek ismeretéhez. *Földt. Közl.* 64: 99–136; Budapest.
- PARONA, C. P., CREMA, C., PREVER, P. L. (1909): La fauna coralligena del Cretaceo dei Monti d'Ocre, pp. 1–242, pl. I–XXVIII, carta 1; Roma, ed. Civelli G.
- PFENDER, J. (1933): Présence du genre Chondrodonta Stanton dans le Cénomanienn supérieur de la Provence. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 184–185; Paris.
- PRATURLON, A., SIRNA, G. (1975): The stratigraphy and paleontology of the Cretaceous in Italy. *Geology of Italy II*: 1–47, fig. 1–43; Tripoli.
- RAT, P. (1959): Les pays basco-cantabrique (Espagne). *Publ. Univ. Dijon XVIII*: 1–525, pl. 1–8, carte 1–2; Dijon.
- RAT, P. (1962): Structure et formes dans les calcaires urgoniens pyrénéo-cantabriques. *Actes du quatr. Congr. internat. d'études Pyrénéennes*, pp. 105–116, fig. 1–5; Paris.
- RAT, P. (1963): Problèmes du Crétacé inférieur dans Pyrénées et le Nord de l'Espagne. *Geol. Rundsch.* 53: 205–220, fig. 1–2, carte 1; Stuttgart.

- RENGARTEN, V. P. (1951): Rudistovije facii melovih otlozsenii Zakavkazja. Trudii Inst. Geol. Nauk, 130 (51): 1–92, pl. I–XVI; Moskva.
- RENZ, C. (1930): Neue mittelkretazische Fossilvorkommen in Griechenland. Abh. Schweiz. Paläont. Ges. 49: 1–10, pl. 1–2; Basel.
- ROSSI-RONCHETTI, C. (1965): Rudiste e Nerinee del Cretaceo di Yasin (Pakistan Nord-occidentale). Ital. Exp. Karak. and. Hind. Kush. Scient. Paleont. Zool. Botan. IV, 229–272, fig. 1–9, tav. 27–42. Leiden, ed. Brill, E. J.
- SAYN, G. (1932): Description de la faune de l'Urgonien de Barcelonne (Drôme). Trav. Lab. Lyon XVIII (15): 1–68, pl. I–IV, fig. 1–14; Lyon.
- SRIBAR, L. (1979): Biostratigrafije spodnekrednih plasti Logaski planoti. Geologija 22 (2): 227–304, pl. 1–9; Ljubljana.
- STANTON, T. W. (1901): Chondrodonta a new genus of ostreiform molluscs with descriptions of the genotype and a new species. Proc. U. S. Nat. Mus. XXIV (1257): 301–307, pl. XXV–XXVI; Washington.
- STANTON, T. W. (1947): Studies of some Comanche Pelecypods and Gastropods. Prof. Paper U. S. Geol. Surv. 211: 1–256, pl. 1–67; Washington.
- SZENTES, F., et al. (1972): Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. L-33-XII. Veszprém, pp. 1–266, ábra 1–52, táblázat 1–26; Budapest.
- TAVANI, G. (1948): Fauna malacologica cretacea della Somalia e dell'Ogaden. Part I. Lamelli-branchiata. Palaeont. Ital. XLIII: 83–154, pl. 1–11; Roma.
- TORRE, D. (1965): Rudiste presenoniane delle Murge Baresi. Palaeont. Ital. 59 (n. ser. 29): 63–83, pl. 23–24, fig. 1; Pisa.
- TORRE, D. (1966): Contributo alla conoscenza delle Rudista dei dintorni di Altamura-Murge-Baresi. Palaeont. Ital. 60 (n. ser. 30): 1–18, fig. 1–4 pl. 1–5; Pisa.
- VALDUGA, A. (1965): Contributo alla conoscenza geologica della Murge Baresi, pp. 1–150. Ed. Adriatico; Bari.

Tafel 1

Fig. 1. *Nerinea* sp.

Bohrung Urkut-421, 164, 3–164, 6M. (×1)

Fig. 2. *Plesioplocus schicki* (FRAAS)

Bohrung Urkut-421, 204, 5–204, 7M. (×1)

Fig. 3. *Plesioptyxis fleuriaui* (d'ORB.)

Bohrung Urkut-421, 237, 2–239, 4M. (×2)

Fig. 4. *Plesioptyxis fleuriaui* (d'ORB.)

Bohrung Urkut-421, 164, 3–164, 6M. (×2)

Fig. 5. *Plesioplocus schicki* (FRAAS)

Bohrung Urkut-421, 284, 3–284, 5M. (×2)

Fig. 6. *Agriopleura blumenbachi* (STUDER)

Olaszfalu, Eperkéshegy, Profil 1. (×1)

Fig. 7. *Agriopleura marticensis* (d'ORB.)

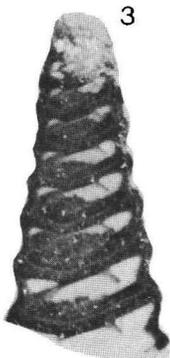
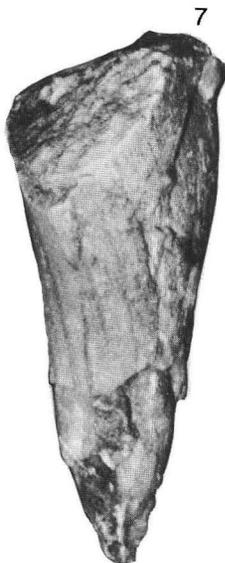
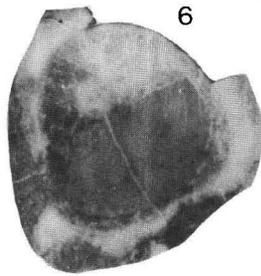
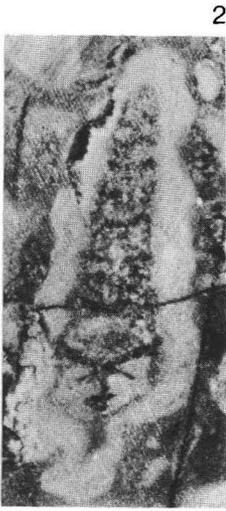
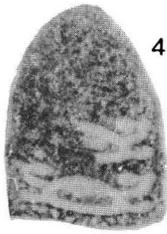
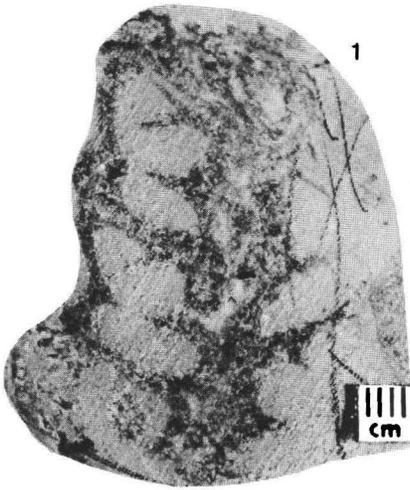
Olaszfalu, Eperkéshegy, Profil 1. (×1)

Fig. 8. *Plesioptyxis baconica* (CZABALAY)

Bohrung Urkut-421, 243, 1–243, 3M. (×1)

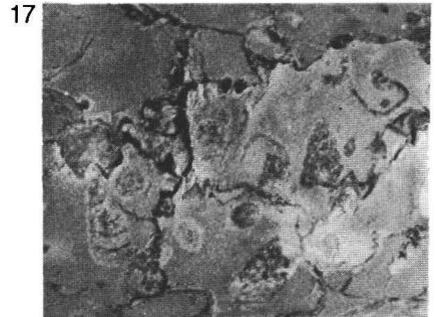
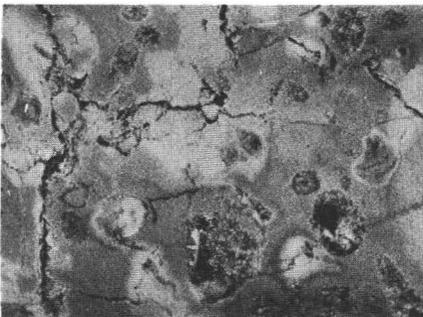
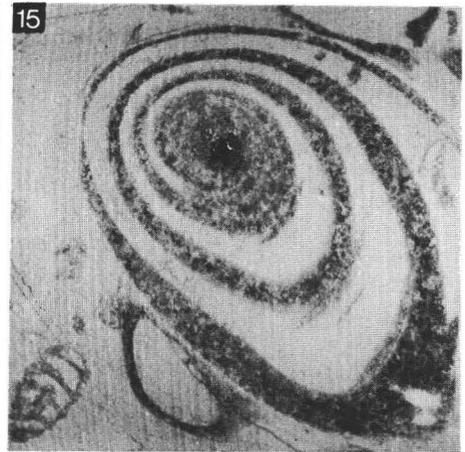
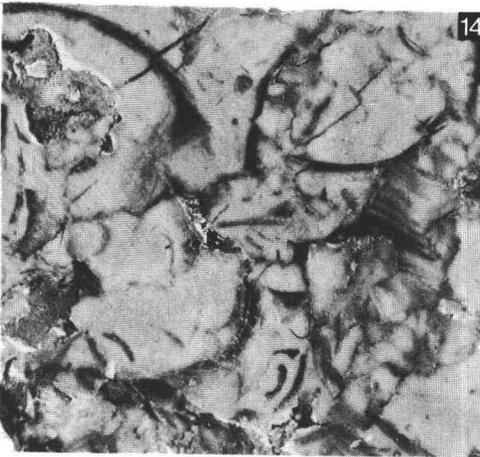
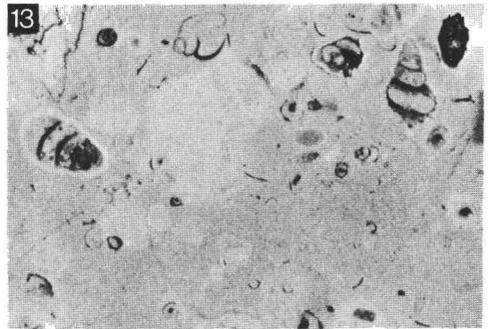
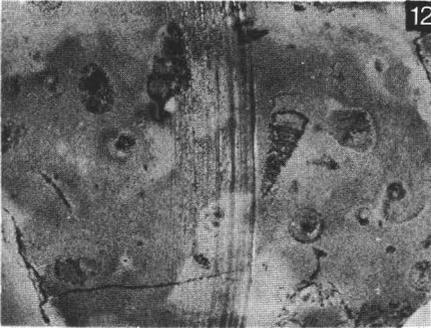
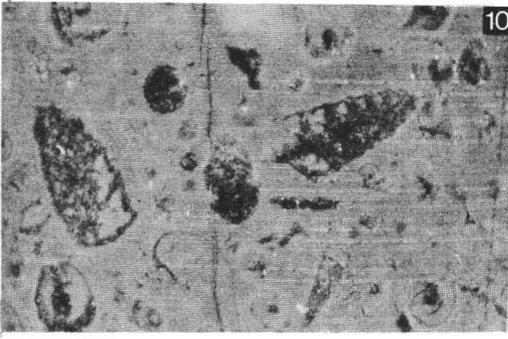
Fig. 9. *Plesioptyxis prefleuriaui rengarteni* (CZABALAY)

Bohrung Urkut-421, 284, 3–284, 5M. (×1)



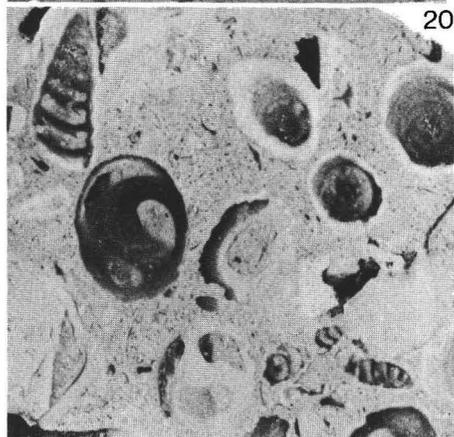
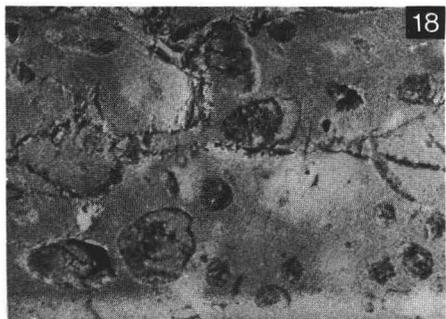
Tafel 2

- Fig. 10. *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD)
Pseudomelania urgonensis COSSMANN
Eucyloscala sp.
Nododelphinula valfinensis ETALLON
Bohrung Urkut-421, 249, 5–249, 8M. (×1, 5)
- Fig. 11. *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD)
Pseudomelania urgonensis COSSMANN
Tritonalia urgonensis Pictet et Campiche
Bohrung Padragkut-7, 310, 7M. (×1, 5)
- Fig. 12. *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD)
Pyrazus michaillensis Pictet et Campiche
Metacerithium trimonile (MICHELIN)
Bohrung Padragkut-7, 310, 7M. (×1, 5)
- Fig. 13. *Pyrazus michaillensis* (P. et C.)
Eucyloscala sp.
Nododelphinula valfinensis ETALLON
Pseudomelania urgonensis COSSMANN
Bohrung Urkut-254, 267, 2–269, M. (×1, 5)
- Fig. 14. *Pseudotoucasia santanderensis* DOUVILLÉ
Bohrung Padragkut-7, 287, 4M. (×2)
- Fig. 15. *Actaeonella baconica* CZABALAY
Plesioptyxis cretacea (CONRAD)
Bohrung Urkut-421, 219, 2–219, 4M. (×1, 5)
- Fig. 16. *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD)
Metacerithium trimonile (MICHELIN)
Nododelphinula valfinensis ETALLON
Bohrung Padragkut-7, 310, 4–310, 5M. (×2)
- Fig. 17. *Plesioptyxis fleuriavi* (d'ORB.)
Pseudomelania urgonensis COSSMANN
Bohrung Padragkut-7, 310, 4–310, 5M. (×2)



Tafel 3

- Fig. 18. *Metacerithium intermedium* COSSMANN
Dimorphotectus sp.
Pseudomelania urgonensis COSSMANN
Nododelphinula valfinensis ETALLON
Bohrung Padragkut-7, 310, 7M. (×1, 5)
- Fig. 19. *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD)
Nododelphinula valfinensis ETALLON
Pseudomelania urgonensis COSSMANN
Nerinella utrillasensis VERN. et LOR.
Bohrung Padragkut-7, 310, 7M. (×1, 5)
- Fig. 20. *Plesioptyxis fleuriaui* (d'ORB.)
Pseudomelania urgonensis COSSMANN
Metacerithium trimonile (MICHEL)
Pyrazus michaillensis Pictet et Campiche
Nerinella utrillasensis VERN. et LOR.
Bohrung Urkut-254, 267, 2–269, oM. (×1, 5)
- Fig. 21. *Nerinea* sp.
Plesioptyxis cretacea (CONRAD)
Pseudomelania urgonensis COSSMANN
Bohrung Urkut-254, 237, 1–237, 2M. (×1, 5)
- Fig. 22. *Chondrodonta hantkeni* (HORVÁTH)
Bohrung Urkut-421, 298, 3–298, 6M. (×1)



Tafel 4

Fig. 23. *Chondrodonta hantkeni* (HORVÁTH)
Bohrung Urkut-254, 287, 1–289, 3M. (×1)

Fig. 24. *Agriopleura marticensis* (d'ORB.)
Olaszfalu, Eperkéshegy Profil 1. (×1)

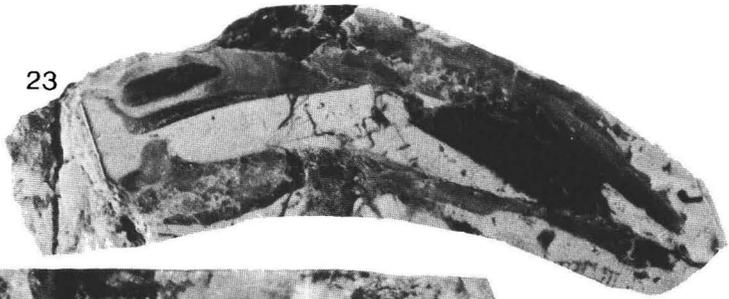
Fig. 25. *Agriopleura marticensis* (d'ORB.)
Bohrung Pénzesgyőr-5, 5–64, 8M. (×1)

Fig. 26. *Chondrodonta hantkeni* (HORVÁTH)
Bohrung Urkut-421, 304, 5–304, 7M. (×1)

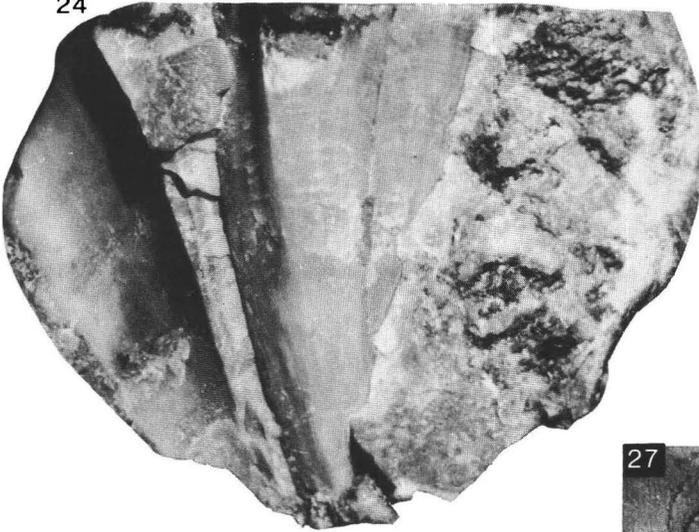
Fig. 27. *Chondrodonta hantkeni* (HORVÁTH)
Bohrung Urkut-421, 304, 5–304, 7M. (×1)

Fig. 28. *Eoradiolites murgensis* TORRE
Bohrung Pénzesgyőr-5, 63, 2–63, 3M. (×1)

23



24



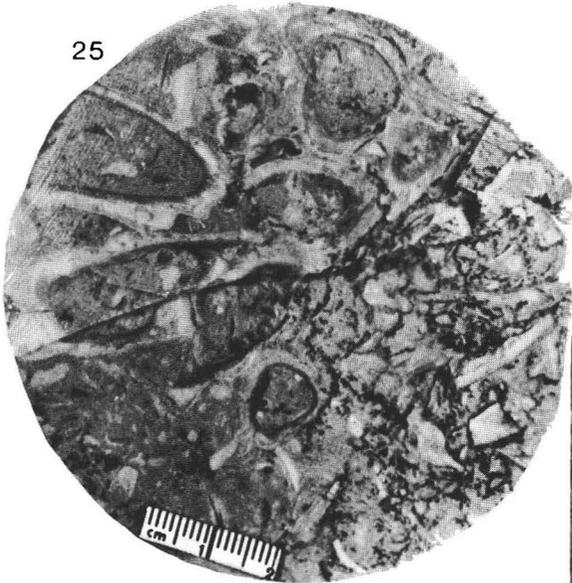
26



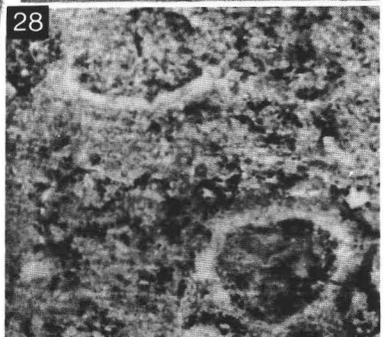
27



25



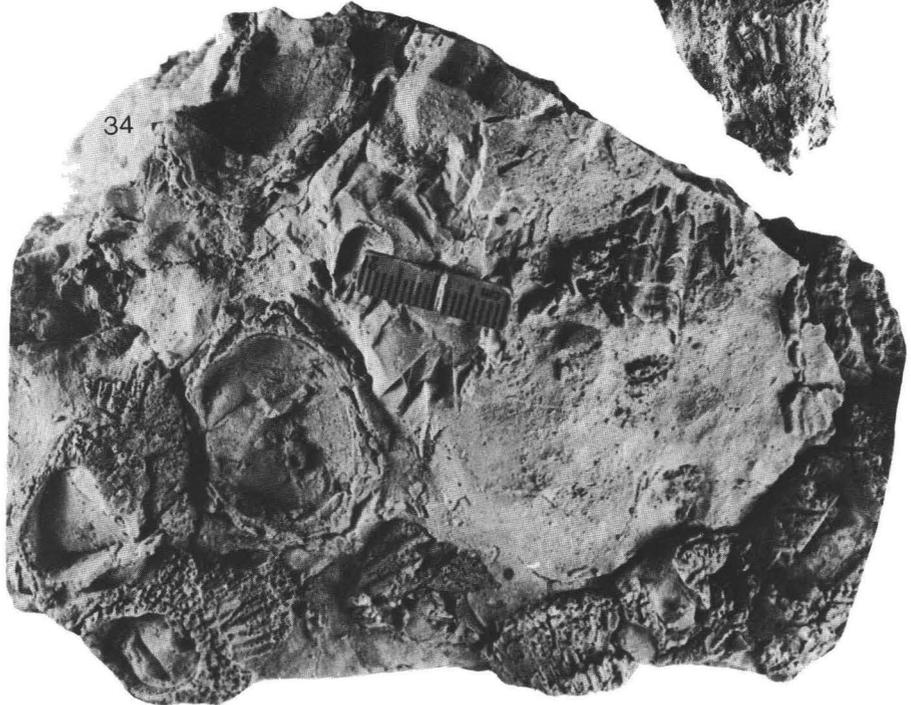
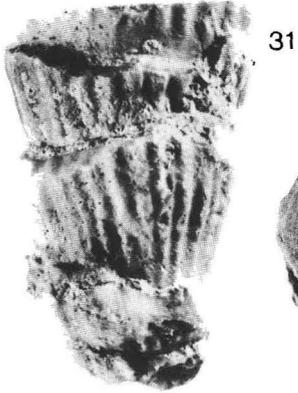
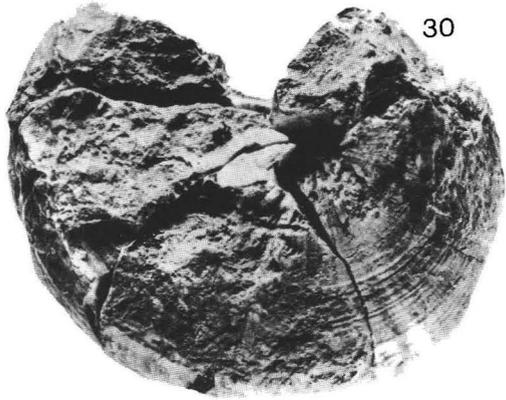
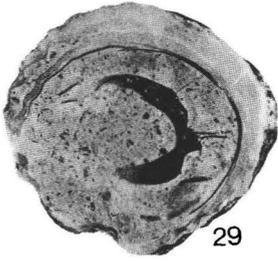
28



Tafel 5

Fig. 29, 31–34. *Eoradiolites hungaricus* CZABALAY
Urkut, Csingervölgy (×1)

Fig. 30. *Toucasia carinata* (Matheron) MUNIER-CHALMAS
Zirc (×1)



Ammoniten-Stratigraphie der Pénezskut Mergel-Formation

Ammonite stratigraphy of the Pénezskut Marl Formation

Von A. HORVÁTH*)

Mit 4 Tafeln

Zusammenfassung. Die Verfasserin berichtet über die Ammonitenuntersuchung sowie die stratigraphische und paläogeographische Bearbeitung des jüngsten Gliedes im mittelkretazischen Sedimentationszyklus des Transdanubischen Mittelgebirges an Hand des Obertagbasisprofils Bakonyánána-1, des Bohrbasisprofils Jásd-42 und der Obertag-Referenzprofile der vraconisch-mittelcenomanen Pénezskut Mergel-Formation. Die dispar-Zone, die mantelli-Zone und die rhotomagense-Zone wurden nachgewiesen. Die Verteilung der Fauna wird nach Zonen besprochen. Sowohl die Obertagprofile als auch die Bohrprofile sind wegen ihrer arten- und individuenreichen Ammonitenfauna bemerkenswert.

Die wichtigsten Schlußfolgerungen sind:

1. Zwischen den zwei Obertagprofilen, in denen die untervraconische Schichtfolge abgeschlossen ist, besteht ein wesentlicher Unterschied in der Fossilführung.

2. Im Profil von Jásd hat trotz einer relativen Faunenarmut die Arten- und Individuenzahl der Hysteroцерaten zugenommen, die *Discohoplites*-Arten treten erstmals auf. Neben Tethys-Faunenelementen sind boreale bereits im Vraconien erschienen. Sie haben im unteren Cenomanien in kleiner Arten-, aber großer Individuenzahl ihre Dominanz erreicht.

3. Das beinahe völlige Aussetzen der Arten am Ende des unteren Cenomanien zeugt von einem starken ökologischen Wechsel (Salzgehalt?). Nur die Gattung *Sciponoceras* überschreitet in stark reduzierter Individuenzahl im Bohrprofil die Grenze. Im mittleren Cenomanien ist das Auftreten von nur drei Ammoniten-Gattungen zu beobachten.

Summary. The author provides an account of the ammonite fauna and undertakes a stratigraphic and paleogeographic analysis of the Pénezskut Marl, which is of Vraconian-Middle Cenomanian age and therefore the youngest formation of the Transdanubian Central Range's Mid-Cretaceous sedimentary cycle. It is exposed in the surface key section (Bakonyánána 1), the borehole key section (Jásd-42), and a surface reference section (Jásd-1).

*) Adresse: Anna HORVÁTH, Bányai Julia u. 17, H-1188 Budapest XVIII.

The faunal distribution is reviewed zone by zone. Both the surface and the drilled sections are characterized by an ammonite fauna which is rich in species and individuals.

This study has permitted several conclusions to be drawn:

A significant difference between the faunas of the two Lower Vraconian surface sections. In the Jásd section, in contrast to the relatively poor ammonite fauna, the number of *Hysteroceeras* species and individuals increased and *Discohoplites* species appeared. In addition to boreal faunal elements a Tethyan fauna already appeared in the Vraconian. It then became predominant with a small number of species but a high number of individuals.

The almost total absence of ammonite species indicates a significant change in ecology (salinity?) at the end of the Early Cenomanian. Only forms of the genus *Sciponoceras*, highly reduced in individuals, pass the Vraconian-Cenomanian Boundary in Jásd-42. In the Middle Cenomanian only three ammonite genera occur.

1. Beschreibung der Profile

Das Material zu diesen Arbeiten wurde durch die Faunen der Obertagprofile Bakonyána-1 und Jásd-1 sowie der Bohrung Jásd-42 geliefert. Der lithologische Aufbau der Profile, die Verbreitung der Formation und die Beziehungen der mittelkretazischen Formationen sind in einem gesonderten Aufsatz dargestellt (siehe G. CSASZAR, dieser Band).

In der Folge werden die Ammonitenfaunen der Obertagprofile und der Bohrung in stratigraphischer Abfolge besprochen.

Die Gliederung entspricht bei den Vracon-Schichten der beiden Obertagprofile und der Bohrung Jásd-42 mit kleineren Veränderungen SCHOLZ (1979, p. 33, Abb. 10 und p. 125). Für die Cenomanschichten wird der das Englisch-Pariser Becken betreffende Teil der Tabelle von KENNEDY & HANCOCK, 1977 (ohne Subzonen), gefolgt.

1.1. Obertagprofil Bakonyána-1 (Formation-Boundary Stratotype)

Zwischen 2,5 und 4 Meter über der Basis des 5 Meter mächtigen Profils zeichnen sich die Schichten 16–7 (von unten nach oben gezählt) durch eine reiche Ammoniten-Fauna aus (G. CSASZAR, Fig. 16).

Lithologisch handelt es sich um eine Wechsellagerung von knolligen, glaukonitischen Kalken, Dolomitmergel mit Kalklinsen, sowie Mergeln. Fossilien sind darin in Bruchstücken erhalten. Neben der Ammoniten-Fauna führt die Serie wenige limonitisierte verkohlte Pflanzenreste sowie Bruchstücke von Vermes und Echiniden. Die zu 16 Gattungen (Untergattungen) gezählte Ammoniten-Fauna enthält 44 Arten und Varietäten (Formen). Insgesamt sind es 562 Exemplare. Diese sind ziemlich ungleichmäßig in den Schichten verteilt. Die Schichten 10, 12 und 13 sind reichlich, die Schichten 11 und 15 mittelmäßig, die Schichten 7 und 16 und manche Übergangsschichten nur sehr wenig ammonitenführend. Manche Arten und Formen zeichnen sich durch eine sehr hohe Exemplarzahl aus. Bei diesen habe ich die Stückzahl in Klammern nach dem Artnamen angegeben.

Leitfossilien und häufige Arten sind folgende:

Lechites gaudini (PICT. & CAMP.) (94)

Hamites (*Hamites*) *virgulatus* BRONGN.

Anisoceras (*Anisoceras*) *armatum* (SOW.) und Form *perarmatum* (75)

Anisoceras (*Anisoceras*) *pseudoelegans* (PICT. & CAMP.) (10)

Turrilites (*Turrilitoides*) *hugardianus* d'ORB. und Form *crassicostatus* (20)

Turrilites (*Paraturrilites*) *escherianus* PICT. und Formen *brownei-nobilis*,
cruciata, *cantabrigensis* (44)

Scaphites (*Scaphites*) *hugardianus* (d'ORB.) s.l. (54)

Kossmatella muhlenbecki (FALLOT)

Tetragonites timotheanus (PICT.) und forma *rectangularis*

Desmoceras (*Desmoceras*) *latidorsatum* MICH. (130)

Puzosia (*Puzosia*) *planulata* (SOW.) und Formen *mayoriana*, *provincialis*, *takei*

Beudanticeras cfr. *beudanti* (BRONGN.)

Stoliczkaia dispar d'ORB. und Form *clavigera* (70)

Stoliczkaia dispar blancheti (PICT. & CAMP.) und Formen *notha*, *rhamnonotha*
(22)

Pervinquieria (*Pervinquieria*) *stoliczkai* (SPATH)

Pervinquieria (*Pervinquieria*) *baueri*-Formkreis (11)

Pervinquieria (*Pervinquieria*) *pachys* (SEELEY)

Pervinquieria (*Subschloenbachia*) cfr. *rostrata* (SOW.)

Hysterocheras (*Cantabrigites*) *cantabrigense* (SPATH)

Hysterocheras (*Cantabrigites*) *cantabrigense minor* (SPATH) und Form *subsimplex*
(8)

Hysterocheras (*Cantabrigites*) *cantabrigense subquadratum* (SPATH) und Formen
nanum, *subnanum* (5)

Eine stratigraphische Auswertung des Profils wird nach Beschreibung des nächsten Profils zusammen mit diesem gegeben.

1.2. Obertagprofil Jásd-1 (Referenzprofil)

Das aufgeschlossene Profil ist 10 m mächtig, in dem Abschnitt zwischen 4,5 und 9 m von der Basis findet man die Bildungen der Pénzeskuter Mergelformation (siehe G. CSASZAR, Fig. 17). Ihre Lagerungsverhältnisse sind denen des vorangehenden Profils ähnlich. Die Schichten 14 bis 1 des 4,5 m mächtigen Komplexes sind ammonitenführend. Neben Ammoniten kommen auch Pflanzenreste, Echiniden-Querschnitte, Krebscheren und stellenweise kleinere Crinoidenkalk-Einlagerungen vor. Die Ammoniten sind stark abgerollt, in Bruchstücken. In manchen Schichten (2, 3, 14) treten hauptsächlich unter den Scaphiten kleinwüchsige, schlecht entwickelte Exemplare auf. Ihr Einbettungsgestein ist ein Dolomitmergel. Die Ammoniten sind in den verschiedenen Schichten ziemlich gleichmäßig verteilt, doch an Anzahl gering. Am reichsten sind die Schichten 1, 2, 9 und 14. Die Ammoniten-Fauna beinhaltet 17 Gattungen (Untergattungen), 44 Arten und Formen. Insgesamt sind es 173 Exem-

plare, was lediglich ein Drittel der Exemplarzahl der Fauna von Bakonyháza ausmacht. Berücksichtigt man den Mächtigkeitsunterschied der beiden Serien, so wird die Verringerung der Exemplarzahl noch viel bedeutsamer.

Leitfossilien und häufigere Arten:

Lechites gaudini (PICT. & CAMP.) (11)

Hamites (Stomohamites) lineatus (SPATH)

Hamites (Hamites) virgulatus BRONGN.

Anisoceras (Anisoceras) armatum (SOW.) und Form *perarmatum* (14)

Turrilites (Turrilitoides) hugardianus hugardianus d'ORB. (2)

Turrilites (Paraturrilites) escherianus PICT. und Formen *cantabrigensis*, *cruciata*, *nobilis* (8)

Turrilites (Eohypoturrilites) mantelli submantelli SCHOLZ

Scaphites (Scaphites) hugardianus hugardianus (d'ORB.) (5)

Scaphites (Scaphites) hugardianus simplex JUKES-BROWNE und Form *nodata* (4)

Scaphites (Scaphites) meriani PICT. & CAMP. (1)

Tetragonites timotheanus (PICT.), Form *nautiloides*

Desmoceras (Desmoceras) latidorsatum MICH. (16)

Puzosia (Puzosia) planulata (SOW.) und Form *takei* (3)

Hyphoplites (Discohoplites) coelonatus coelonatus (SEELEY) und Form *anomalous* (7)

Stoliczkaia dispar (d'ORB.) s.l. und Form *clavigera* (39)

Stoliczkaia dispar blancheti (PICT. & CAMP.) (2)

Salaziceras (Noskytes) cf. bakonyense SCHOLZ (1)

Pervinquieria (Pervinquieria) sp. (ex. gr. *P. fallax* BREISTR.) (1)

Pervinquieria (Pervinquieria) cf. pachys (SEELEY)

Pervinquieria (Pervinquieria) sp. (2)

Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense cantabrigense (SPATH) (4)

Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense (SPATH) s. l. (18)

Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense minor (SPATH) und Form *subsimpler* (11)

Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense helveticum (RENZ) und Form *valdense* (3)

Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense subquadratum (SPATH), Form *subnanum* und *nanum* (2)

Altersmäßig gehören sowohl die Faunen des Obertagprofils Bakonyháza-1 als auch die des Obertagprofils Jásd-1 eindeutig zur *blancheti*-Subzone der *dispar*-Zone (Unteres Vraconien). *Turrilites (Paraturrilites) escherianus* PICT. s.l., *Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense minor* (SPATH) und *Stoliczkaia dispar blancheti* (PICT. & CAMP.) stellen eine charakteristische Vergesellschaftung der *blancheti*-Subzone dar (SCHOLZ, 1979). Leitfossilien des unteren Vraconiens im Bakony sind Arten der Untergattung *Pervinquieria (Pervinquieria)* sowie der Art *Turrilites (Turrilitoides) hugardianus* d'ORB. Keine von diesen überschreitet die Unter-Obervracon-Grenze. Die anderen Arten sind zum Teil eher für das Obervracon charakteristisch, wie *Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense subquadratum* (SPATH), *Pervinquieria (Sub-*

schloenbachia) cfr. *rostrata* (Sow.), doch kommen diese entweder sporadisch vor oder sind Arten, die auch schon im unteren Vracon lebten, doch mit kleiner Exemplarzahl. Sie können daher die Horizontgliederung der Profile nicht beeinflussen.

Obwohl die beiden Profile in ihrer faunistischen Zusammensetzung ähnlich sind, ergeben sich doch interessante und erhebliche Unterschiede: Früher habe ich schon darauf hingewiesen, daß die Fauna von Jásd eine merkwürdige Abnahme der Individuenzahl aufweist und einige Arten wie *Scaphites* (*Scaphites*) *hugardianus* d'ORB. durch zwerghüchsig, verkrüppelte Exemplare vertreten sind (Schichten 2, 3 und 14).

Obwohl die Abnahme der Individuenzahl in der Fauna des Profils von Jásd bei den meisten Arten proportional ist, stellt sich bei einem numerischen Vergleich mit den Arten von Bakonynána heraus, daß diese bei einigen Arten von Jásd viel größer als der Durchschnitt ist. So erreicht z.B. im Vergleich zu Bakonynána dieses Verhältnis in Jásd:

bei <i>Lechites gaudini</i>	9 %
bei <i>Anisoceras</i> (<i>Anisoceras</i>) <i>armatum</i>	5 %
bei <i>Turrilites</i> (<i>Turrilitoides</i>) <i>hugardianus</i>	10 %
bei <i>Turrilites</i> (<i>Paraturrilites</i>) <i>escherianus</i>	5 %
bei <i>Desmoceras</i> (<i>Desmoceras</i>) <i>latidorsatum</i>	8 %
bei <i>Scaphites</i> (<i>Scaphites</i>)-Arten	20 %

Es ist interessant zu bemerken, daß sich bei der allgemeinen Verarmung der Fauna sowohl die Arten- als auch Individuenzahl der Vertreter von *Hysterocheras* (*Cantabrigites*) dermaßen erhöht hat, daß ihre Gesamtexemplarzahl (38) das Dreifache jener von Bakonynána (13) erreicht. Die Anreicherung der Hysterocheraten (*Cantabrigites*) ist in den Schichten 1 (17 Stück) und 14 (4 Stück) am größten.

Das Auftreten von *Hyphoplites* (*Discohoplites*) *coelonatus* in 7 Exemplaren (aus den Schichten 1, 4, 6, 7, 9) ist bemerkenswert, da in Bakonynána kein einziges Exemplar zum Vorschein gekommen ist.

Die im Profil von Jásd beobachtete allgemeine Verarmung der Fauna, die Entwicklungsanomalien bei *Scaphites*, die Anreicherungen der Hysterocheraten in denselben Schichten und das Auftauchen der Discohopliten sind miteinander verbundene Erscheinungen, deren Ursachen wir wahrscheinlich in Salzgehaltveränderungen und Temperaturschwankungen zu suchen haben, die durch periodische Oszillationsvorgänge bedingt sind.

1.3. Bohrung Jásd-42 (Stratotypisches Profil)

Die ammonitenführende Schichtfolge der 444,3 mächtigen Pézkeskuter Mergelformation (Tiefe 474,5 bis 30,2 m) ist ein lithologisch durchaus homogener, stellenweise etwas sandiger grauer Mergel (siehe G. CSASZAR, Fig. 19). Nur im obersten Abschnitt erscheinen fein- und grobsandige Schichten. In der ganzen durchbohrten Mächtigkeit finden sich verkohlte Pflanzenreste, Echinodermenfragmente, Wurm-puren und deren Ausfüllungen. Die Fossilien sind in situ eingebettet. Groß ist die

Zahl der Schalenexemplare. Die identifizierten Ammoniten gehören zu 49 Gattungen mit 62 Species (Subspecies), insgesamt sind es 341 Exemplare.

Die Zahl der Arten, die bisher aus der ungarischen Kreide unbekannt waren, erreicht 25, d.h. 41,9% sämtlicher Arten.

1.3.1. Die *dispar*-Zone

1.3.1.1. *Blancheti*-Subzone (unteres Vraconien)

Die 12 Gattungen der von 474,5 bis 422,5 m des Profils reichenden Schichtfolge enthalten 12 Gattungen, verteilt auf 19 Arten bzw. Unterarten, insgesamt 47 Exemplare. Die Mehrheit der Ammoniten ist unvollständig erhalten. Ein Teil der Arten kommt im ganzen Vraconien vor, das gemeinsame Auftreten von *Stoliczkaia dispar* d'ORB., *Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense minor* (SPATH) und *Turrilites (Paraturrilites) escherianus* PICT. weist jedoch eindeutig auf das Vorliegen der *blancheti*-Subzone hin. Untervraconische Formen sind auch *Pervinquieria* cfr. *baueri* (COLLIGNON), *Hyphoplites (Discohoplites) coelonatus* und ihre Formen. Die letzteren machen auf Grund ihrer Individuenzahl 9–19% der Fauna aus. Auch ein Bruchstück von *Anisoceras (Anisoceras)* cfr. *saussureanum* PICT. markiert die tieferen Schichten des Vraconiens. Außer drei Exemplaren des Leitfossils *Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense minor* kommen noch folgende Subspecies vor:

Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense helveticum (RENZ) (1)

Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense cfr. *subquadratum* (SPATH) (1)

Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense (SPATH) (2)

Innerhalb der Ammoniten-Vergesellschaftung finden wir auch Übergangsformen wie:

Hamites (Hamites) virgulatus (BRONGN.) (3)

Lechites gaudini (PICT. & CAMP.) (2)

Lechites communis (SPATH) (6)

Lechites cfr. *moreti* BREISTR.

? *Sciponoceras* sp.

Anisoceras (Anisoceras) armatum (SOW.), Form *perarmatum*

Zwei Bruchstücke von *Turrilites (Bergericeras)* sp. wären für das obere Vraconien kennzeichnend, doch sind diese für eine biostratigraphische Auswertung zu selten.

Bei einem Vergleich mit der Fauna des Profils Jásd-1 läßt sich feststellen, daß das dort gesagte auch für die stratigraphischen Verhältnisse des stratotypischen Profils zutrifft, soweit es die Verarmung der Fauna und den Vorsprung der *Hysterocheraten* und *Discohopliten* betrifft. Daneben sind hier gewisse Formen, wie *Turrilites (Turrilitoides) hugardianus*, *Desmoceras (Desmoceras) latidorsatum*, (*Scaphites*) *hugardianus*, vollkommen verschwunden, sei es weil infolge ihrer Seltenheit keine Exemplare im Bohrprofil angetroffen wurden oder weil sie im Beckeninnern, in tiefer-marinen Verhältnissen weniger optimale Lebensbedingungen finden konnten als in der Küstennähe.

Die unregelmäßige Verteilung der wenigen Leitfossilien hat die Grenzziehung Unteres-Oberes Vraconien erschwert. Letzten Endes habe ich die Grenze zwischen dem Verschwinden der letzten untermvraconischen Form (*Pervinquieria* sp.) und dem Erscheinen der ersten obervraconischen Form, *Turrilites (Ostlingoceras) puzosianus* d'ORB., bei einer Tiefe von 422 m der Bohrung gezogen.

1.3.1.2. *Bergeri*-Subzone (oberes Vraconien)

Die 82 m mächtige Schichtfolge vom 422- bis 340-m-Intervall rechne ich aufgrund der charakteristischen Ammoniten zur *bergeri*-Subzone der *dispar*-Zone. In diesem Abschnitt der Pénzeskuter Mergelformation können 16 Gattungen bzw. Untergattungen mit 19 Arten angetroffen werden (insgesamt 54 Exemplare). Von den Leitfossilien macht *Turrilites (Ostlingoceras) puzosianus* d'ORB. mit 11 Individuen 20 % sämtlicher Ammoniten aus. Die Individuenzahl von *Turrilites (Bergericeras) bergeri bergeri* BRONGN. erhöht sich in diesem Abschnitt auf 8 Stück (15 %), und *Stoliczkaia dispar* d'ORB. ist ebenfalls mit 5 Exemplaren vertreten (10 %). Von den Hystero-ceraten treffen wir die obervraconische Art *Hystero-ceras (Cantabrigites) cantabrigense gracillis* (SPATH) an der Basis der Schichtfolge, und auch Discohopliten sind mit zwei Exemplaren vertreten. Andere Arten sind:

Lechites cfr. *communis* (SPATH) (7)

Lechites moreti BREITSTR. (2)

Sciponoceras sp.

Hamites (Hamites) cfr. *virgulatus* BRONGN. (3)

Hamites cfr. *intermedius* (SOW.)

Anisoceras (Anisoceras) armatum (SOW.), Form *perarmatum*

Turrilites (Eohypoturrilites) mantelli submantelli SCHOLZ

Scaphites n.sp. ?

Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum (d'ORB.)

Salaziceras (Salaziceras) salazacense gracilicostatus SCHOLZ

Mit einem kantigen externen Bruchstück taucht bei 386 m auch der erste *Hyphoplites* sp. auf. Aufgrund seiner feingerippten Skulptur vertritt er wahrscheinlich schon die Art *Hyphoplites campichei*.

Die Grenze Vraconien-Cenomanien habe ich bei 340 m gezogen. Diese Grenze wird weder durch die Leitfossilien *Turrilites (Bergericeras) bergeri*, *Turrilites (Ostlingoceras) puzosianus* und *Stoliczkaia dispar*, noch durch andere Arten überschritten. Die Grenzziehung ist durch das Aussterben der alten Arten und das Auftauchen neuer Faunenelemente zu begründen.

1.3.2. Unteres Cenomanien

1.3.2.1. *Mantelliceras mantelli*-Zone

Die *Mantelliceras mantelli*-Zone ist durch den nächsten, 225 m mächtigen Abschnitt der Pénzeskuter Mergelformation, Bohrtiefe 340 m bis 125 m, vertreten. Die Zahl der Ammoniten-Gattungen (Untergattungen) ist 16, die der Arten 29, die Exemplarzahl ist insgesamt 233.

Neben der geringen Zahl der Gattungen und Arten ist die ungewöhnlich hohe Zahl der Exemplare auffallend. Der größte Teil der Arten ist mit lediglich 1 bis 6 Exemplaren in dieser mächtigen Schichtfolge vertreten. Darunter sind mehrere sehr wichtige Leitfossilien. So konnten Formen aus dem für die Zone charakteristischen Kreis des *Mantelliceras (Submantelliceras) saxbii* in 6 unvollständigen Exemplaren von 305,1 m Tiefe bis zur oberen Zonengrenze angetroffen werden. Das einzige Exemplar von *Hyphoplites (Discohoplites) transitorius* SPATH taucht bei Tiefe 165 der Bohrung auf. In den tieferen Schichten findet man eine Übergangsvarietät von *Turrilites (Bergericeras) bergeri*, *Turrilites (Bergericeras) bergeri quadrituberculatus* BAYLE. Er ist durch einige Bruchstücke vertreten und leitet zum Cenomanien über. Ein *Euhystri-choceras* sp. stellt ebenfalls ein wichtiges Leitfossil des unteren Cenomanien dar.

Wichtigste Formen der artenarmen Schichtfolge sind die Sciponoceraten und Hyphopliten. Die Gattung *Sciponoceras* ist vorwiegend durch die Art *Sciponoceras subbaculoides* (GEINITZ) von ovalem Querschnitt und glattem Gehäuse vertreten. Wir haben auch ein oder zwei Exemplare von *Sciponoceras* cfr. *baculoides* d'ORB. und einige auf sp. bestimmte Sciponoceraten. Im Vraconien ist die Gattung bereits vereinzelt vertreten, doch kontinuierlich und in verhältnismäßig großer Exemplarzahl ist das Auftreten von Sciponoceraten von der Basis der *M. mantelli*-Zone an zu erwarten. Nach einer Anreicherung um Tiefe 320 m fehlen ihre Vertreter innerhalb einiger Meter, um dann in gleichmäßiger Verteilung bis zur oberen Zonengrenze wieder vorzukommen. Sie überschreiten diese in beschränkter Exemplarzahl und sind bis zum obersten Niveau der Bohrung auffindbar. Sie sind nur aus der Bohrung von Jásd bekannt. Ihre Exemplarzahl in dieser Zone beträgt 34 (15%).

Von der Gattung *Hyphoplites* treten 3 Arten auf. Ihre Exemplarzahl ist beinahe 70% der Ammoniten-Vergesellschaftung.

Hyphoplites falcatus (MANTELL) und Varietäten findet man im Bohrintervall 228,0–119,2 m in nur 11 Exemplaren. Diese Art ist ein Leitfossil des unteren Cenomanien. Sie ist in England, Westdeutschland, der Schweiz, Polen und im transkaspischen Gebiet der UdSSR verbreitet. Zu 57 Exemplaren von *Hyphoplites campichei* SPATH 1925 sind zum Teil wahrscheinlich auch 35, als *Hyphoplites* sp. identifizierte Windungsfragmente zu rechnen. Wegen der flachen, fragilen zarten Gestalt der Art sind vollständige Exemplare nicht zu finden. Es handelt sich um eine nur in geringem Maße variierende Art.

Das erste Exemplar erscheint bei 335,5 m in der Schichtfolge, das letzte bei 153,5 m. Nach anfänglich sporadischem Auftreten und drei Maxima verschwindet die Art für immer. Von den Phasen der Virenz ist die erste am größten, die mittlere am kleinsten. Mit der Erstbeschreibung und den dort abgebildeten Exemplaren (WRIGHT & WRIGHT, 1949) besteht gute Übereinstimmung. Die beschriebenen Exemplare sind im Cenomanien von Devonshire ziemlich häufig. Referenzen erwähnen die Art außerdem von anderen Gebieten Westeuropas, von der *dispar*-Zone bis einschließlich der *Mantelliceras dixonii*-Zone.

Hyphoplites costosus WRIGHT & WRIGHT (1949) ist eine seltene Art. Die Verfasser erwähnen sie aus dem cenomanen Bedrock von Dorset und Wiltshire in Südengland. Nach deren phylogenetischer Tabelle (p. 493) lebte sie von der Mitte der *dispar*-Zone bis zur Mitte der *varians*-Zone. Außer dem Vorkommen in Südengland haben

wir keine Angabe über ihre Verbreitung in anderen Gebieten. Ihre alleinstehenden, scharf umrissenen dichten Rippen stimmen gut mit der originalen Beschreibung und Abbildung überein (p. 484, Pl. XXIX., fig. 7a, b). Es handelt sich um engnabelige, flache Formen mit einem winkligen Rand. Sie kommen von Tiefe 229,3 m bis 196,7 m des Profils in 57 Exemplaren vor. Viele darunter sind auffallend gut erhaltene Exemplare. Wahrscheinlich gehören hiezu auch manche der bereits erwähnten, als *Hyphoplites* sp. bestimmten Bruchstücke.

Wie im Fall des *Hyphoplites campichei* sind auch bei dieser Art die verschiedenen Entwicklungsstadien vom Auftauchen der Art bis zu ihrem Aussterben zu beobachten. Zum Unterschied ist hier das Virenzdiagramm nicht drei-, sondern zweiphasig (Abb. 3). *Hyphoplites costosus* setzt mit einer Virenzphase regressiven Charakters ein; nach Abnahme der Exemplarzahlen bzw. nach zeitweiligem Verschwinden der Formen folgt eine viel größere Virenzphase, mit deren Abschluß die Art endgültig verschwindet. Nur die zweite Virenzphase von *Hyphoplites costosus* fällt mit der zweiten und kleinsten Virenzphase von *Hyphoplites campichei* zusammen. Ansonsten stimmen die Virenzphasen der beiden Arten nicht überein, sondern lösen einander in etwa ab. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß sich die Veränderung der ökologischen Verhältnisse auf die beiden Arten verschieden auswirkte.

Außer den beschriebenen Arten treten noch folgende Faunenelemente mit 1–2 Exemplaren in der Schichtfolge auf:

- Hamites (Idiohamites) cfr. favrinus* (PICT.)
- Hamites (Idiohamites) dorsetensis* (SPATH)
- ? *Anisoceras* n.sp. (Teil des Peristoms)
- Scaphites* sp. ind.
- Phylloceras (Hypophylloceras) cfr. velledae* (MICH.)
- Gaudryceras* sp. (ex gr. *G. leptonema* SHARPE)
- Desmoceras (Desmoceras) latidorsatum* MICH. (5)
- Anahoplites cfr. splendens* (SOW.) (2)
- Neophlycticeris cfr. sexangulatus* (SEELEY) (2)
- Neophlycticeris* sp.
- Neophlycticeris* n.sp.?
- ? *Salaziceris* n.sp. (2)
- Tegoceras* sp. (2)

Die angeführten Arten beinhalten vraconische, ins untere Cenomanien überleitende oder untercenomane Formen und Seltenheiten wie *Anahoplites*, *Salaziceris*, *Neophlycticeris*, *Tegoceras*, die als Relikte von Interesse sein könnten, bzw. zur räumlichen und stratigraphischen Verbreitung der betreffenden Formen beitragen können.

Anahoplites cfr. splendens (SOW.) ist mit zwei kleinen, unvollständigen Exemplaren nur aus dem unteren Cenomanien der Bohrung von Jásd zum Vorschein gekommen und ist bekannt aus dem mittleren bis oberen Albien von England, Nordfrankreich, den transkaspischen Gebieten der Sowjetunion, kommt aber auch in Südfrankreich vor.

Die restlichen Arten gehören alle zur Familie Lyelliceratidae. Unter diesen wurde die Gattung *Salaziceris* aus dem unteren Vraconien von Salazac in SO-Frank-

reich 1875 durch HEBERT und MUNIER-CHALMAS mit einer einzigen Art beschrieben. Neuerdings fand auch WIEDMANN (1979) in Südmarokko, *Salaziceras* und eine weitere Form wurde aus Tunis als *Scaphites* von fraglicher systematischer Zugehörigkeit beschrieben. Arten, die zum Kreis dieser äußerst seltenen Formen gehören, wurden in den Bakonyer Untervracon-Fundorten, so z.B. auch in Jásd, in mehr als 100 Exemplaren angetroffen. Ihre Untersuchung hat zur Aufstellung einer neuen Untergattung und zahlreicher neuer Arten geführt (SCHOLZ, 1979, pp. 91–103). Die bisher nur aus dem unteren Vraconien bekannte Gruppe tritt mit einem Exemplar von *Salaziceras (Salaziceras) salazacense gracilicostatus* SCHOLZ auch in der *bergeri*-Subzone der Bohrung von Jásd auf. Zwei weitere Exemplare scheinen als neue Art der Gattung *Salaziceras* auch im unteren Cenomanien aufzutreten.

Den ebenfalls seltenen *Neophlycticeras sexangulatus* (SEELEY) hat SCHOLZ (1979, pp. 89–91) in 10 Exemplaren im Vracon der Pénezskuter Mergelformation gefunden. Obwohl er im Vraconien der Bohrung Jásd-42 nicht nachzuweisen war, haben wir in der *Mantelliceras mantelli*-Zone sogar 4 Exemplare gefunden. In der ausländischen Literatur wird die Art aus dem unteren Vraconien Südinglands (Cambridge Greensand) und SO-Frankreichs (Salazac) erwähnt.

Als dritter Vertreter der Familie Lyelliceratidae scheint auch die seltene Gattung *Tegoceras* (HYATT, 1900) in Form von zwei kleinen Bruchstücken auf. Aufgrund ihrer charakteristischen Externseite konnte sie gut identifiziert werden. Es ist eine unter- bis mittelalbische Form, die aus Westeuropa und Pakistan beschrieben wurde.

Alle erwähnten Formen sind zwergwüchsig, sie erreichen oder übertreffen kaum 10 mm im Durchmesser.

Die kleine Ammoniten-Vergesellschaftung kommt im Intervall von 222–168 m der Bohrung vor. Wie erwähnt, kommt die Mehrheit der Arten sowohl in den nördlichen, kälteren Meeren als auch in der südlichen Faunenprovinz vor. Die Salaziceraten sind ihrerseits geradezu südliche Formen, ihr nördlichstes Vorkommen befindet sich in der Pénezskuter Mergelformation. Obwohl diese Arten nur sporadisch verbreitet sind, können wir trotzdem vielleicht aus gemeinsamen Vorkommen im gegebenen Tiefenintervall den Schluß ziehen, daß Zwergenwuchs bei den wärmeliebenden und eurythermen Formen auf eventuelle Meeresspiegelschwankungen und damit verbundene Aufwärmung und Salzgehaltveränderung zurückzuführen ist. Diese Annahme dürfte vielleicht mit der Exemplarabnahme der Hyphopliten bzw. ihrem zeitweiligen Verschwinden in Verbindung gebracht werden, was in den gleichen Schichten zu beobachten war.

Als Folge einer neuen, kurz dauernden Vertiefung könnte die dritte Blüteperiode von *Hyphoplites campichei* und das Verschwinden der kleinwüchsigen Ammoniten angesehen werden. Die weitere Verflachung des Meeres und seine wahrscheinlich starke Aussüßung hatten weiterhin die Verminderung der ganzen Fauna und dann ihr völliges Aussterben zur Folge.

1.3.3. ? Mittleres Cenomanien (ohne Zonenbezeichnung)

Bei 125 m Tiefe habe ich mit Vorbehalt eine Grenzlinie gezogen, die den Abschluß der *Mantelliceras mantelli*-Zone und vielleicht den Beginn des mittleren

Cenomans darstellen dürfte. Anhaltspunkt zu dieser Frage geben einerseits die starke Abnahme der Exemplarzahl der Sciponoceraten und das Verschwinden der anderen Ammonitenarten, andererseits das Auftauchen eines sehr kleinen, zwergwüchsigen *Turrilites*, der aller Wahrscheinlichkeit nach der Art *Turrilites (Turrilites) costatus* LMK. oder ihrer Gruppe angehören dürfte (Taf. 4, Fig. 35). Ebenfalls erwähnen möchte ich einen fraglichen Acanthoceraten, der ebenfalls auf das Vorhandensein des mittleren Cenoman hinweisen dürfte (Taf. 4, Fig. 34). Obwohl das letzte Fossil des Bohrprofils ein *Mantelliceras costatum* (MANTELL) und damit eine charakteristische Untercenoman-Form ist, kann wegen seines isolierten Auftretens und angesichts des vorher Erwähnten auch diesem keine Aussagekraft zugesprochen werden.

2. Ergebnisse und Schlußfolgerungen

- 2.1. Beim Vergleich der faunistischen Beziehungen der Obertagprofil Bakonyána-1 und Jásd-1 hat sich herausgestellt, daß im betreffenden Gebiet während des unteren Vraconiens eine weitgehende Faunenverarmung erfolgt ist. Gleichzeitig kam es zu einem beträchtlichen Vorsprung der Hysterooceraten, sowohl an Arten als auch in der Individuenzahl, und gleichzeitig zum ersten Erscheinen der Discohopliten.
- 2.2. Die Faunenverarmung und in manchen Schichten das Auftauchen zwergwüchsiger Ammoniten sind wahrscheinlich durch Oszillationsvorgänge, Temperatur- und Salzgehaltveränderungen bedingt.
- 2.3. Der Vergleich der Untervracon-Schichten im Obertag (Referenz)-Profil Jásd-1 und im stratotypischen Profil Jásd-42 hat bekräftigt, daß die allgemeine Faunenverarmung und der Vorsprung der Hysterooceraten und Discohopliten auch unter Verhältnissen des Beckeninneren stattfanden.
- 2.4. Im Anschluß an die Vorgänge im Vraconien waren nach dem Rückzug der mediterranen Faunenelemente im unteren Cenomanien die Vertreter der nördlichen Faunenprovinz zwar mit geringer Arten-Zahl, aber mit großer Individuenzahl vorherrschend.
- 2.5. Die bei ungestörter Sedimentation während ihrer ganzen stratigraphischen Reichweite in situ eingebetteten Fossilien in den Untercenomanschichten ermöglichen das Verfolgen der Entwicklungsstadien der einzelnen Ammoniten-Arten von ihrem Auftauchen bis zu ihrem Aussterben.
- 2.6. Infolge der am Ende des unteren Cenomanien wahrscheinlich stattgefundenen ökologischen Veränderungen starben mit Ausnahme eines Sciphonoceraten, der mit stark reduzierter Exemplarzahl die einzige Übergangsform des unteren Cenomans darstellt, alle Ammoniten aus.
- 2.7. Die Ammoniten-Fauna des ? mittleren Cenomanien ist auf ein Minimum reduziert. Neben den aus dem unteren Cenomanien persistierenden Sciponoceraten treten mit je 1 Exemplar nicht mehr als drei Arten von drei Ammoniten-Gattungen auf.
- 2.8. Das stratotypische Profil Jásd-42 gibt aufgrund seiner kontinuierlich sedimentierten Schichtfolge eine Übersicht über die biostratigraphischen Verhältnisse

der Pénzeskuter Mergelformation vom unteren Vraconien bis einschließlich dem (?) mittleren Cenomanien durch die Zusammensetzung und Entwicklung der Ammoniten-Fauna.

Die mit einem Kerndurchmesser von 6–9 cm niedergebrachte Bohrung hat eine verhältnismäßig große Anzahl von Ammoniten ergeben. Im Falle eines Obertagaufschlusses dürfte die Pénzeskuter Mergelformation gute Möglichkeiten für eine verlässliche Grenzziehung Albien-Cenomanien und eventuell Unteres/Mittleres Albien bieten.

Literatur

- ARKELL, W. J., KUMMEL, B., and WRIGHT, C. W. (1957): Mesozoic Ammonoidea. — Treatise on Invertebrate Paleontology, *L*: L80–490; New York.
- BENKŐ-CZABALAY, L. (1965): Les Gastéropodes de l'Albien et du Cénomanien de la Montagne Bakony. — Geol. Hung. ser. Pal. *31*: 181–291, pl. 1–7; Budapest.
- BOGSCH, L. (1968): Általános őslénytan. — Tankönyvkiadó, 5–281; Budapest.
- BREISTROFFER, M. (1933): Étude de l'étage Albien dans le massif de la Chartreus. — Trav. Labor. Geol. *17*: 1–50; Grenoble.
- BREISTROFFER, M. (1946–47): Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. — Trav. Lab. Géol. *26*: 17–104; Grenoble.
- BREISTROFFER, M. (1963): Vues sur les zones d'Ammonites de l'Albien. — Colloque sur le Crétacé Inférieur. Mém. Bur. Rech. Géol. et Min., *34*: 311–312; Grenoble.
- CIESLINSKI, S. (1959): The Albian and Cenomanian in the northern periphery of the Swiety Krzycz Mountains. — Inst. Geol. Prace, *28*: 1–95, pl. 1–8; Warszawa.
- COLLIGNON, M. (1929): Les Céphalopodes du Cénomanien piriteux de Diego-Suarez. — Ann. Paléont. *18*: 25–79, pl. 1–7; Paris.
- COOPER, R. (1976): The mid-Cretaceous (Albian – Turonian) biostratigraphy of Angola. — Ann. Mus. Hist. Nat. de Nice, *4*: XVI, 1–22, pl. 1–6; Nice.
- CSÁSZÁR, G. (1978): The Tés Clay Formation; a sketch of facies evolution. — Bull. of the Hungarian Geol. Soc., *108/3*: 328–342; Budapest.
- CSÁSZÁR, G. (1981): Contributions to the question of Middle Cretaceous bauxitization upon data from the borehole Padragkut Pa-7. — Ann. Rep. of the Hung. Geol. Inst. of 1979. — 223–238; Budapest.
- CSÁSZÁR, G., and HAAS, J. (1977): The notion formation in the international literature and possibilities for its application. — Bull. of the Hungarian Geol. Soc., *107/1*: 38–58; Budapest.
- DACQUÉ, E. (1939): Die Fauna der Regensburg-Kelheimer Oberkreide. — Abhandl. Bay. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Abt./N.F. *45*: 1–218, pl. 17; München.
- ERNST, G., SCHMID, F., KLISCHIES, G. (1979): Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover. — Aspekte d. Kreide Europas IUGS ser. A. *6*: 11–46, Fig. 15; Stuttgart.
- FÜLÖP, J. (1964): Unterkreide-Bildungen (Berrias-Apt) des Bakony-Gebirges. — Geol. Hung. ser. Geol. *13*: 1–194, pl. 1–32; Budapest.
- FÜLÖP, J. (1975): Tatai mezozoós alaphegységsgörögök. — Geol. Hung. ser. Geol. *16*: 3–119, pl. 1–52; Budapest.
- FÜLÖP, J., CSÁSZÁR, G., HAAS, J., J. EDELÉNYI, E. (1975): A rétegtani osztályozás, nevezéktan és gyakorlati alkalmazásuk irányelvei. — Magyar Rétegtani Bizottság, 3–32; Budapest.

- GÉCZY, B. (1959): On the decrease and interment of Ammonites. — Bull. of the Hung. Geol. Soc., 89/3: 298–301; Budapest.
- GÉCZY, B. (1960): On the way of life of the Neoammonoids. — Bull. of the Hung. Geol. Soc., 90/2: 200–203; Budapest.
- HAAS, J., J. EDELÉNYI, E., CSÁSZÁR, G. (1977): Study of Mesozoic formation of the Transdanubian Mountains in Hungary. — Ann. Rep. of the Hung. Geol. Inst. of 1975, 259–272; Budapest.
- HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J., and KLAUMANN, H. (1972): Ammonites from the transgressive Cretaceous on the Rhenish massif, Germany. — Paleontology, 15/3: 445–449, pl. 81; London.
- HANTKEN, M. (1867): Gault, Neokom, Jura- und Lias-Ammoniten aus dem Gebirge des Bakony. — Verh. k.k. Geol. Reichsanst., 16: 358–359; Wien.
- HAUER, F. (1862): Über die Petrefacten der Kreideformation des Bakonyer Waldes. — Sitzungsber. d. Math. Naturwiss. Akad. d. Wiss., 44: 631–659, pl. 1–3; Wien.
- HERM, D. (1979): Die süddeutsche Kreide — Ein Überblick. — Aspekt der Kreide Europas, IUGS ser. A, 6: 85–106; Stuttgart.
- IMMEL, H. (1979): Cenoman-Ammoniten aus den Losensteiner Schichten der Bayerischen Alpen. — Aspekt der Kreide Europas, IUGS ser. A, 6: 607–644, pl. 1–4; Stuttgart.
- KAEVER, M., und ROSENFELD, U. (1980): Neuuntersuchung der Kreide-Transgressions-sedimente im Ruhrgebiet. — Münster. Forsch. Geol. Paläont., 52: 81–96; Münster.
- KENNEDY, W. J. (1976): The middle Cretaceous of Zululand and Natal, eastern South Africa. — Ann. Mus. Hist. Nat. de Nice, 4: XVIII, 1–29, pl. 1–6; Nice.
- KENNEDY, W. J., & HANCOCK, J. M. (1970): Ammonites of the genus *Acanthoceras* from the Cenomanian of Rouen, France. — Palaeontology, 13/3: 462–490, pl. 88–97; London.
- KENNEDY, W. J., & HANCOCK, J. M. (1971): *Mantelliceras saxbii*, and the horizon of the *Martimpreyi* Zone in the Cenomanian of England. — Palaeontology, 14/3: 437–454, pl. 79–82; London.
- KENNEDY, W. J., & HANCOCK, J. M. (1976): The mid-Cretaceous of the United Kingdom. — Ann. Mus. Hist. Nat. de Nice, 4: V. 1–72, pl. 1–30; Nice.
- KENNEDY, W. J., & HANCOCK, J. M. (1977): Towards a correlation of the Cenomanian of Japan with those of North-West Europe. — Pal. Soc. Japan, Spec. Pap. 21: 127–141, 3 Textfig.; Tokyo.
- KENNEDY, W. J., and KOLLMANN, H. A. (1979): Lower Albian Ammonites from the Tannheim Formation near Losenstein, Upper Austria. — Beitr. Paläont. Österr. 6: 1–25, pl. 1–7; Wien.
- KENNEDY, W. J., and WRIGHT, C. W. (1981): *Euhystrioceras* the last Mortoniceratine Ammonites. — Palaeontology, 24/2: 417–435, pl. 59–61; London.
- KNAUER, J. (1966): Une série incomplète de l'Albien à Balinka (Montagne Bakony). — J.-Ber. Ung. Geol. Anstalt für 1964: 221–231; Budapest.
- KNAUER, J. (1968): Sur le problème de l'âge géologique de marnes à *Turrilites*. — J.-Ber. Ung. Geol. Anstalt für 1966: 73–75; Budapest.
- LEVY, Z., RAAB, M. (1976): Mid-Cretaceous stratigraphy of the Middle East. — Ann. Mus. Hist. Nat. de Nice, 4: XXXII, 1–20, pl. 1–2; Nice.
- MANTELL, G. (1822): The Fossil of the South Downs. — 1–327, pl. 1–43; London.
- MÜLLER, A. H. (1965): Erscheinung und Probleme stammesgeschichtlicher Großabläufe. — Gesamm. Vortr. über moderne Probl. d. Abstammungslehre. Friedrich Schiller Univ. 91–117; Jena.
- NOSZKY, J. (1942): Angaben zur Kenntnis des zwischen Zirc und Pénezskut liegenden Teiles des Bakony-Gebirges. — J.-Ber. K. Ung. Geol. Anstalt, 1936–38: 245–260; Budapest.

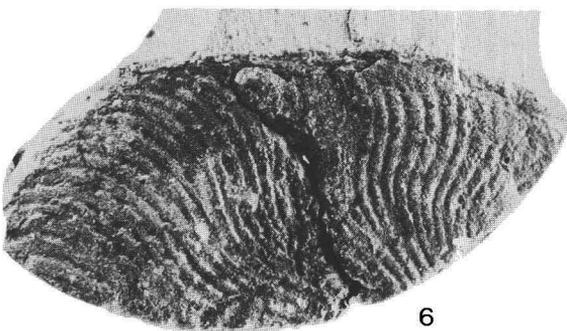
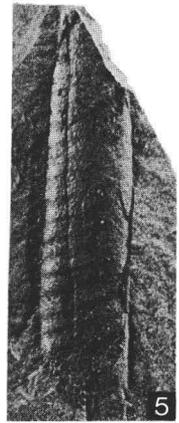
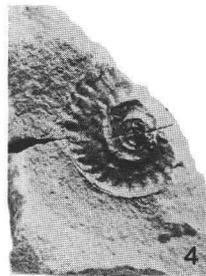
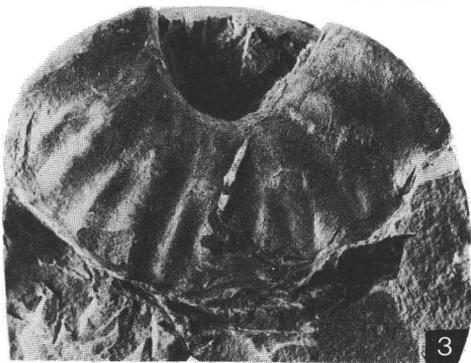
- d'ORBIGNY, A. (1840–1842): Terrain crétacés, I. Céphalopodes. — Paléontologie Française. — 1–662, pl. 1–148; Paris.
- OWEN, H. G. (1979): Ammonite Zonal Stratigraphy in the Albian of North Germany and its Setting in the Hoplitinid Faunal Province. — Aspekte der Kreide Europas. IUGS ser. A. 6: 563–588; Stuttgart.
- PICTET, F. J. (1861–1864): Sur les fossiles du Jura et des Alpes. — Matériaux Pal. Suisse. ser. 3: 1–164, pl. 44–59; Genève.
- RENZ, O., LUTERBACHER, H., und SCHNEIDER, A. (1963): Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Albien und Cénomanien des Neuenburger Jura. — Ecl. Geol. Helv. 56/2: 1073–1116, pl. 1–9; Basel.
- SCHLÜTER, C. (1871–1876): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Teil I., II. — Palaeontographica, 21: 1–120, Taf. 1–35, 24: 121–144, Taf. 36–55; Cassel.
- SCHOLZ, G. (1971): Nouvelle espèce de Lechites de l'Albien supérieur de la Montagne du Bakony. — Bull. Soc. Géol. Hongrie. 101/4: 431–433; Budapest.
- SCHOLZ, G. (1972): Révision de l'holotype d'Anisoceras (Anisoceras) nanaense (v. Hauer). — Bull. Soc. Géol. Hongrie, 102/1: 92–95, pl. 1; Budapest.
- SCHOLZ, G. (1973): Geologische und stratigraphische Verhältnisse der mittelkretazischen Schichten des Bakony-Gebirges (bei Nána und Pénzeskut). — Bull. Soc. Geol. Hongrie, 103/2: 175–188, pl. 1–2; Budapest.
- SCHOLZ, G. (1974): Beitrag zur Kenntnis der Mittelkreide-Bildungen im nördlichen Bakony-Gebirge. — Bull. Soc. Geol. Hongrie, 104/3: 344–347; Budapest.
- SCHOLZ, G. (1979): Die Ammoniten des Vracon (Oberalb, Dispar-Zone) des Bakony-Gebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der Westmediterranen Faunenprovinz. — Palaeontographica Abt. A, 165: 1–136, Taf. 1–30; Stuttgart.
- SCHOLZ, G. (1979): Vracon-Ammoniten (Oberalb, Dispar-Zone) aus dem Flammenmergel von Salzgitter. — Aspekte der Kreide Europas, IUGS ser. A. 6: 589–606, Taf. 1–5; Stuttgart.
- SEELEY, H. (1865): On Ammonites from the Cambridge Greensand. — Ann. Mag. Nat. Hist., 16: 225–247, pl. 10–11; London.
- SEMENOW, B. (1899): La des dépôts crétacés de Mangychlak et de quelques autres localités de la province Transcaspienne. — Trav. Soc. Imp. Nat. St. — Pétersbourg Géol. et Min. 28/5: 1–178, pl. 1–5; St.-Pétersbourg.
- SHARPE, D. (1853–1909): Description of the fossil remains of Mollusca found in the Chalc of England. I. Cephalopoda. — Trans. Palaeontogr. Soc. 1–68, pl. 1–27; London.
- SPATH, L. F. (1923–1943): A Monograph of the Ammonoidea of the Gault. — Palaeontogr. Soc. Part 1–7 (1923–30); 1–311, pl. 1–30, Part 10–11 (1933–34); 411–496, pl. 43–56, Part 13–16 (1939–43); 541–787, pl. 59–72; London.
- SZÖRÉNYI, E. (1955): Echinidés crétacés de la Bakony. — Geol. Hung. ser. Pal., 26: 1–332, pl. 1–22; Budapest.
- TAEGER, H. (1936): Regionale Geologie des Bakonygebirges. I. Teil. Im nordöstlichen Bakony und seinem Vorlande. — Geol. Hung. ser. Geol., 6: 1–128; Budapest.
- THOMEL, G. (1972): Les Acanthoceratidae cénonaniens des Chaines Subalpines méridionales. — Mém. Soc. Géol. France. N.S. 51: 1–204, pl. 1–88; Paris.
- VADÁSZ, E. (1953): Magyarország földtana. — 1–402; Budapest.
- VADÁSZ, E. (1957): Földtörténet és földfejlődés. — 1–847, pl. 1–87; Budapest.
- WIEDMANN, J. (1969): The heteromorphs and Ammonoid extinction. — Biol. Rv., 44: 563–602, pl. 1–3, Textfig. 23; Cambridge.
- WIEDMANN, J. (1976): Geo- und hydrodynamische Prozesse im Schelfbereich in ihrer Auswirkung auf mesozoische Fossil-Vergesellschaftungen. — Zbl. Geol. Paläont. Teil II. H. 5/6: 424–439; Stuttgart.

- WIEDMANN, J., KAUFFMAN, E. (1976): Mid-cretaceous biostratigraphy of northern Spain. — Ann. Mus. Hist. Nat. de Nice, 4: III, 1–34, pl. 1–12; Nice.
- WIEDMANN, J., und SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. — Aspekte der Kreide Europas. IUGS ser. A. 6: 645–680, pl. 1–10; Stuttgart.
- WRIGHT, C. W., and WRIGHT, E. V. (1949): The Cretaceous Ammonite Genera *Discohoplites* Spath and *Hyphoplites* Spath. — Quart. Journ. Geol. Soc. 104/4: 477–496, pl. 28–32; London.
- YOUNG, K., and POWELL, J. D. (1976): Late Albian-Turonian correlations in Texas and Mexico (1). — Ann. Mus. Hist. Nat. de Nice, 4: XXV, 1–23, pl. 1–9; Nice.

Tafel 1

Unter-Vracone Ammoniten von Bakonyána-1, Jásd-1 und Jásd-42

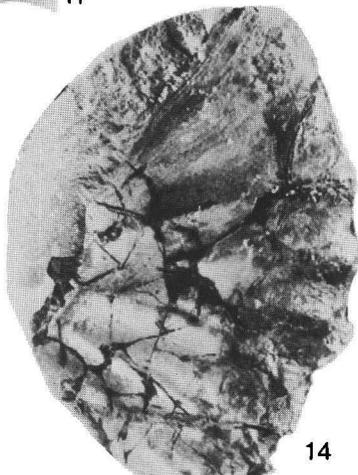
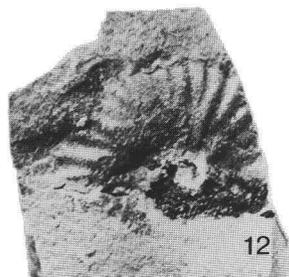
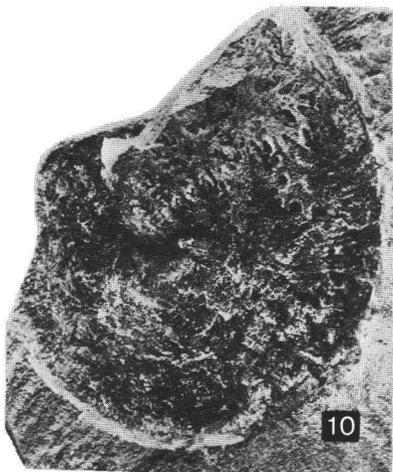
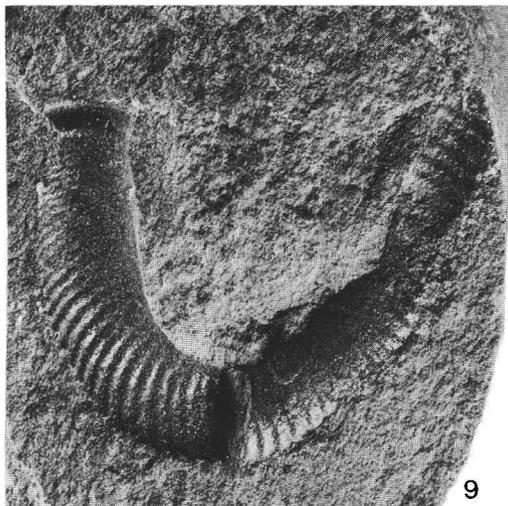
- Fig. 1. *Anisoceras (Anisoceras) armatum* (Sow.), Form *perarmatum*, Bakonyána-1/13 (1×.)
Fig. 2. *Lechites gaudini* (Pict. et Camp.), Jásd-1 (2×.)
Fig. 3. *Anisoceras (Anisoceras) armatum* (Sow.), Form *perarmatum*, Jásd-42 (1×.)
Fig. 4. *Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense minor* (SPATH), Jásd-42 (2×.)
Fig. 5. *Lechites communis* (SPATH), Jásd-42 (2×.)
Fig. 6. *Hyphoplites (Discohoplites) coelonatus densecostatus* RENZ, Jásd-42 (1,5×.)
Fig. 7. *Hysterocheras (Cantabrigites) cantabrigense* cfr. *minor* (SPATH), Jásd-42 (2×.)



Tafel 2

Ober-Vracone Ammoniten von Jásd-42

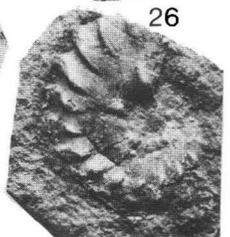
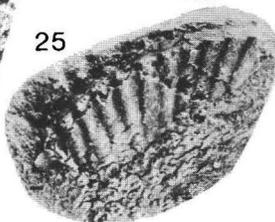
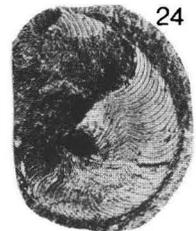
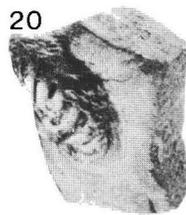
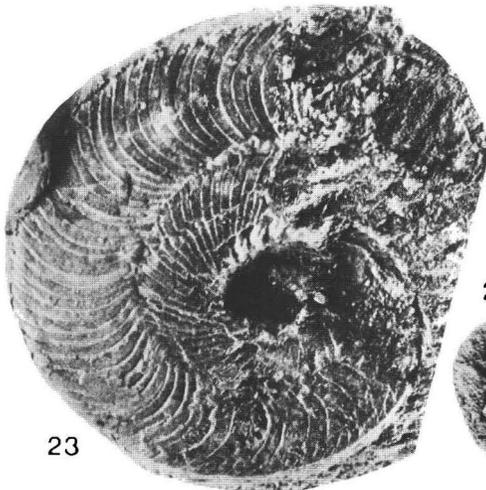
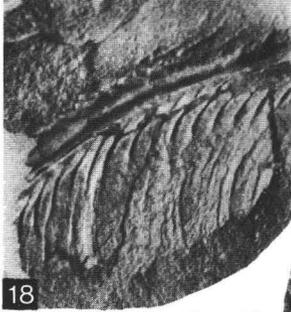
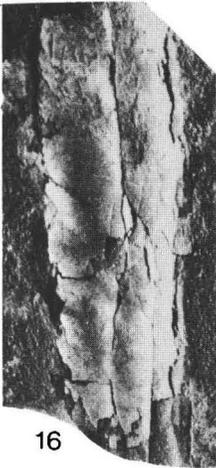
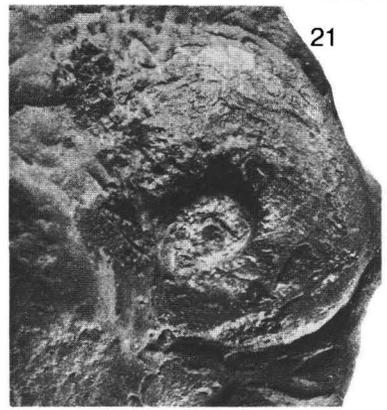
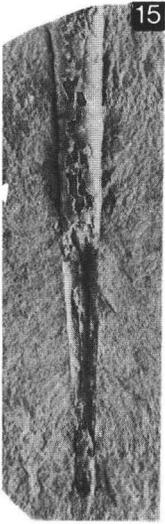
- Fig. 8. *Turrilites (Bergericeras) bergeri bergeri* BRONGN. (1×.)
Fig. 9. *Hamites (Hamites) cfr. virgulatus* BRONGN. (2×.)
Fig. 10. *Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum* (d'ORB.) (2×.)
Fig. 11. *Lechites moreti* BREISTR. (1,5×.)
Fig. 12. *Salaziceras (Salaziceras) salazacense gracilicostatus* SCHOLZ (2×.)
Fig. 13. *Turrilites (Ostlingoceras) puzosianus* d'ORB. (2×.)
Fig. 14. *Stoliczkaia dispar* d'ORB. (Wohnkammer) (1×.)



Tafel 3

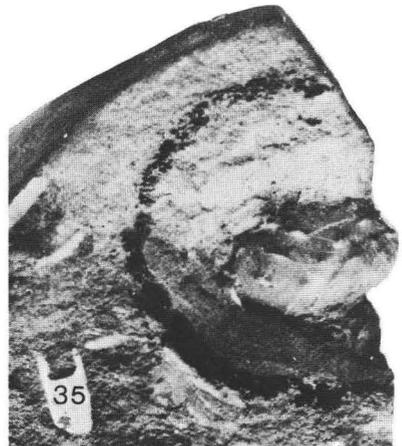
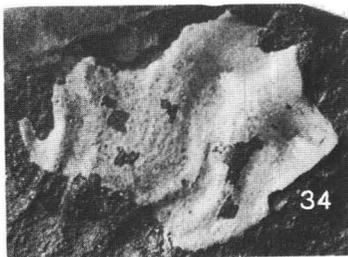
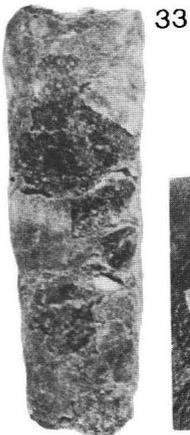
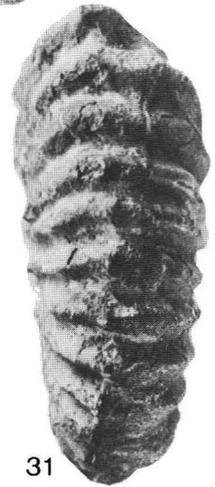
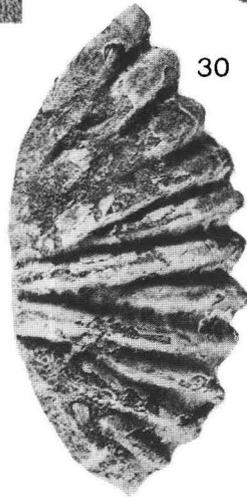
Ammoniten der *Mantelliceras mantelli*-Zone, von Jásd-42

- Fig. 15. *Sciponoceras subbaculoides* (GEINITZ) (1×.)
- Fig. 16. *Sciponoceras subbaculoides* (GEINITZ) (2×.)
- Fig. 17. *Hyphoplites falcatus* (MANTELL) (2×.)
- Fig. 18. *Hyphoplites campichei* SPATH, ventral (3×.)
- Fig. 19. *Euhystrioceras* sp. lateral (2×.)
- Fig. 20. *Euhystrioceras* sp. ventral (2×.)
- Fig. 21. *Hyphoplites campichei* SPATH (2×.)
- Fig. 22. *Hyphoplites falcatus* (MANTELL) (2×.)
- Fig. 23. *Hyphoplites costosus* WRIGHT et WRIGHT (2×.)
- Fig. 24. *Hyphoplites costosus* WRIGHT et WRIGHT (1×.)
- Fig. 25. *Anahoplites* cfr. *splendens* (SOW.) (2×.)
- Fig. 26. *Neophlycticeras sexangulatus* (SEELEY)



Tafel 4

- Fig. 27. *Hyphoplites costosus* WRIGHT et WRIGHT (2×.)
Fig. 28. *Mantelliceras* (*Submantelliceras*) cfr. *saxbii* (SHARPE) (1×.)
Fig. 29. *Hyphoplites* (*Discohoplites*) *transitorius* SPATH (2×.)
Fig. 30. *Mantelliceras costatum* (MANTELL) lateral (1,5×.)
Fig. 31. *Mantelliceras costatum* (MANTELL) ventral (2×.)
Fig. 32 + 33 *Sciponoceras subbaculoides* (GEINITZ) (4×.)
Fig. 34. *Acanthoceras* sp. ind. (2×.)
Fig. 35. *Turrilites* sp. (ex gr. *Turrilites* [*Turrilites*] *costatus* Lmk.) (3×.)



Middle Cretaceous paleogeography and evolutionary history sketch of the Transdanubian Central Range in the light of key and reference sections

Paläogeographischer und entwicklungsgeschichtlicher Abriß der Mittelkreide des Transdanubischen Mittelgebirges an Hand von Basis- und Referenzprofilen

Von G. Császár*)

With 11 text-figures

Abstract. Based on key sections the paper reviews the most important episodes in the history of the Transdanubian Central range, beginning with the Tisian uplifting phase at the end of the Aptian. It was followed by a slowly recurring sedimentation that ceased in the Middle Cenomanian.

These episodes can be summarized as follows:

Beginning of the Early Albian: Development of the synclinal, differential denudation.

Middle (and end) of the Early Albian: Allitization of areal dimensions, bauxite accumulation on the Upper Triassic carbonate terrain (Alsópere Bauxite).

Middle Albian: Paludal-lacustrine-marine sedimentation (Tés Clay); in the northeast part it developed from the Kőrnye Limestone of reef facies by stagnation, but in the greater part of the region by subsidence, frequently with deposition of coarse detrital basal layers.

The sedimentary basin was subsiding unevenly, coarse detrital interbeddings indicate a material input from the northwest and a quicker subsidence in this area.

Paludal sedimentation is interrupted by oscillative episodes increasing in intensity upwards.

Late Middle Albian: The detritus input ceased, a rudist-bearing "platform reef" is formed over a large territory represented by the lower part of the Zirc Limestone. Two facies of the limestone are distinguishable: the southern and northern Bakony facies.

At Padragkut (southwest Bakony) the shoreline is fixed by the influx of redeposited bauxite.

*) Address: Dr. G. Császár, Magyar Állami Földtani Intézet, XIV. Népstadion út. 14, Pf. 106, H-1442 Budapest.

Late Albian: In the northern Bakony facies the barrier reef disappears and thus the basin becomes more open. This is reflected not only in the lithological features (appearance of glauconite and fine detritus of quartz and limestone) but in the fauna as well.

Middle Vraconian: For a short period the area becomes denuded; then a shallow-water, finely detrital marl sedimentation with a heavily glauconitic basal layer began to evolve. This is not present in the southern Bakony.

Late Early to Middle Cenomanian: Appearance of sand fraction; its later predominance and the rapid impoverishment of the marine fauna indicates a retreat of the sea.

Zusammenfassung. Anhand von Basisprofilen sind folgende wichtige Ergebnisse in der geologischen Geschichte des Transdanubischen Mittelgebirges, beginnend mit der Tisia-Phase des obersten Aptien bis zum mittleren Cenomanien, festzustellen:

Beginn des frühen Albien: Entstehung einer Synklinale, ungleichmäßige Abtragung.

Mitte (und Ende) des frühen Albien: Allitisierung von großflächigem Ausmaß und Anreicherung von Bauxit auf dem Relief von obertriadischen Karbonaten (Alsópere-Bauxit-Formation).

Mittleres Albien: Palustrisch-lakustrisch-marine Sedimentation (Tés-Tonmergel-Formation). Sie geht im NE aus der Környe-Kalk-Formation durch Versumpfung hervor. Der größere Teil des Gebietes senkt sich aber, und es tritt oft eine grobklastische Basalschicht auf.

Das Sedimentationsbecken sinkt ungleichmäßig ab, die grobklastischen Einlagerungen weisen auf eine Schüttung von NE und auf eine dort auftretende raschere Subsidenz hin.

Die palustrische Sedimentation ist durch oszillative und nach oben zunehmend stärker werdende marine Episoden gegliedert.

Ende des mittleren Albien: Die Zufuhr klastischen Materials hört auf, weiträumig entwickelt sich ein rudistenführendes „platform reef“ (= unterer Teil der Zirc-Kalk-Formation). Die zwei Faziesräume des N-Bakony und des S-Bakony sondern sich voneinander ab.

Im Raum von Padragkút (SW Bakony) ist die Küstenlinie durch Bauxitanreicherung erkennbar.

Oberes Albien: Im Faziesraum des N-Bakony wird durch das Verschwinden des barrier reef die Verbindung zum offenen Meer verstärkt. Dies kommt in den lithologischen Merkmalen (Feinschutt von Quarz und Kalk, Glaukonit) und im Faunenbild zum Ausdruck.

Mitte des Vraconien: In einem großen Teil des Gebietes tritt für kurze Zeit Abtragung auf. Anschließend setzen mit einer stark glaukonitischen Basisschicht feinklastische neritische Mergel ein. Diese fehlen im südlichen Bakony.

Ende des frühen Cenomanien – mittleres Cenomanien: Das Einsetzen der Sandfraktion und deren späteres Vorherrschen sowie die rasche Verarmung der marinen Fauna zeigen den Rückzug des Meeres an.

1. Introduction

The present distribution of the formations is shown in Fig. 1. The Austrian (or rather the Tisian) phase at the end of the Aptian played an important role in the birth of the Central Range syncline. This is indicated among others by the position of the

formations older than the Tés Clay (Fig. 2). Flexing forms were followed by major vertical and occasionally, horizontal movements. Among these movements the recurring Eplény-Kardosrét fault line can be considered to be most important. The disappearance of complete or discontinuous Jurassic and Early Cretaceous sequences, even of the Tata Limestone NE of the fault and their restriction to a narrow strip in the Bakonycsérnye-Mór area can be attributed to this fault line. The fact that this fault was still active is indicated not only by the erosion of the mentioned formations but also by the accumulation of weathered cherty pebbles or chert detritus in the area SW of Zirc.

2. Paleogeography and evolutionary history

2.1. Early to Middle Albian

The bentonite-rich bed occurring at the base of the Tés Clay is probably an indication of volcanism accompanying tectonic movements. As the result of the desilification which affected the volcanic ? materials after tectogenetic morphological differences had been lost to erosion, the allites shifted from the limb towards the axis of the syncline. The Tés Clay-covered bauxites, not affected by erosion (Fig. 3), indicate that the quality is improving in the direction of the limbs. This further suggests that allitization ceased earlier along the axis than it did on the limbs.

Due to the slow subsidence of the area, the terrestrial sedimentation was replaced by paludal-lacustrine-marine sedimentation of varied lithology of the Tés Clay Formation.

The average petrographic pattern of the lowermost 5 meter thick part of the formation between Zirc and Mór (Fig. 4) suggests a morphologically slightly dissected substratum. According to this, swamp sedimentation took place east of the Dudar-Jásd line while lacustrine sedimentation predominated in SW direction. Along the southern margin and also in the Bakonyána-Dudar transversal line, mainly limestones and calcareous marls were formed. On the basis of the marls and subordinate carbonaceous clays observed in the densely drilled Perepuszta and Tés area, it may be concluded that the limestone facies is varied by a persisting unevenness of the bottom relief. It is also striking that most of the bauxites are associated with carbonaceous basal layers. Sand and sandstone deposits are known only along the southern margin between Balinka and Mór, conglomerates only found in the surroundings of Zirc and Eplény.

East of Mór the Middle Cretaceous sedimentation begins with a grey clay, while east of Pusztavám it begins with Toucasia limestones of reef origin (Környe Limestone Formation). From these the Tés Clay evolves with grey marls and clay layers. According to the drilling evidence of Oroszlány (e.g. borehole 0-1825) the Környe Limestone ends at the Vértessomló Siltstone Formation side with a barrier reef abounding with corals, extending first towards the southwest as a vast reef body with pachyodonts. Later it was reduced to a comparatively narrow strip. Acting as a barrier (Fig. 5b), it separated the purely marine Vértessomló Siltstone from the Tés Clay which was only occasionally affected by a marine influence. As sedimentation progressed, the northwest limb of the basin was subsiding at a higher rate (Fig. 5a),

this was compensated continuously by sedimentation also containing coarser detritus, e.g. conglomerate layers in boreholes Sur-1 and Nagyveleg. The axis of the basin bottom (Fig. 6), reflected by the zone of most frequent marine interbeddings, can therefore be drawn not near the northern limb but rather a little southwards from the medial line, between Zirc and Mór. Simultaneously with the sinking of the basin a smaller scale rising movement must have taken place in the more distant part of the NW limb. This allowed its major streams to repeatedly deliver coarse detritus to the basin over a longer period (Fig. 6).

The coarsest sediments, i.e. the conglomerates, consist only of pebbles of chert origin in both, the basal strata (West of the Kardosrét-Eplény line) and the higher strata (borehole Sur-1). The components of the sandstones appearing mainly in the upper parts of the sequence northeast of Mór, are quartz and quartzite. This indicates that the erosion had been relocated behind the carbonate terrain. This comparatively mature material suggests either a very distant source area or, more likely, a redeposition of nearby sedimentary rocks.

Until the appearance of the Zirc Limestone the seemingly uniform sedimentary basin of the Tés Clay remains a multitude of subbasins, varying not only in their size but also in their location. They were separated by swamp vegetation and possibly even by minor flat island-like elevations. This is indicated by the fact that lithological and paleontological correlations are impossible over larger distances. The analysis of the marine intercalations, mainly based on Ostracoda (Fig. 7), allowed even the most significant ingressions to be traced only approximately. A modern example of such a situation are the Everglades in Florida, U.S.A. Here, within an area of several thousand square kilometres, a maximum drop in elevation of 5 metres is encountered. Local differences in altitude are insignificant. In spite of this, the multitude of the geological features is significant.

The above comparison is not perfect because the sinking of the Everglades began about 5 thousand years ago and the oscillative changes of facies are yet untraceable. A subdivision of the basin explains the visible fact that sedimentation took place in a non-agitated environment. The latter is confirmed by calculations based on granulometric analyses. The aforementioned SE and SW attenuation of the idealized Tés Clay profile (Fig. 5) enables us to identify a sedimentary basin margin extending a maximum of 10 kilometres southeast of the present margin (Fig. 6).

The present morphology has retained certain features of the ancient one, although contrary trends are also possible (Mór graben).

Although I do not intend to enlarge upon theoretical questions concerning the present position of the major tectonic elements of the Hungarian Central Range Unit, there is one fact worth mentioning. Despite an ideal environment, we have no evidence of dinosaurs from the Tés Clay. This may indicate that a land bridge between the area in question and the continent was lacking.

2.2. Middle Albian

Various changes in sedimentation occurred almost simultaneously towards the end of the mid-Albian. The input of detritus ceased or decreased to a minimum and

facilitated the settling of thick-shelled molluscs and the formation of the platform-like reef (Zirc Limestone Formation) in the progressing sea. The sea, source of carbonate-containing sediments, transgressed beyond the Tés Clay in a southwest direction. In the littoral zone (Pa-7) most bauxite minerals from the allite blanket overlying a carbonaceous base were incorporated without resilification. The red-coloured pelites of borehole U-421 (4 kilometres away) were converted to caolinite with addition of Siliconium.

In the south Bakony, subsiding at a considerably faster rate than the northern part of the mountains, the strata are dominated by two facies types. Towards the inner part of the basin the reef facies increases in importance and frequency as compared to the littoral zone. A uniform limestone facies with a diverse gastropod fauna predominates and indicates a reduced salinity. Along with subsidence temporary emergences occurred frequently due to oscillation. Owing to the comparatively high precipitation, the establishment of little basins with a considerable freshwater content mainly in the marginal 1–2 kilometres usually representing higher subtidal to intertidal zones took place.

It is probably due to this fact that Mg-containing calcite and dolomite precipitation was not followed subsequently by gypsum or anhydrite.

In addition to the two predominant facies types, basins wide enough to enable a significant wave action were formed occasionally. Here true oolites along with orbitolines and intraclasts occurred. Five of WILSON'S facies zones have been distinguished in the area (Fig. 8).

At the very beginning of Zirc Limestone deposition a barrier reef probably existed in the northeast part in the Oroszlány-Környe line. Behind this the formation of platform-like reef structures with pachydonts began. Only in some places this vast, rather uniform formation was interrupted by channels and small basins. In spite of the slightly deeper position of the middle member as compared to the Eperkéshegy Member of reef-origin, hardgrounds with brown limonite coating, indicating short periods of emergence appeared. This is an indication for the differentiation of the region. The formation of the member was terminated by the localized recurrence of reef-like facies. At the same time the territory east of Pénzeskút was uplifted above sea level for short periods and karstified.

2.3. Upper Albian

The formation of the upper member (thinly bedded limestone) reflects a considerable paleogeographic change. The change in the fauna leaves no doubt about a change in the faunal province. The appearance of planktonic foraminifera provides evidence for the disappearance of the barrier reef. The presence of terrigenous carbonate and quartz sand is an evidence of differential movements of the hinterland of the sedimentary basin. Glauconite is also a new material here; its significance is not yet understood completely. It is generally acknowledged that water slightly cooler than that in the tropics is, among other factors, essential for glauconite formation. As the territory of the Transdanubian Central Range was still covered by a shallow sea at

that time the glauconite formation cannot be explained by the influence of cold water currents.

In the abundant literature on glauconite, it is in most cases agreed upon that formation of glauconite would not have been possible without proper source minerals, supposedly phyllosilicates, mainly different kinds of micas or montmorillonites (KÖSTLER and KOHLER, 1973).

Source rocks are of outstanding importance: Even if it appears that an input of volcanic material may explain the origin of the glauconites occurring in most parts of Europe at that time, other sources for potassium cannot be excluded.

2.4. Vraconian to Early Cenomanian

In the middle of the Mid-Vraconian, the northeast part of the sedimentary basin rose again above the sea level (Fig. 9). This initiated the weathering in the Oroszlány-Pusztavám area extending to the lower part of the middle member and occasionally to the Eperkéshegy Member. This territory is characterized by larger breaks in sedimentation. Here caverns 0.5–1.5 m in depth are filled with marl and clayey marl varieties of the Pénzeskút Marl, which abounds with glauconite. Basal detritus is missing entirely. In the surroundings of Jásd the degree of weathering is virtually negligible, although the detrital basal layer is 0.5 m.

West from here, at Bakonynána, the transition between Zirc Limestone and Pénzeskút Marl is considered to be continuous in spite of the fact that the 60–70 cm thick transitional section contains limestone detritus 0.5–3.0 cm in diameter in its middle part along with redeposited faunal elements. Phenomena indicating hardgrounds and small intraclasts are known from Olaszfalu and Pénzesgyőr. Glauconite content also significantly decreases in a SW direction, while sporadic faunal elements above the Eperkéshegy Member increase more and more in a SW direction and tend to become more and more related to the Southern-Bakony facies. The intertonguing of the two facies begins in the Bakonybél-Csehbanya area. According to one of the possible versions (Fig. 10), during the deposition of the lowermost third of the Pénzeskút Marl in the Northern-Bakony, lagoonal limestone deposition with isolated patch reefs was still in progress in the Southern-Bakony. In addition to faunal changes in a SW direction this is indicated by grading of the two formations into one another and by an increase in thickness of the upper member of the Zirc Limestone in the same direction. While in the Northern Bakony both rising and sinking movements took place, it is difficult to accept the same explanation for the unstable Southern Bakony facies. It is also difficult to explain the regression (Fig. 9) and transgression, not to mention the glauconitization and at the same time the existence of reef-building organisms.

According to another hypothesis concerning the contact of the two facies areas (Fig. 11), the age of the Northern and Southern Bakony facies can be considered to be essentially identical. This makes the cooling which probably had taken place by the time of major glauconitization more easy to explain. In spite of the evident signs of a transition, the original location of the two facies areas could be explained by horizon-

tal tectonic movements. This idea stems mainly from the fact that the Northern Bakony Middle Cretaceous shows affinity to the fauna of the northern margin of the Tethys while the gastropods in the South Bakony are not characteristic for this paleogeographic position. It seems that this differentiation has persisted from the Early Cretaceous (similarities of the Gerecse Lower Cretaceous to the Rossfeld beds and the Mogyorósdomb Limestone to the South Alpine Biancone facies) into the Mid-Cretaceous.

In the early Vraconian, surprisingly coarse basal detritus of the glauconite-rich layers (deposited at the beginning of sedimentation cycle) is traceable only in the south. SW of the sedimentary basin, sedimentation is continuous (Jásd-Bakonynána-Olaszfalu-Pínezsgyö), breaks in sedimentation are insignificant. The sequence of the Pénzeskút Marl Formation, which is subdivided into 3 members, shows microplankton (Foraminifera, Calcispaerulidae) and ammonite assemblages characteristic for an open sea without any barrier. Beside vertical differences in lithology, horizontal differences are insignificant or barely traceable due to subsequent weathering. The most important changes are the increase in carbonate and decrease in glauconite content in a SW direction. Benthonic organisms are present in a frequency similar to that of the planktonic and nectonic organisms (rich, both in species and specimens). This indicates that even in the middle member, the depth of the sea did not exceed the mid-to sublittoral. The horizontal uniformity of the lower and middle sections of the formation indicates a transgression beyond the earlier formations of the sedimentary cycle, i.e. an open sea environment. Frequent coalified remnants of vegetation can be attributed to a not too distant coastline (confirmed also by recurring large-body spores).

Intermediate andesitic volcanism is indicated both by the hornblende-pyroxene group identified by micromineralogical analyses in the lower three-fourths of the key section and by the frequent occurrence of varied feldspars.

2.5. Late Early to Middle Cenomanian

As the first sign of the sub-Hercynian tectonic phase, the territory began to uplift at about the end of the early Cenomanian. The marls were gradually replaced by silts and more frequently by sandstones. In the latter, a metamorphic source area could be defined, on the basis of microminerals. Ammonites and Foraminifera significantly decrease both in species and specimen numbers, indicating a decrease in salinity in the regressional sequence. As a sign of the advancing coastline, large-body spores sharply increase in number. As a result of subsequent full-scale tectonic movements the entire region emerged and was subsequently differentiated morphologically. The axis of the Central Range subsided inequilaterally as compared to the limbs, facilitating partial preservation of the earlier sequences. This has made it possible for us to study the sediments of the regressive limb over an area of a few square kilometres.

Acknowledgements

By interpreting their determinations, the author has received the greatest support from the following specialists: A. ORAVECZ SCHEFFER (Ostracoda), I. KOVÁCS BODROGI (microfauna), L. MÓRA CZABALAY (Gastropoda, Pelecypoda), A. HORVÁTH (Ammonites), M. JUHÁSZ (Spores and pollen), and L. RAVASZ BARANYAI (micromineralogy).

Their kind contributions are greatly appreciated.

Selected bibliography

- BENKŐ CZABALAY, L. (1965): Les Gastéropodes de l'Aptien, de l'Albien et du Cenomanien de la Montagne Bakony (Massif Central hongrois). — *Geol. Hung. Ser. Pal.* 31: 81–273; Budapest.
- *BONDOR, L. (1960): Investigation of sedimentary geology on Hungarian glauconitic rocks. — *Földt. Közl.* 90: 293–302; Budapest.
- *CSÁSZÁR, G. (1978): The Tés Clay Formation: a sketch of facies evaluation. — *Földt. Közl.* 108: 328–342; Budapest.
- + (1981): Contributions to the question of Middle Cretaceous bauxitization upon data from the borehole Padragkút Pa-7. — *MÁFI Évi Jel.* 1979: 211–224; Budapest.
- *FÜLÖP, J. (1961): Formations crétacées de la Hongrie. — *MÁFI Évk.* 49: 721–738; Budapest.
- *GELLAI, M. B. (1973): Mikrofaziologische Untersuchung von Schichtreihen des Alb-Kalksteins aus der Umgebung von Urkút. — *Veszprém megyei Múzeumok Közleményei* 12: 75–91; Veszprém.
- HAUER, F. (1862): Über die Petrefacten der Kreideformation des Bakonyer Waldes. — *Sitzungsb.* 44: 631–659; Wien.
- H. DEÁK, M. (1965): Recherches palynologiques des dépôts aptiens de la Montagne Centrale de Transdanubie. — *Geol. Hung. Ser. Pal.* 29: 4–105; Budapest.
- JUHÁSZ, M., GÓCZÁN, F. (1976): Early angiosperm pollen grains from Lower Cretaceous rocks of Hungary. — *Bot. Közl.* 63: 37–42; Budapest.
- *KNAUER, J. (1968): Otszet o rabote gruppu, zanimajusejszja izucseniom gor Bakony, za 1966 god. — *MÁFI Évi Jel.* 1966: 73–93; Budapest.
- *NOSZKY, J., jun. (1934): Beiträge zur Kenntnis der kretazischen Bildungen des Nördlichen Bakony. — *Földt. Közl.* 64: 99–136; Budapest.
- PEYBERNES, B., CONRAD, M. A. (1979): Les Algues du Crétacé inférieur de Hongrie. — *Bull. Centr. Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine* 3: 743–752; Pau.
- *SCHOLTZ, G. (1973): Geologische und stratigraphische Verhältnisse der mittelkretazischen Schichten des Bakony-Gebirges. — *Földt. Közl.* 103: 175–188; Budapest.
- (1979): Die Ammoniten des Vracon (Oberalb, dispar-Zone) des Bakony-Gebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der westmediterranen Faunenprovinz. — *Palaeontographica Abt. A.* 165: 1–136; Stuttgart.
- *SIDÓ, M. (1966): Studium der cenomanischen Ablagerungen des Bakonygebirges anhand von Foraminiferen. — *MÁFI Évi Jel.* 1964: 233–247; Budapest.
- SZÖRÉNYI, E. (1955): Échinides Crétacés de la Montagne Bakony. — *Geol. Hung. Ser. Pal.* 26: 7–140; Budapest.
- TAEGER, H. (1915): Ujabb megfigyelések a tulajdonképeni Bakony nyugati végéről és középső részéről. — *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* 1914: 339–355; Budapest.
- *TELEGDI ROTH, K. (1935): Daten aus dem nördlichen Bakony-Gebirge zur jungmesozoischen Entwicklungsgeschichte der „Ungarischen Zwischenmasse“. — *MTA Matematikai és Term. Tud. Értesítő* 52: 205–252; Budapest.

Papers marked with + were published in Hungary with foreign-language abstracts as listed in the Bibliography.

Abbreviations used in the Bibliography:

Bot. Közl. = Botanikai Közlemények (Budapest)

Bull. Cent. Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine = Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine (Pua)

Földt. Közl. = Földtani Közlöny (Budapest)

Geol. Hung. Ser. Pal. = Geologica Hungarica, Series Paleontologica (Budapest)

MÁFI Évi Jel. = Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése (Budapest)

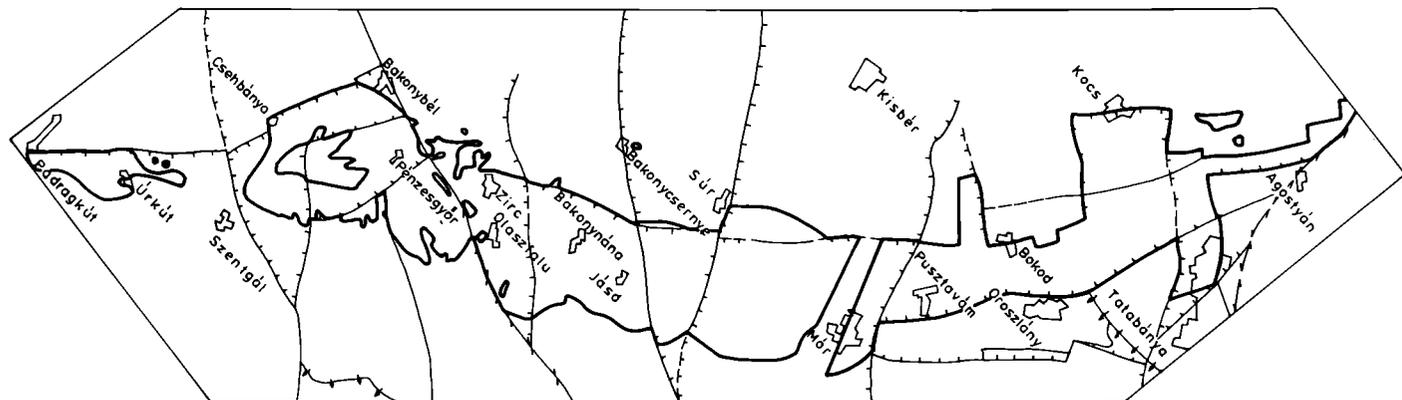
MÁFI Évk. = Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve (Budapest)

M. Kir. Földt. Int. Évi Jel. = Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése (Budapest)

MTA Matematikai és Term. Tud. Értesítő = Magyar Tudományos Akadémiai Matematikai és Természettudományi Értesítő (Budapest)

Sitzungsb. = Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse (Wien)

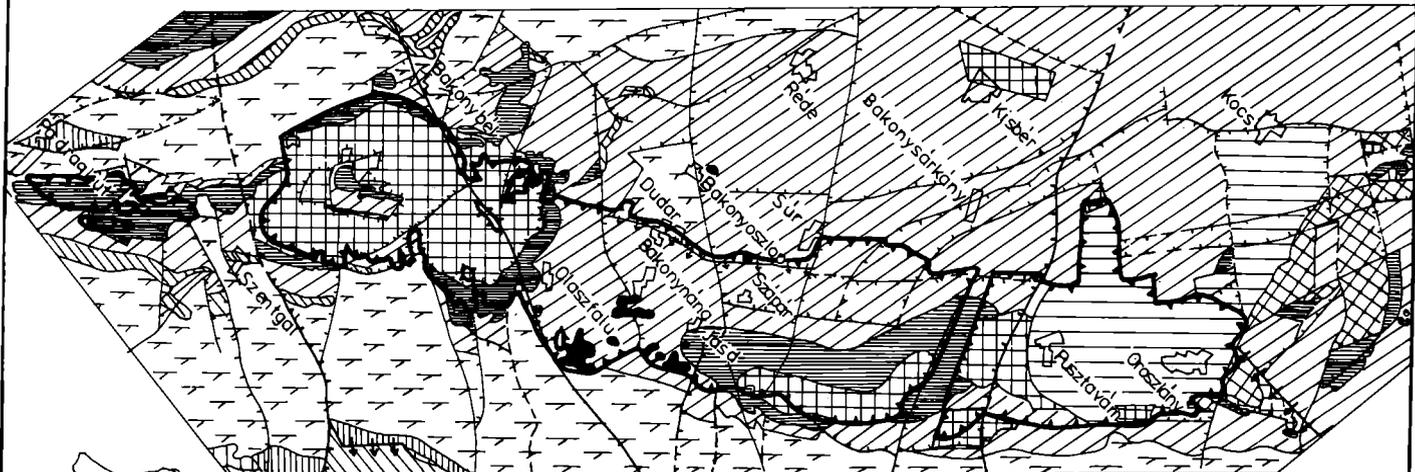
Fig. 1.



MID-CRETACEOUS FORMATIONS IN THE TRANSDANUBIAN CENTRAL RANGE
(EXCEPT TATA LIMESTONE FORMATION)

Fig. 2.

SUBCROP MAP OF THE TÉS CLAY FORMATION

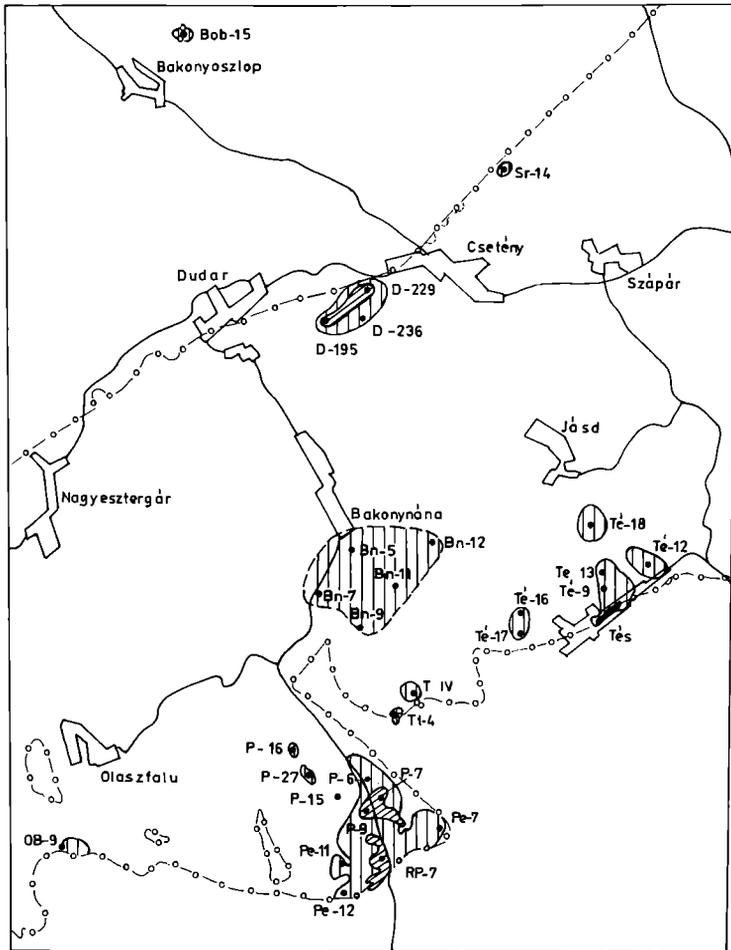


Budapest

- | | | | | | | | |
|---|---------------------------------|---|--|--|--|---|----------------------------|
|  | VÉRTESSOMLÓ SILTSTONE FORMATION |  | TATA LIMESTONE FORMATION |  | KÖSSEN FORMATION AND TRANSITIONAL BEDS |  | MIDDLE TRIASSIC FORMATIONS |
|  | KÖRNYE LIMESTONE FORMATION |  | JURASSIC AND LOWER CRETACEOUS FORMATIONS |  | HAUPTDOLOMITE FORMATION |  | LOWER TRIASSIC FORMATIONS |
|  | ALSÓPERE BAUXITE FORMATION |  | DACHSTEIN LIMESTONE FORMATION |  | VESZPRÉM MARL FORMATION | | |

D BOUNDARY OF THE TÉS CLAY FORMATION

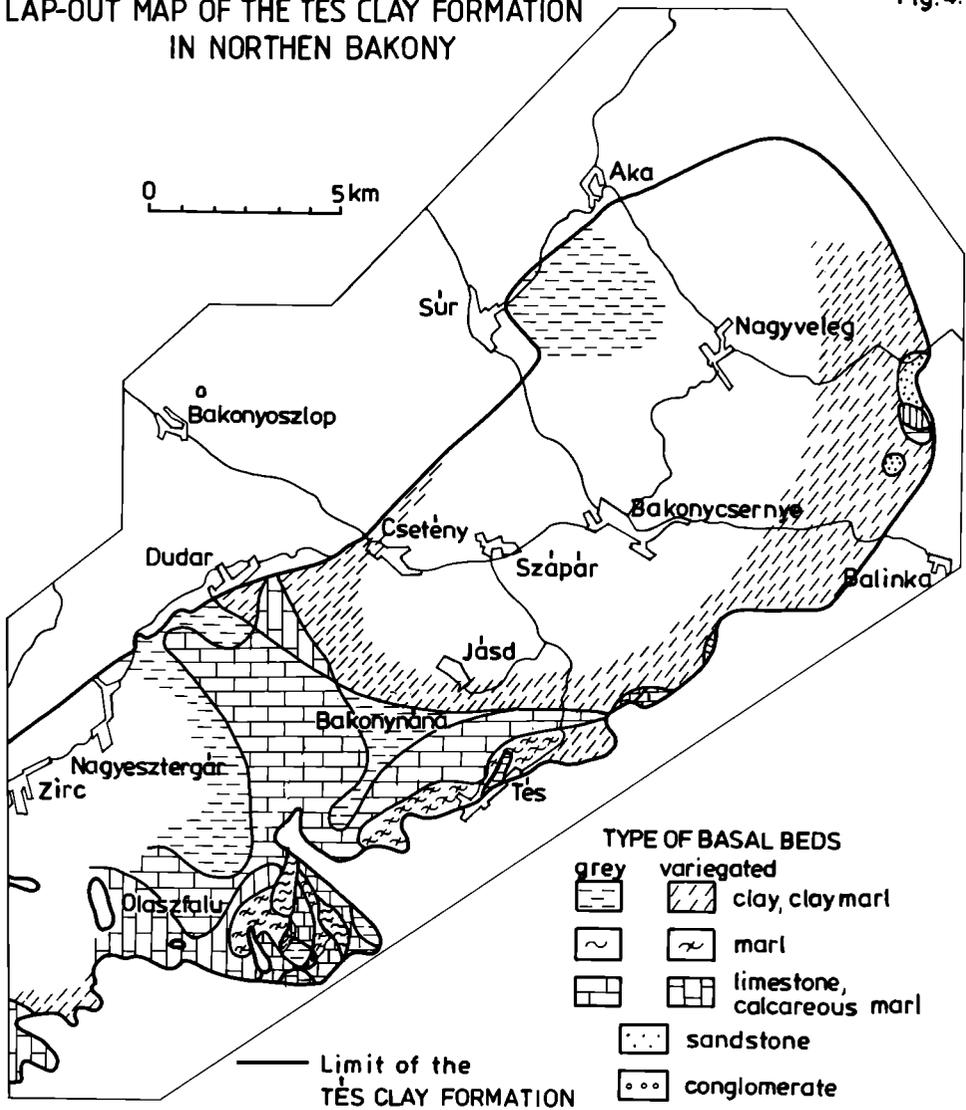
ISOPACH MAP OF THE ALSÓPERE BAUXITE FORMATION IN NORTHERN BAKONY Fig.3.



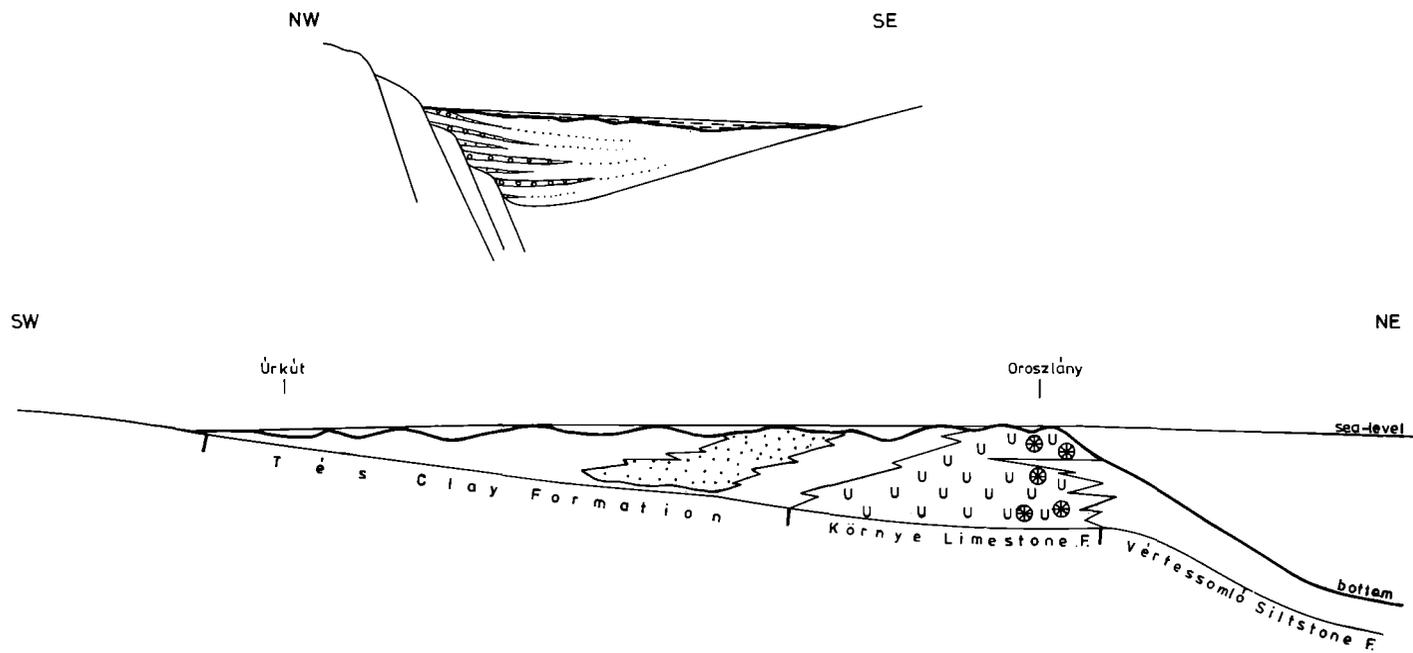
- Boundary of the Tés Clay Formation
- Isopach
- ▬ Assumed extension of bauxite lenses
- ▧ Thickness of bauxite < 5 m
- ▨ Thickness of bauxite > 5 m

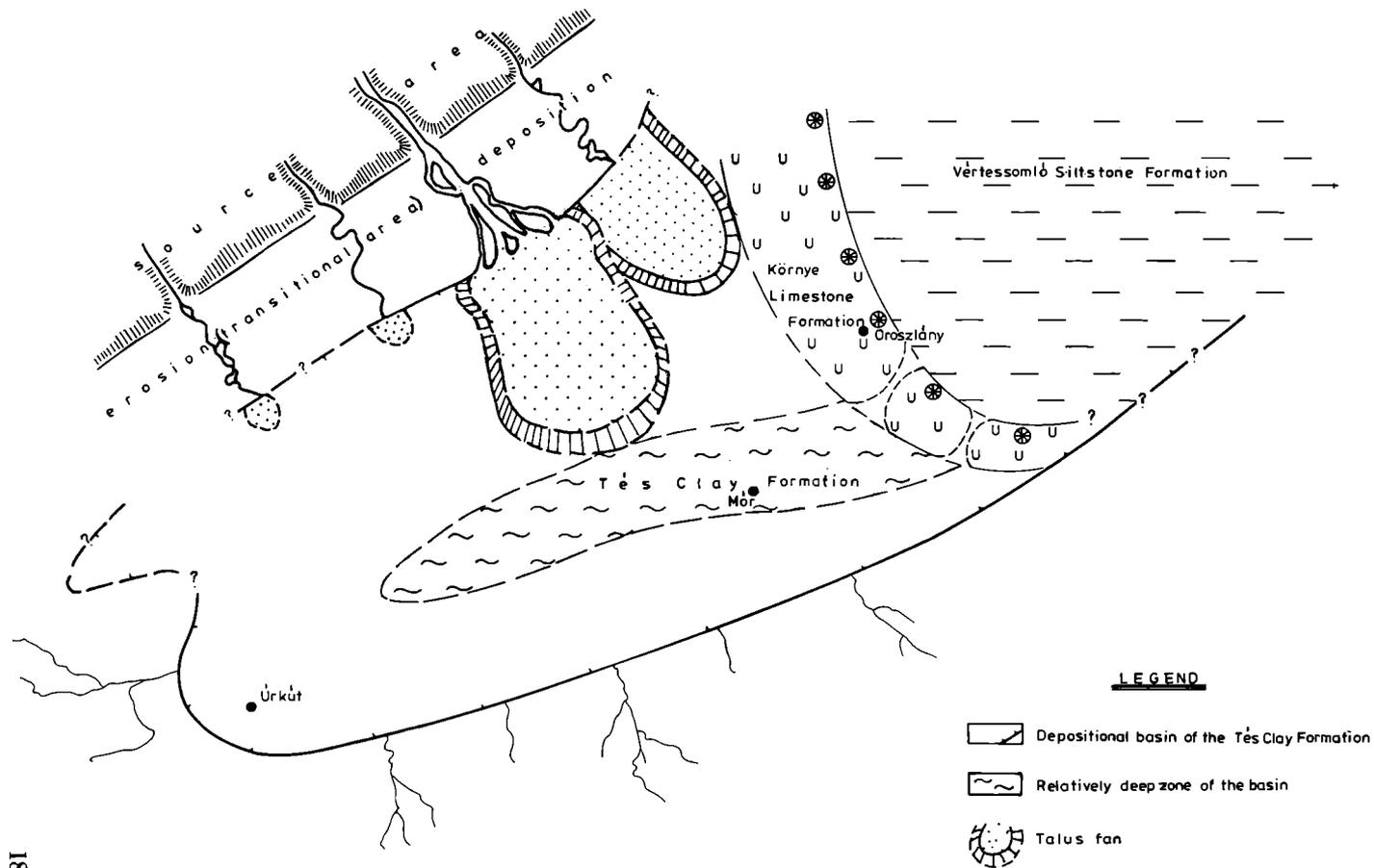
LAP-OUT MAP OF THE TÉS CLAY FORMATION
IN NORTHERN BAKONY

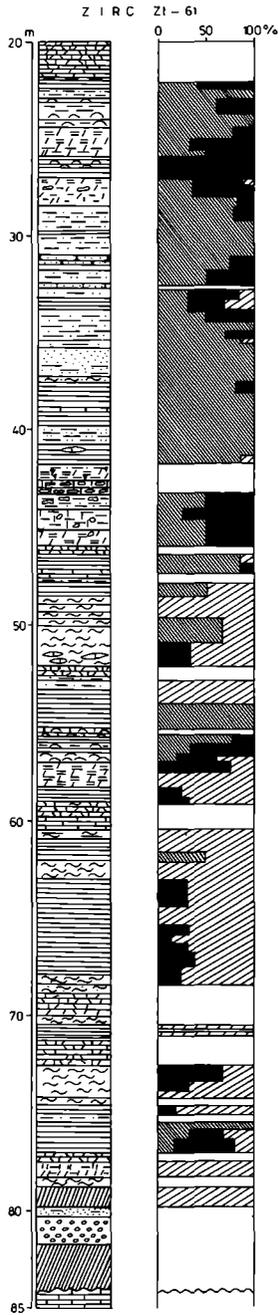
Fig.4.



GENERALIZED SECTIONS SHOWING THE TERMINAL SEDIMENTATION OF THE TÉS CLAY FORMATION
IN THE TRANSDANUBIAN CENTRAL RANGE

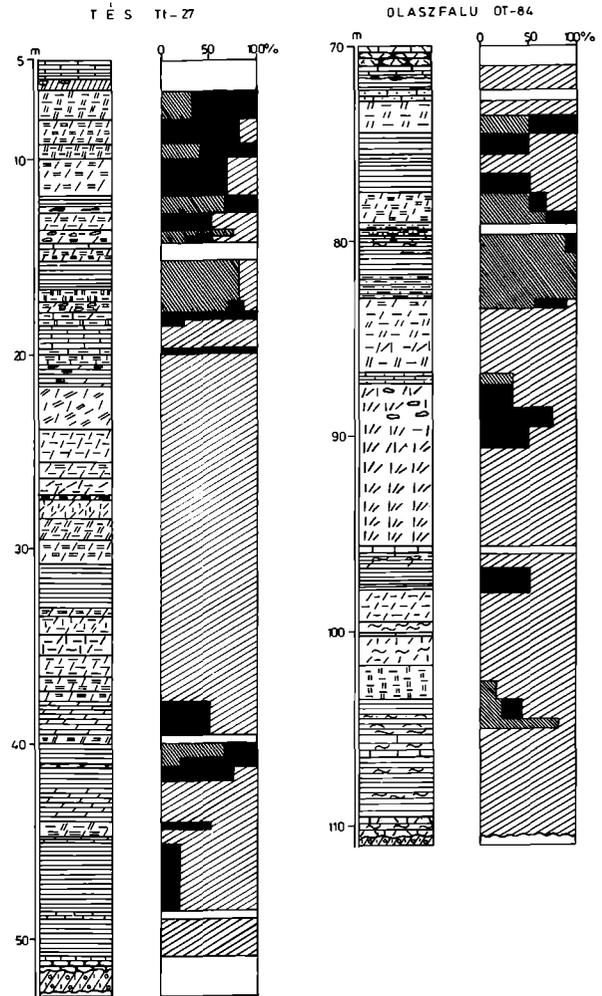






Percentage distribution is based on the number of taxa.

DISTRIBUTION OF FACIES INDICATOR OSTRACODES IN THE BOREHOLES OF THE TĚS CLAY FORMATION



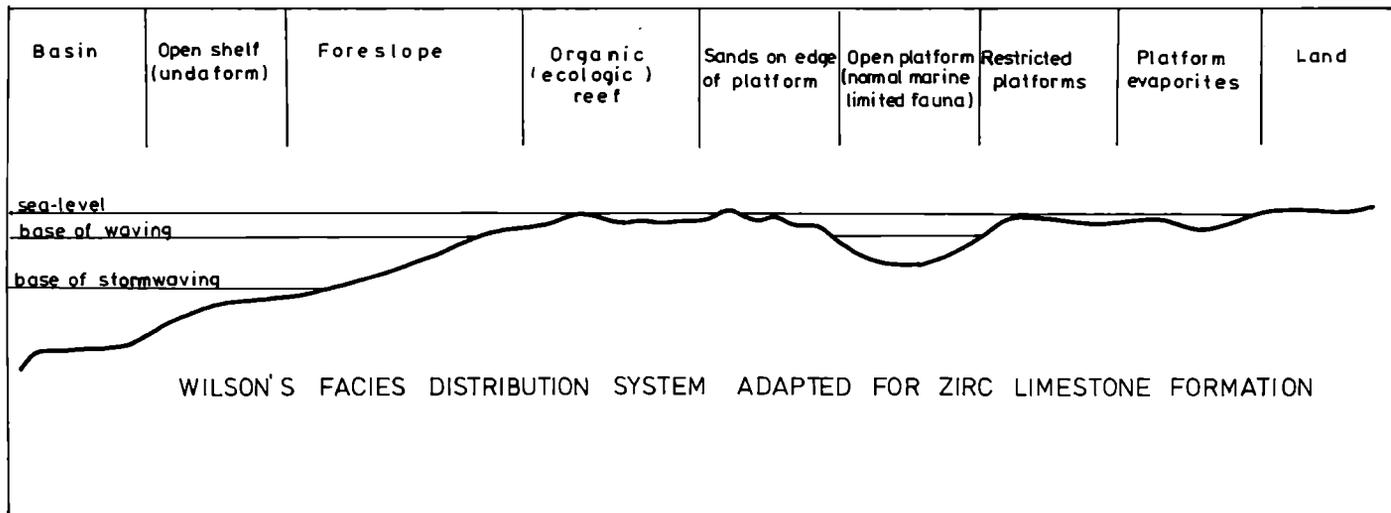
LEGEND

- | | | | |
|------------------|-------------------------|----------------------|----------------------------|
| bauxite | grey clay and clay marl | variegated clay | yellow and brown clay marl |
| marl | siltstone | sandy siltstone | sand, sandstone |
| conglomerate | limestone | bioclastic limestone | sandy nodular limestone |
| limestone lenses | lime concretions | petecypods | piseide |

FACIES

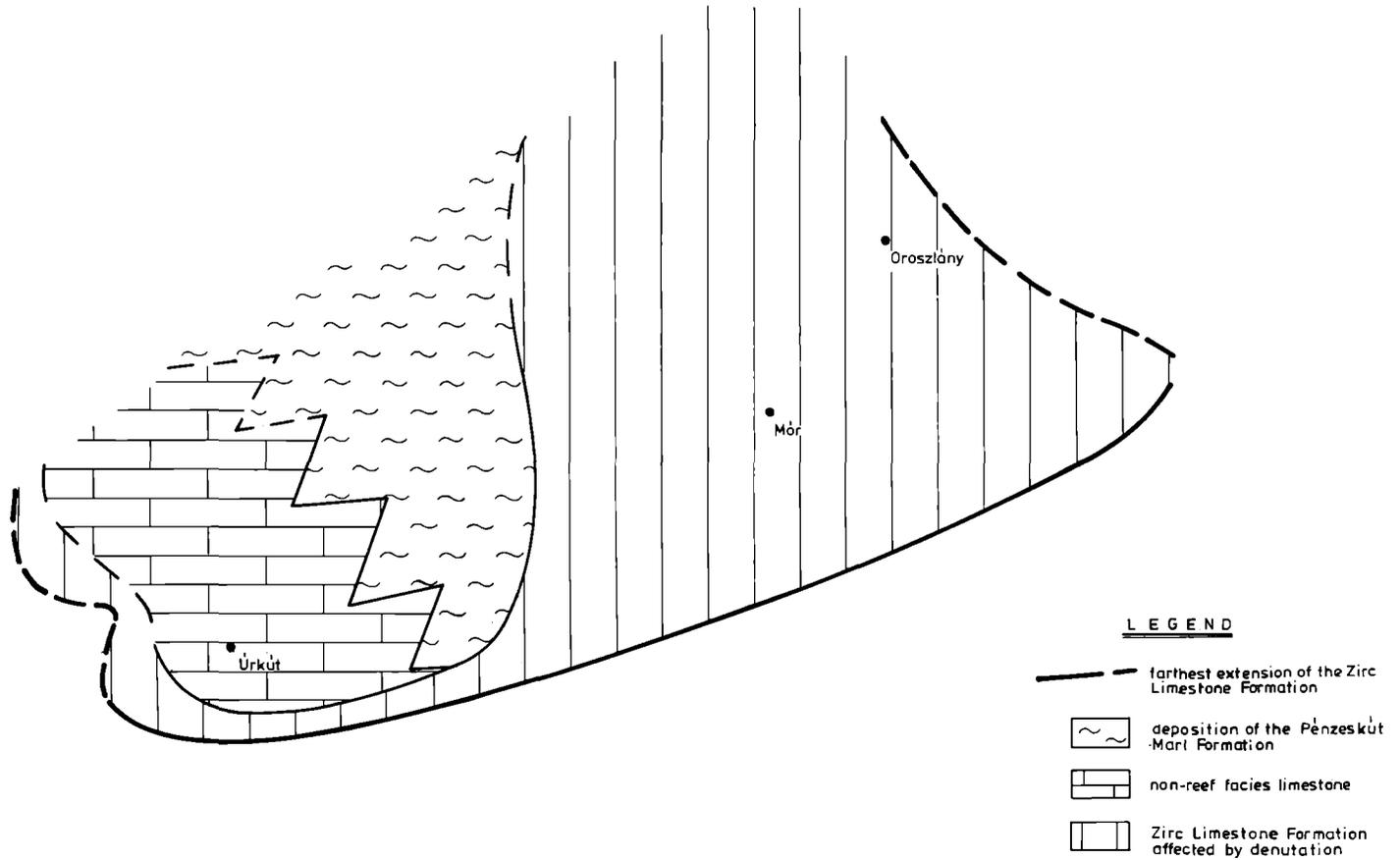
- | | | |
|-------|----------------|------------|
| marin | brackish water | freshwater |
|-------|----------------|------------|

Fig 8.



FACIES DISTRIBUTION IN THE TRANSDANUBIAN CENTRAL RANGE AT THE MAXIMUM
OF THE MIDDLE VRACONIAN REGRESSION

Fig. 9.



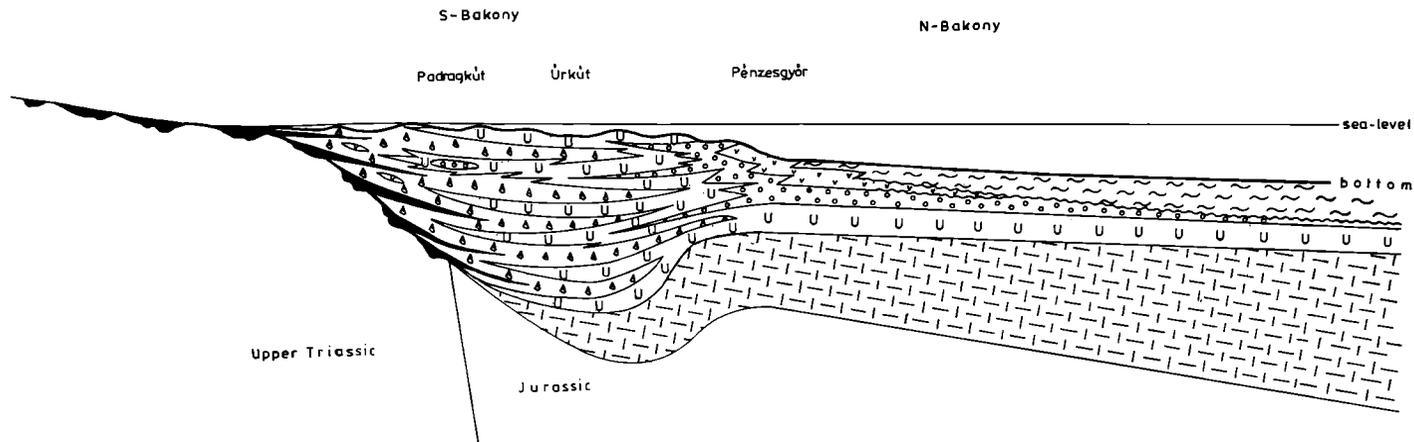
CONNECTION BETWEEN THE TWO MAIN FACIES OF THE ZIRC LIMESTONE FORMATION

Fig. 10.

Version №1

NE

SW

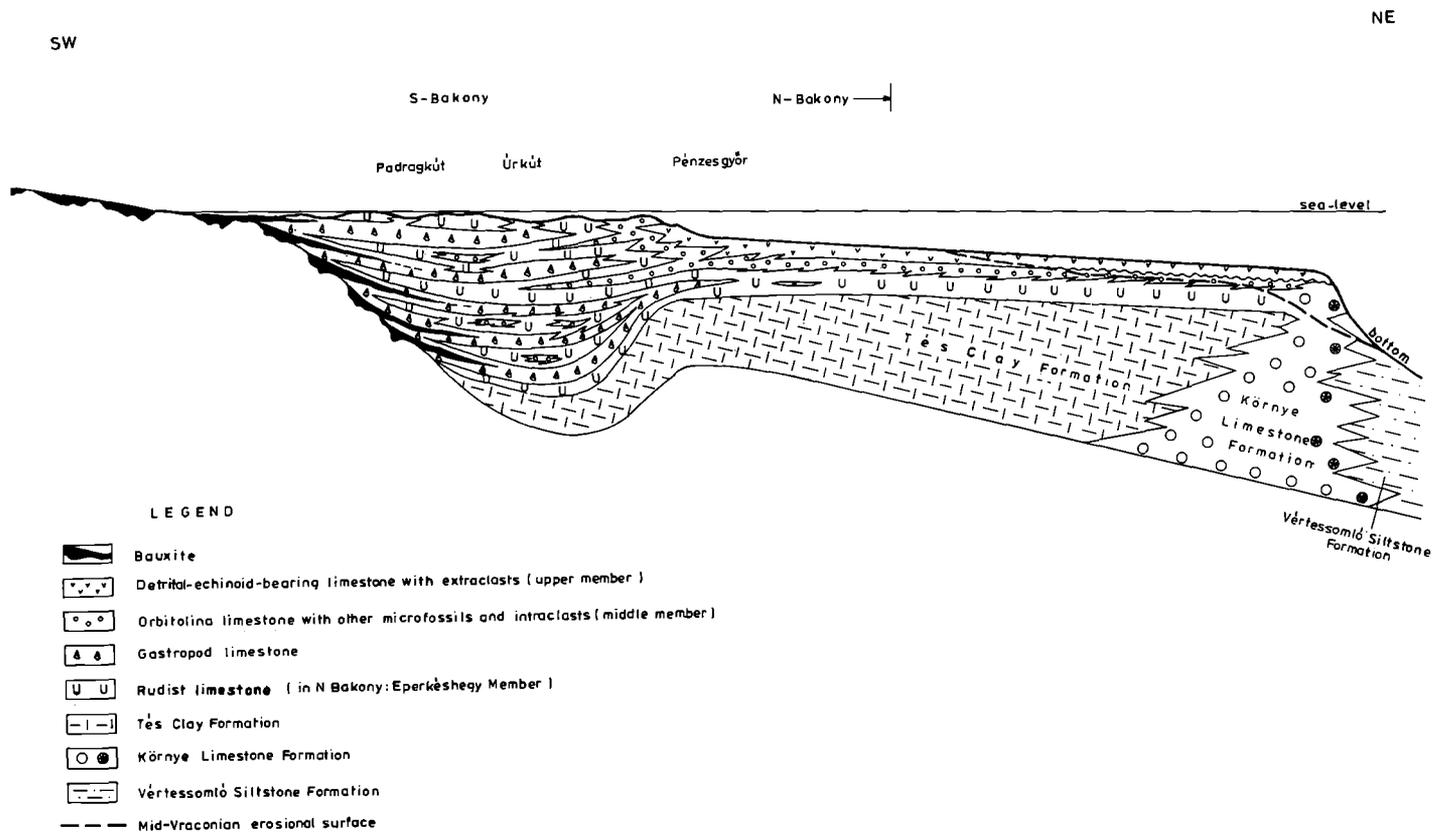


LEGEND

-  Pénzeskút Marl Formation
-  Detrital-echinoid-bearing limestone with extraclasts (upper member)
-  Orbitolina limestone with other microfossils (middle member)
-  Rudist limestone (in N Bakony: Eperkéshegy Member)
-  Gastropod limestone
-  Bauxite lenses and intercalations
-  Tés Clay Formation

CONNECTION BETWEEN THE TWO MAIN FACIES OF THE ZIRC LIMESTONE FORMATION

Version №2



Die Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes am Südsporn der Böhmisches Masse

The Middle and Upper Cretaceous underlying the Molasse along the Southern extension of the Bohemian Massif

Von R. FUCHS, G. WESSELY und O. S. SCHREIBER*)

Mit 9 Abbildungen

Zusammenfassung. Die autochthone Mittel- und Oberkreide am südlichen Randsaum der Böhmisches Masse wurde unter der Molasse in zahlreichen Bohrungen angetroffen. Die Schichtfolge reicht in Oberösterreich vom Cenoman bis in das Untercampan, in Niederösterreich vom Cenoman bis ins Obermaastricht.

Die Kreide liegt im östlichen Oberösterreich direkt auf dem Kristallin der Böhmisches Masse. Sie zeigt marine Schelffazies, in die zu verschiedenen Zeiten deltaartige fluvio-gene Schüttungssysteme vordringen. Das Kristallin ist immer aufgearbeitet (Schiedlberger Kristallinschutt), darüber folgen im W fluvial transportierte Sandsteine (Schiedlberger Hellsandstein) und über dem gesamten Bereich der Schiedlberger Kohlesandstein. An der Wende Cenoman/Turon kommt es zur transgressiven Bildung von glaukonitischen Sandsteinen (Piberbacher Glaukonitische Formation), die im W von mergeliger Fazies (Wirnzberger Mergelformation) und weiter im E von Sandschüttungen (Neuhofener Hauptsandstein) bedeckt werden. Über diesem liegende kohlige Grobsandsteine (Niederneukirchener Grobsandstein) repräsentieren den fluvialen Anteil einer Deltafazies im Coniac. Ein neuerlicher Vorstoß des Marin führte zur Bildung der sogenannten Steyrer Zwischenschichten. Relativ mächtige Sandsteinserien stellen im folgenden einen Delta-Frontbereich dar. Dieser geht in Form von gröberen und feineren Sanden (Thanner- und Harmannsdorfer Sandstein) allmählich in die Mergelfazies (Wirnzberger Mergelformation) im W über. Terrestrisch-fluviale Schichten, zum Teil mit etwas Kohle (Teufelsgrabener Formation), die von Eozänsanden überlagert werden, sind aufgrund der spärlichen Fossilien in die Oberkreide bis Alttertiär zu stellen.

In Niederösterreich liegt die autochthone Kreide diskordant auf Jura. Darüber transgredieren – wie im W – glaukonitische Serien (Ameiser Grünsandstein).

*) Adresse: Dr. Reinhard FUCHS und Dr. Otto S. SCHREIBER, ÖMV-AG, LAP, Stratigraphie-Paläontologie, Gerasdorfer Straße 151, A-1210 Wien;
Dr. Godfried WESSELY, ÖMV-AG, Geologie, Hintere Zollamtsstraße 17, A-1030 Wien.

Im Oberturon kommt es zur Bildung von sandig-mergeligen Kalken (Ameiser Kalkbank), die im Coniac von einer Mergelfolge (Ameiser Mergel) des marinen Schelfs abgelöst werden. Ein Hangendsandstein beendet das Profil in dieser Ameiser Gruppe. Die stratigraphisch darüberliegende Poysdorfer Gruppe ergänzt die Abfolge bis in das Maastricht mit Sandsteinen, einer Mergelfolge (Poysdorfer Mergel) und letztlich wieder mit kalkig-mergeligen Sandsteinen (Poysdorfer Sandstein). In tektonisch isolierten Schuppen („Mucronatenschichten“) wurde außerdem noch Obermaastricht gefunden.

Die Kreide in Nieder- und Oberösterreich am Südsporn der Böhmisches Masse im Molasseuntergrund zeigt im Cenoman/Turon einerseits Beziehungen untereinander (Glaukonitsandsteine), andererseits sind bio- und lithofazielle Ähnlichkeiten mit der Bayerischen Kreide bzw. mit der Böhmisches und Mährischen Kreide nicht zu übersehen. Ebenso weisen die Faunenvergesellschaftungen in die gleichen Ablagerungsräume. Ab dem Coniac scheinen die Faunen keinen faziellen Zusammenhang mehr um den Südsporn der Böhmisches Masse zu haben. Faunenanalogen zu weiter im S gelegenen Sedimentationsräumen sind nur im begrenztem Maße (Helvetikum) oder gar nicht zu sehen (Gosau).

Schwermineralassoziationen zeigen ursprünglich Zirkon-Vormacht und ein Umschlagen ab dem Campan zu vorwiegend Granat-Maxima.

Summary. Autochthonous Middle and Upper Cretaceous sediments were found in many drillings below the Molasse Zone southeast and southwest of the Bohemian Massif. In Upper Austria the sequence extends from the Cenomanian to the lower Campanian, in Lower Austria from the Cenomanian to the Upper Maastrichtian. In the eastern part of Upper Austria, Cretaceous sediments directly overlie the granites of the Bohemian Massif. They are developed as a marine shelf-facies with recurring marginal delta-like fluvial sediments.

Crystalline rocks are always reworked (Schiedlberger Kristallinschutt). In the western part of the investigated area fluvial transported sandstones with porcelain clay (Schiedlberger Hellsandstein) may be found. Above this the entire area is covered with the Schiedlberger Kohlesandstein (sandstones with coal and clays, rootgrounds, sometimes bioturbation). This environment is considered to be a marsh-facies. At the Upper Cenomanian/Lower Turonian boundary a transgression phase introducing glauconitic sandstones takes place. This "Piberbacher Glaukonitische Formation" is comparable to the Regensburger Sandstein in Bavaria.

Sedimentation is continued to the West by marine marls (Wirnzberger Mergelformation) characterized by assemblages of rich microfaunas. To the East, a marine sandstone, the Neuhofer Hauptsandstein, indicates a regression. Carbonaceous coarse-grained sandstones with coal detritus lie above and represent a marsh-distributary-facies within the Coniacian (Niederneukirchener Grobsandstein). Another marine transgression resulted in the so called Steyrer Zwischenschichten (bioturbate sandstones, marls) (Fig. 9). During the Santonian, debris was shed into the basin from NE. These fine- and coarse-grained sandstones (Harmannsdorfer and Thanner Sandstein) are relatively thick and represent the delta-front range. They pinch out within the marly facies to the West. The terrestrial-fluvial sediments (Teufelsgrabener formation), covered by Eocene sandstone, mostly lack fossils.

In Lower Austria the autochthonous Cretaceous is situated unconformably upon Jurassic limestones. There is a transgression of glauconitic sandstone similar to Upper Austria (Ameiser Grünsandstein). In the Upper Turonian, sandy marly limestones (Ameiser Kalkbank) are formed. During the Coniacian, marine marls of shelf-character are deposited (Ameiser Mergel). Finally, a sandstone, named Ameiser Hangendsandstein according the borehole Ameis 1 (Fig. 1) forms the uppermost member of the Ameiser Gruppe. The Poysdorfer Gruppe continues the profile up to the Maastrichtian (sandstones, marls, and again sandstones). Tectonically isolated klippen contain rich microfaunas of the Upper Maastrichtian ("Mucronatenschichten").

The microfaunas indicate marine connections between the sedimentary areas in Lower and Upper Austria south of the Bohemian Massif in Cenomanian/Turonian times. Furthermore, bio- and lithofacial relations to the Bavarian Cretaceous and to the Cretaceous in Czechoslovakia are evident. With the beginning of the Coniacian the microfaunas appear to have no connection around the southern spur of the Bohemian Massif. Affinities to sedimentation areas in the South have only been observed to the Helvetic tectonic zone and not to the alpine Gosau.

An analysis of heavy minerals shows a change from Zircon-maxima to Garnet-maxima at the Santonian/Campanian boundary.

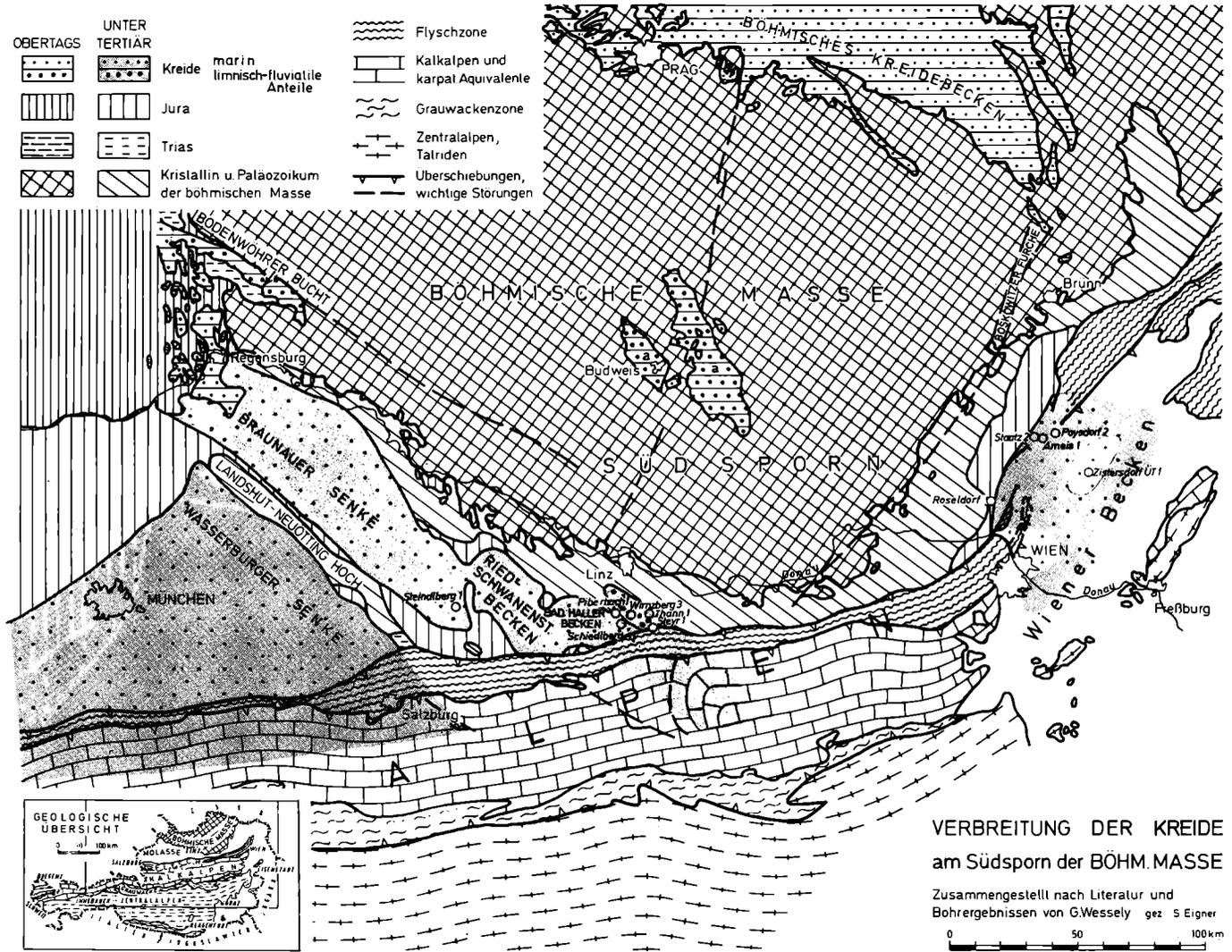
1. Einleitung

Seit langem sind Ausschnitte aus dem kretazischen autochthonen Sedimentmantel am Südsporn der Böhmisches Masse in der Waschbergzone bzw. Steinitzer Zone bekannt (R. GRILL, 1962). Sie liegen als Abschürfungen an jungen, alpinkarpatischen Bewegungsbahnen, sind lithologisch und paläontologisch gut dokumentiert (zuletzt H. A. KOLLMANN et al., 1977). Sogar über die übergreifende Lagerungsbeziehung zu ihrem Liegenden (Ernstbrunner Kalke) weiß man Bescheid. Dennoch sind es aus dem sedimentären Zusammenhang gerissene Vorkommen, deren Kombination nicht lückenlos möglich ist. Zudem gibt es über ihre Transportweite noch keine sicheren Angaben. Aus dem Raum der Südwestflanke des Sporns der Böhmisches Masse ist an der Oberfläche südostwärts von Regensburg nichts erschlossen.

In beiden Gebieten brachten erst in den letzten Jahrzehnten Bohrungen im Molasseuntergrund Niederösterreichs und Oberösterreichs ein zusammenhängendes Bild von der Verbreitung, dem stratigraphischen Umfang, der Fazies und der Mächtigkeit, sodaß sich die Kenntnis über die paläogeographischen und paläotektonischen Zusammenhänge von der Kreide am S-Sporn der Böhmisches Masse wesentlich erweitert hat.

In zwei Berichten (R. FUCHS & G. WESSELY, 1977 und G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981) wurde getrachtet, die durch Bohrungen der ÖMV erschlossenen nieder- und oberösterreichischen Anteile der Kreide lithofaziell und biostratigraphisch zu dokumentieren. Mit vorliegender Arbeit wird eine Darstellung der Typusprofile im Sinne der Mitteleuropäischen Arbeitsgruppe „*Mid Cretaceous Events*“ gegeben, bestimmte Ergänzungen nachgeholt und ein Vergleich der erbohrten Kreideablagerungen mit den in benachbarten Räumen erbohrten und aufgeschlossenen Kreideanteilen gezogen. Daraus werden Schlußfolgerungen über die Paläogeographie im Bereich des Südsporns der Böhmisches Masse abgeleitet. Für die Exploration auf Kohlenwasserstoffe hat der nun vorliegende Kenntnisstand Bedeutung bei der im Zuge der Tiefbohrfähigkeit notwendigen stratigraphischen Identifizierung von autochthonen Sedimentanteilen, bei der Verfolgung von Speichergesteinen, vor allem von fluviogenen, gut porösen Sandsteinen, die auch unter den Alpenkörper hineinziehen.

In diesem Zusammenhang haben die Autoren für Unterstützung der Arbeit vor allem Prof. Dr. A. KRÖLL, dem Leiter der Geologie, sowie der ÖMV-Aktiengesell-



VERBREITUNG DER KREIDE am Südsporn der BÖHM. MASSE

Zusammengestellt nach Literatur und Bohrergebnissen von G.Wessely gez S Eigner

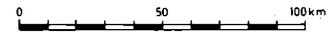


Abb. 1. Verbreitung der Kreide am Südsporn der Böhmischen Masse

schaft für die Erlaubnis, die Untersuchungsergebnisse zu veröffentlichen, zu danken. Dr. SAUER (ÖMV-AG) untersuchte freundlicherweise zahlreiche Schwermineralproben.

2. Verbreitung der Kreide und die morphotektonischen Voraussetzungen dafür

Die Erhaltung des Kreidesedimentmantels richtet sich nach den in der Böhmisches Masse begründeten morphotektonischen Anlagen, die auch die Herausbildung des kristallinen Südspornes bewirkten. An seiner SE- und SW-Flanke wird dieser durch Molasse begrenzt. Die Begrenzung der Kreide entlang des Sporns ist bereits von Molasse bedeckt. Sie ist nicht die ursprüngliche Küstenlinie, sondern durch nachkretazische Erosion oder Einsenkung an Störungen entstanden. An der Südwestflanke begleiten den Sporn Sediment-Areale in Form des Braunauer, des Ried-Schwanenstadt- und des Bad Haller Beckens. Dieser Kreidetrog ist im SW durch die parallel dazu verlaufende Landshut-Neuöttinger Schwelle vom Wasserburger Becken getrennt. Diese Elemente setzen sich im wesentlichen unter den Alpen schräg zu deren Überschiebungslinie fort. Das Liegende der Kreide im östlichen Oberösterreich ist zunächst Kristallin, weiter westlich auch Jura. Unterkreide fehlt im E, während sich im W die Kreide nach unten komplettiert (H. TILLMANN, 1964). Die Verbreitungsgrenze der Kreide an der Südostflanke der Böhmisches Masse geht richtungskonform mit mesozoischen Einsenkungszonen, deren Wirksamkeit bereits im Dogger nachgewiesen ist, und die offensichtlich die Streichrichtung der alpinen Überschiebung und schließlich der jungen Störungen des Wiener Beckens beeinflussen. Es ist anzunehmen, daß sich der westliche Erosionsrand dieser Kreide, der sich von Staatz über Roseldorf verfolgbar in südlicher Richtung fortsetzt, um den Sporn der Böhmisches Masse herum mit dem oberösterreichischen Kreidesaum unter den Kalkalpen verbindet. Die östliche Begrenzung der niederösterreichischen Kreide ist unbekannt. Informationen über ihre Verbreitung gegen Osten bilden neben aufgeschürften Klippen in der Waschbergzone die hohe Oberkreide der Bohrung Zistersdorf ÜT 1, die unter Flysch und Molasse in 7511 m Tiefe, vermutlich als Gleitblock, angetroffen wurde (höh. Campan – Maastricht). Das Liegende der Mittel- und Oberkreide im Molasseuntergrund Niederösterreichs wird durch Jura gebildet, Unterkreide fehlt (F. BRIX, A. KRÖLL & G. WESSELY, 1977).

3. Die Schichtfolge der Kreide im Molasseuntergrund nach ausgewählten Typusprofilen

Die erbohrten Mittel- und Oberkreidevorkommen am Südsporn der Böhmisches Masse lassen sich an Hand von 8 ausgewählten Bohrungen faziell gut dokumentieren (Abb. 2–6). Für die marine Schelffazies im W (Oberösterreich) werden die Bohrungen Piberbach 1 und Wirnzberg 3 als Typusprofile vorgestellt, eine Verzahnung mit fluviogenen deltaartigen Sedimenten am Rand zur Böhmisches Masse zeigen die Bohrungen Steyr 1 und Thann 1 in typischer Weise.

An der SE-Seite der Böhmisches Masse (in Niederösterreich) sind in den Bohrungen Staatz 2, Ameis 1–4 und Poysdorf 2 Beckensedimente des marinen Schelfs aufgeschlossen. Randsedimente, wie sie aus Oberösterreich bekannt sind, wurden hier im E nicht angetroffen.

Bei der Beschreibung der lithostratigraphischen Einheiten wurde getrachtet, die Empfehlungen der Arbeitsgruppe für Stratigraphie der Österreichischen Geologischen Gesellschaft zu berücksichtigen (F. STEININGER et al., 1985). Dies war jedoch nicht in allen Fällen möglich, da bei binärer Benennung lithostratigraphischer Einheiten in Bohrungen ein Mangel an geologischen Begriffen besteht. Es wurde versucht, die Nomenklatur den bereits bestehenden lithostratigraphischen Bezeichnungen, wie sie in Oberösterreich (G. WESSELY, O. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981) und Niederösterreich (R. FUCHS & G. WESSELY, 1977) eingeführt wurden, anzupassen:

Oberösterreich G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS (1981)	Neue Bezeichnung (1984)
Terrestrisch-limnische Serie Obere Sandsteinserie Zwischenserie Mariner Mergelkomplex Kohlige Grobsandsteinserie Hauptsandstein Glaukonitische Serie Basisschichten: Kohlige Basalserie Kaolinischer Hellsandstein Kristallinschutt	Teufelsgrabener Formation { Harmannsdorfer Sandstein Thanner Sandstein } Steyrer Zwischenschichten Wirnzberger Mergelformation Niederneukirchener Grobsandstein Neuhofener Hauptsandstein Piberbacher Glaukonitische Formation Schiedlberger Formation: Schiedlberger Kohlesandstein Schiedlberger Hellsandstein Schiedlberger Kristallinschutt
Niederösterreich R. FUCHS & G. WESSELY (1977) Poysdorfer Komplex Ameiser Komplex	Poysdorfer Gruppe Ameiser Gruppe

3.1. Oberösterreich

Die Basis bildet in Oberösterreich überall das Kristallin der Böhmisches Masse in Form von Graniten bzw. Biotitgraniten, darüber liegen bis zu 45 m mächtige Kristallinschuttlagen (Piberbach Ost 1, Schiedlberg 1) bzw. Verwitterungszonen. Der bunte Kristallinschutt besteht aus schlecht sortierten Feldspäten, Quarzen und Glimmern und muß daher als terrestrisch aufgearbeitet betrachtet werden. Dieser Schiedlberger Kristallinschutt bildet die Basis der Schiedlberger Formation.

Im W im Raum Piberbach folgt der Schiedlberger Hellsandstein mit meist gut gerundeten Quarzkomponenten und kaolinischem Bindemittel. Dazwischengeschal-

tet finden sich kieselige Tone, die z. T. resedimentiert sind. Dieser Hellsandstein ist als fluviatil transportiert anzusehen.

Darüber liegen kohlige Sandsteine und Tone mit Kohleschmitzen und Wurzelböden, z. T. mit kantigen Feldspäten (bis über 2 cm im Durchmesser) in den kohleführenden Sedimenten. Dieser Schiedlberger Kohlesandstein führt im Hangenden grobkörnige bis feinkonglomeratische, teilweise bioturbate Quarzsandsteine und entspricht faziell einem Marsch-Bereich. Stellenweise sind die Sandsteine kieselig und brecciös. Das Bindemittel stammt von gänzlich zersetzten Feldspäten. Da das Gestein sehr viel Glimmer (Muskovit und Biotit) enthält, können als Liefergesteine vorwiegend Gneise angenommen werden.

Über den kohligen Basalschichten transgrediert großräumig die marine Piberbacher Glaukonitische Formation, die in Mächtigkeit (60 bis 80 m) und Lithologie sowie in ihrer Biofazies eine sehr einheitliche, gut korrelierbare Abfolge darstellt. An der Basis finden sich noch Grobsandlagen, welche von feinkörnigen Sandsteinen mit wechselndem Glaukonitgehalt sowie von Siltsteinen bis Mergelsteinen abgelöst werden. Oft ist intensive Bioturbation festzustellen, wobei die sonst zu beobachtende Laminierung und kleindimensionale Kreuzschichtung zerstört werden. Diverse Molluskenschalenreste sind häufig.

Der Neuhofener Hauptsandstein entwickelt sich aus der Piberbacher Glaukonitischen Formation durch Kornvergrößerung und zeigt mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet ein Jüngerwerden der Sedimentation. Diese im Zuge einer Regression stattfindende Sandschüttung vollzieht sich noch im marinen Bereich und entspricht dem marinen Anteil eines Deltasystems bzw. der dazugehörigen Deltafront. Lithologisch besteht er aus größeren Quarzsandsteinen, im Liegenden ist er teilweise noch stärker glaukonitisch. Die Korngröße nimmt zum Hangenden zu (bis feinkonglomeratisch) (Abb. 3). Diese Korngrößenzunahme ist in diversen Bohrlochmessungen sehr gut sichtbar (Abb. 7, 8). Nach W zu fiedert der Neuhofener Hauptsandstein in einzelne Grobsandsteinlagen auf (z. B. Piberbach Ost 1) bzw. keilt gegen das Becken ganz aus.

In der Folge tritt ab dem Neuhofener Hauptsandstein eine deutliche Fazies-Differenzierung im Coniac ein. Während im W die Beckenfazies in Form von marinen Mergeln des Schelfbereiches andauert, dringen vom NE größere, terrigene Schüttungskörper in das Meeresbecken vor. Eingeleitet wird die terrigene Schüttung durch Sedimente einer „delta plain“ in „marsh-distributary“-Fazies (im Sinne von R. J. WEIMER, 1977). Dieser Niederneukirchener Grobsandstein setzt sich vorwiegend aus Quarzgrobsanden bis Quarzkonglomeraten zusammen, die mehr oder weniger gut gerundet sind. Dazwischen finden sich Lagen von tonigen Feinsanden mit Bioturbation sowie kohlige Einschaltungen. Wurzelstrukturen zeigen den autochthonen Charakter der Kohle an. Eingestreute grobe Feldspatkomponenten sind ein Hinweis auf den terrestrischen Einfluß. In diesen Lagen sind channelähnliche Sedimente eingesenkt (z. B. Harmannsdorf 1, Steyr 1). Diese Serie keilt nach W aus und verzahnt sich mit der Basis der marinen Beckenfazies (siehe Bohrung Wirnzberg 3), der Wirnzberger Mergelformation.

Diese Mergelformation im W führt einzelne glaukonitische, sandige und sandigkalkige Lagen, wodurch sich gute Korrelationsmarker ergeben. Die Fazies ist

PIBERBACH 1, OÖ

(CENOMAN – SANTON)

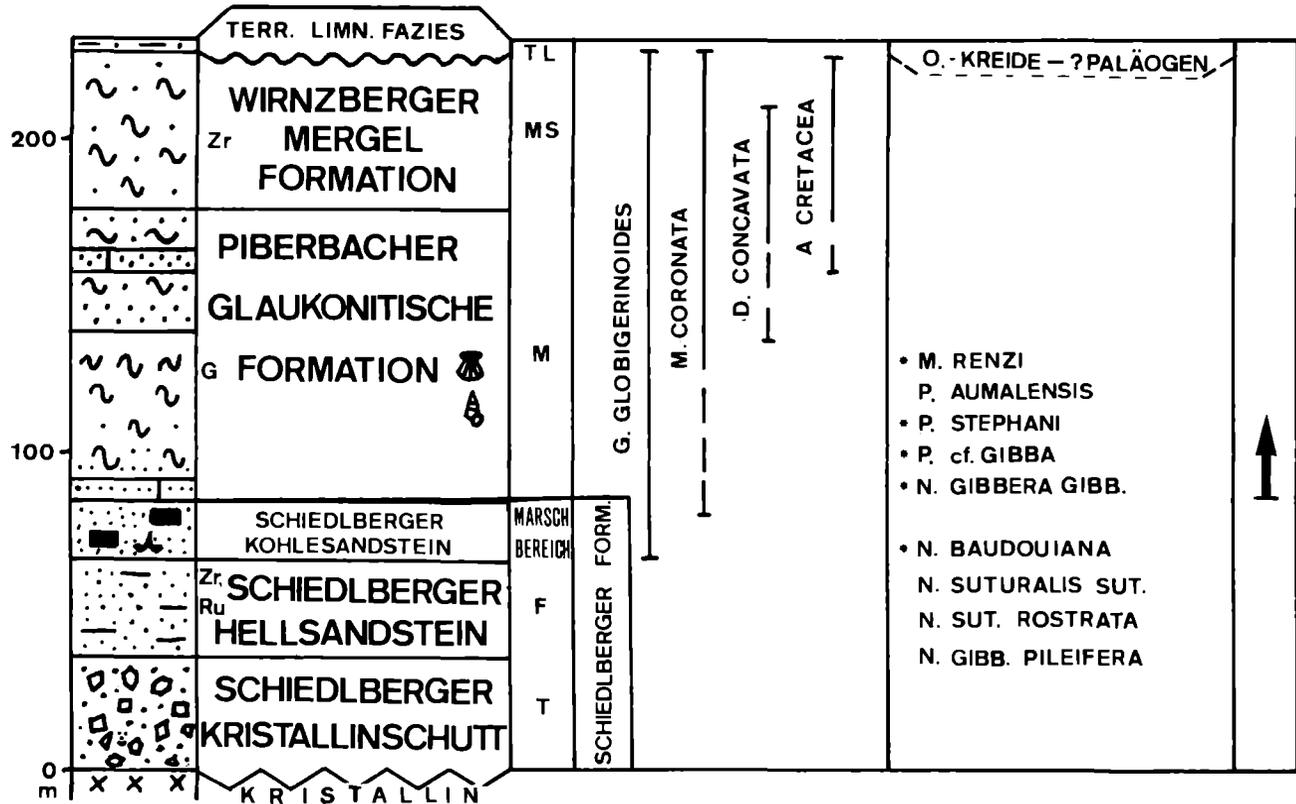


Abb. 2 Typprofil Piberbach 1
(Erläuterungen siehe Seite 203)

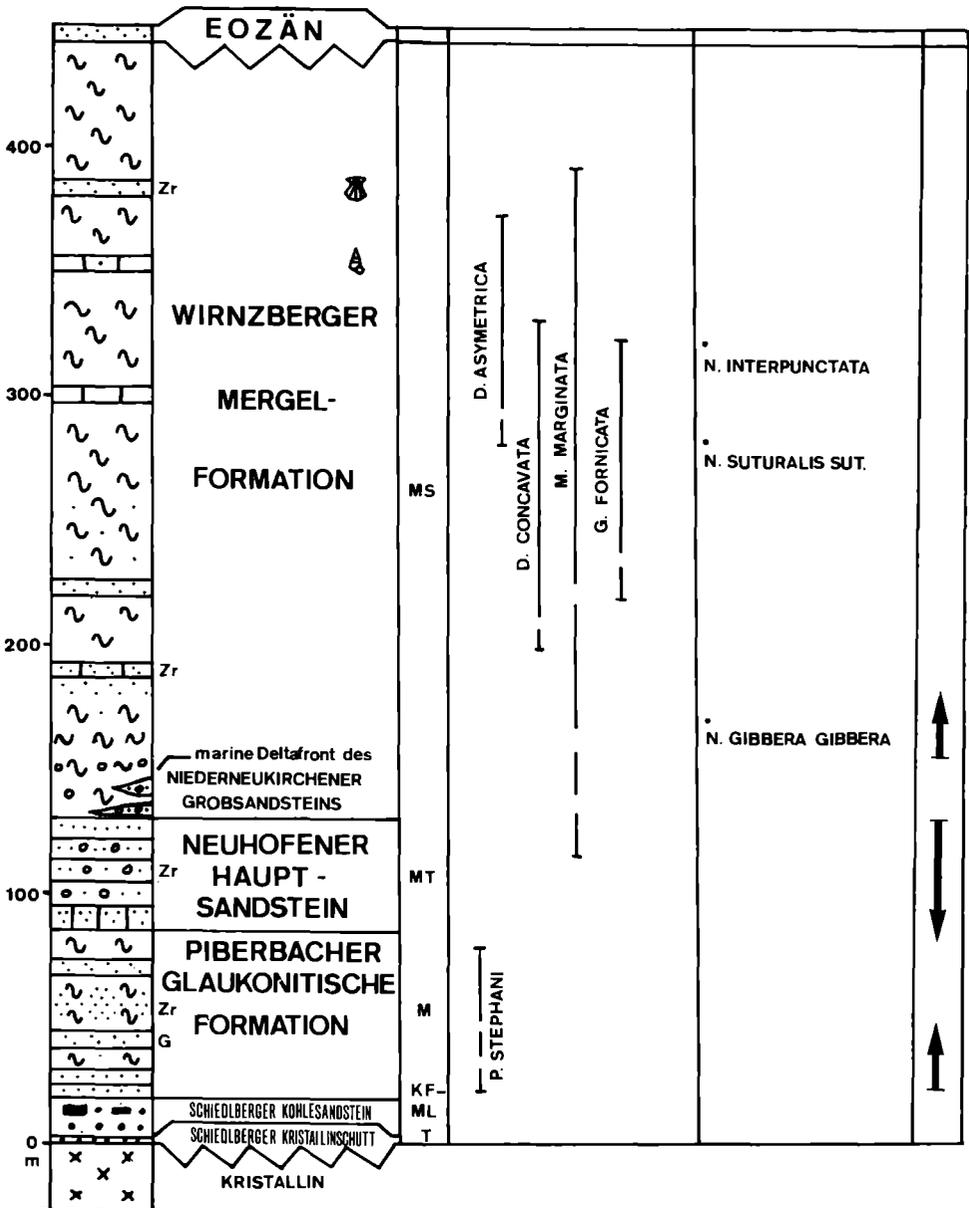


Abb. 3 Typprofil Wirnzberg 3
(Erläuterungen siehe Seite 203)

hochmarin, es finden sich daher hier auch die besten Faunen, die aufgrund des Plankton/Benthos-Verhältnisses dem Schelf-Bereich angehören. Hier im W ist vom Coniac bis Santon eine durchgehende Mergelsedimentation vorhanden, die weiter nach E als sogenannte Steyrer Zwischenschichten über den Niederneukirchener Grobsandstein transgredieren bzw. sich mit diesem verzahnen (vgl. Abb. 3).

Die Steyrer Zwischenschichten als östliche Fortsetzung der Wirnzberger Mergelformation sind eine transgressive Faziesabfolge von rein marinen Verhältnissen im W zu randlich terrestrisch bzw. kontinental beeinflusstem, aber noch immer marinem Milieu im E. Dementsprechend nimmt der Arenitgehalt im Vergleich zum Pelitgehalt von E nach W ab. Grobkörnige Quarzsandsteine sowie Feinkonglomerate keilen gegen W aus und gehen in feinkörnige Sandsteine, die häufig stark bioturbat sind, bzw. in reine Mergel über. Streckenweise sind sie kalkig zementiert, wodurch sich gute Korrelationsmarker ergeben. In Thann 1 und Steyr 1 treten in den Mergeln auch kohlige Lagen auf, wobei aber Foraminiferen und Mollusken noch immer marines Milieu erkennen lassen. Im Übergang zur reinen Beckenfazies der Mergelformation (ab Raum Niederneukirchen) sind in den Spülproben häufig Cardien, Turritellen und Inoceramensplitter zu beobachten. Dieser marine Bereich wird in weiterer Folge von Deltafrontsedimenten überwunden, die als Thanner und Harmannsdorfer Sandstein bezeichnet werden (= Obere Sandsteinserie nach G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981).

Im E findet man grobklastische Sedimente mit gerundeten Quarzen und etwas Feldspat (Thann 1, Teufelsgraben 1), wobei in Thann 1 noch kurzfristige Marsch-Bedingungen zu beobachten sind (= Thanner Sandstein). Nach W zu nimmt die Korngröße ab. Es setzen Quarzsande ein, die teilweise reich an Biotit und untergeordnet Glaukonit sind. Dieses stärker marin beeinflusste Sediment ist in der Bohrung Harmannsdorf I typisch entwickelt und wird daher Harmannsdorfer Sandstein genannt. Bodenbewohnende Mollusken hinterließen ein stark bioturbates Gefüge sowie viele Bivalven- und Gastropodenschalen. Der Übergang zur mergelig-tonigen Beckenfazies (Mergelformation) vollzieht sich kontinuierlich.

Im E des Untersuchungsgebietes folgen mit einer scharfen Grenze über dem Harmannsdorfer und Thanner Sandstein Arkosen und Wacken, die reich an emgroßen Feldspäten sind und wegen der dunklen kalkfreien Matrix ein charakteristisches Aussehen haben. Für diese terrestrisch-limnische Serie schlagen wir die Bezeichnung Teufelsgrabener Formation vor (nach der Bohrung Teufelsgraben 1). Das Gestein führt auch Lagen von grünem und violetter Ton (mit Kristallinaufarbeitung). Kohlige Bereiche im Liegenden sind nicht selten. In manchen Bohrungen fanden sich geringmächtige grüne, pyritreiche Tone noch vor dem Einsatz des folgenden marinen Eozänsandsteines. Sanderfüllte Trockenrisse sowie Erosionskontakte weisen auf ein terrestrisch-limnisches bzw. terrestrisch-fluviatiles Milieu hin.

3.2. Niederösterreich

Die im Molasseuntergrund Niederösterreichs meist auf Malm transgredierende Oberkreide zeigt eine im wesentlichen gleichartige lithologische und biostratigraphische Abfolge. Es handelt sich um ein zum Teil in autochthoner und zum Teil in alloch-

STEYR 1, OÖ

(CENOMAN – SANTON)

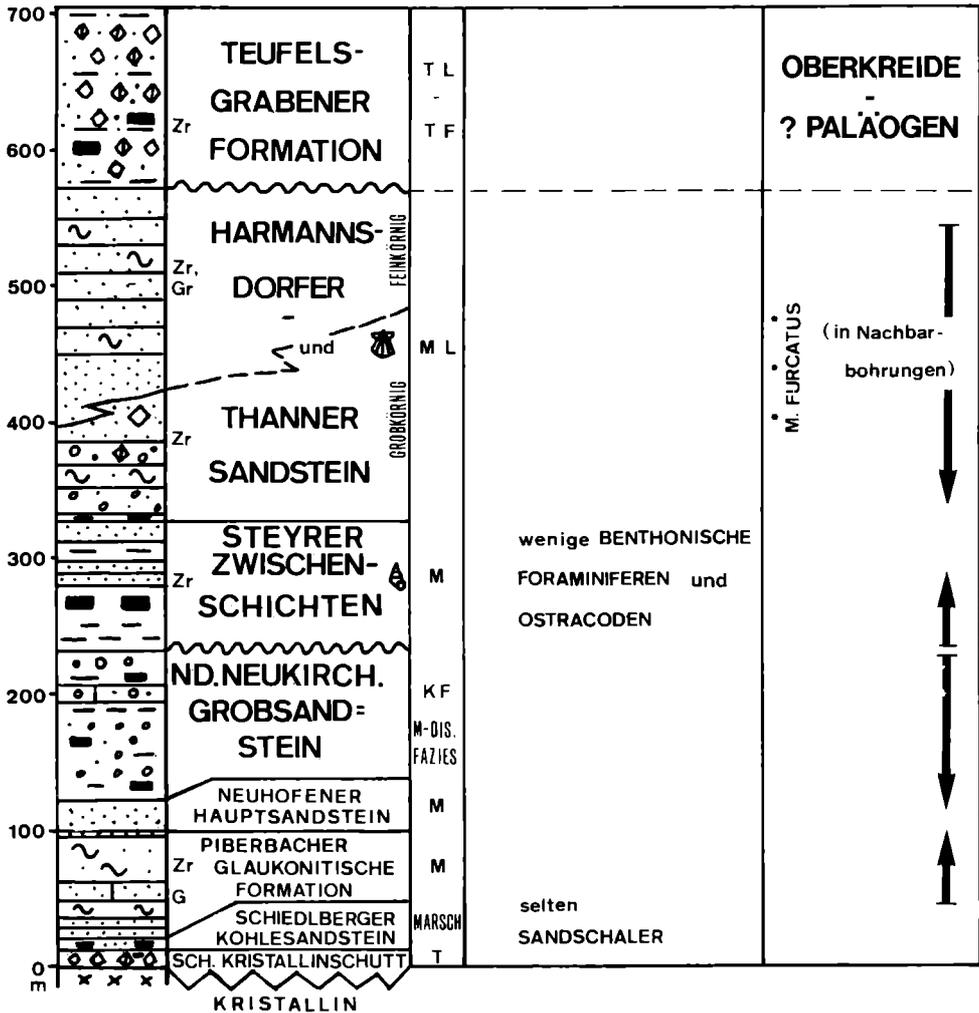


Abb. 4 Typprofil Steyr 1

Erläuterungen zu den Abbildungen 2, 3 und 4

Fazies

- | | | | |
|----|-----------------------|----|------------------------|
| F | fluviatil | MS | mariner Schelf |
| M | marin | MT | marin-terrestrisch |
| T | terrestrisch | TF | terrestrisch-fluviatil |
| KF | kontinental-fluviatil | TL | terrestrisch-limnisch |
| ML | marin-limnisch | | |

Schwerminerale

- | | |
|----|-----------|
| G | Glaukonit |
| Gr | Granat |
| Ru | Rutil |
| Tu | Turmalin |
| Zr | Zirkon |

AMEIS 1, NÖ

(CENOMAN-SANTON)

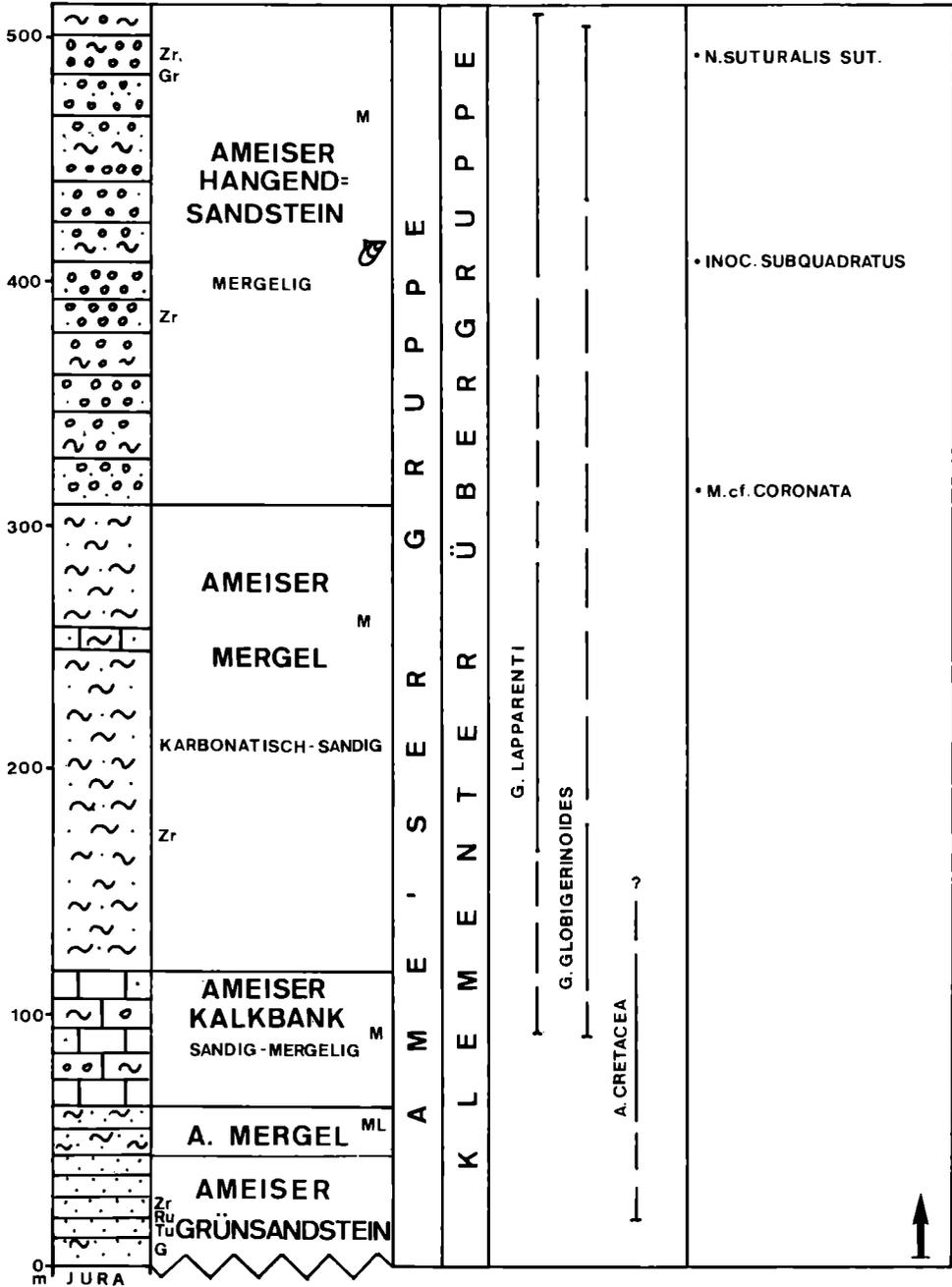


Abb. 5 Typprofil Ameis 1

POYSDORF 2, NÖ

(CAMPAN - MAASTRICHT)

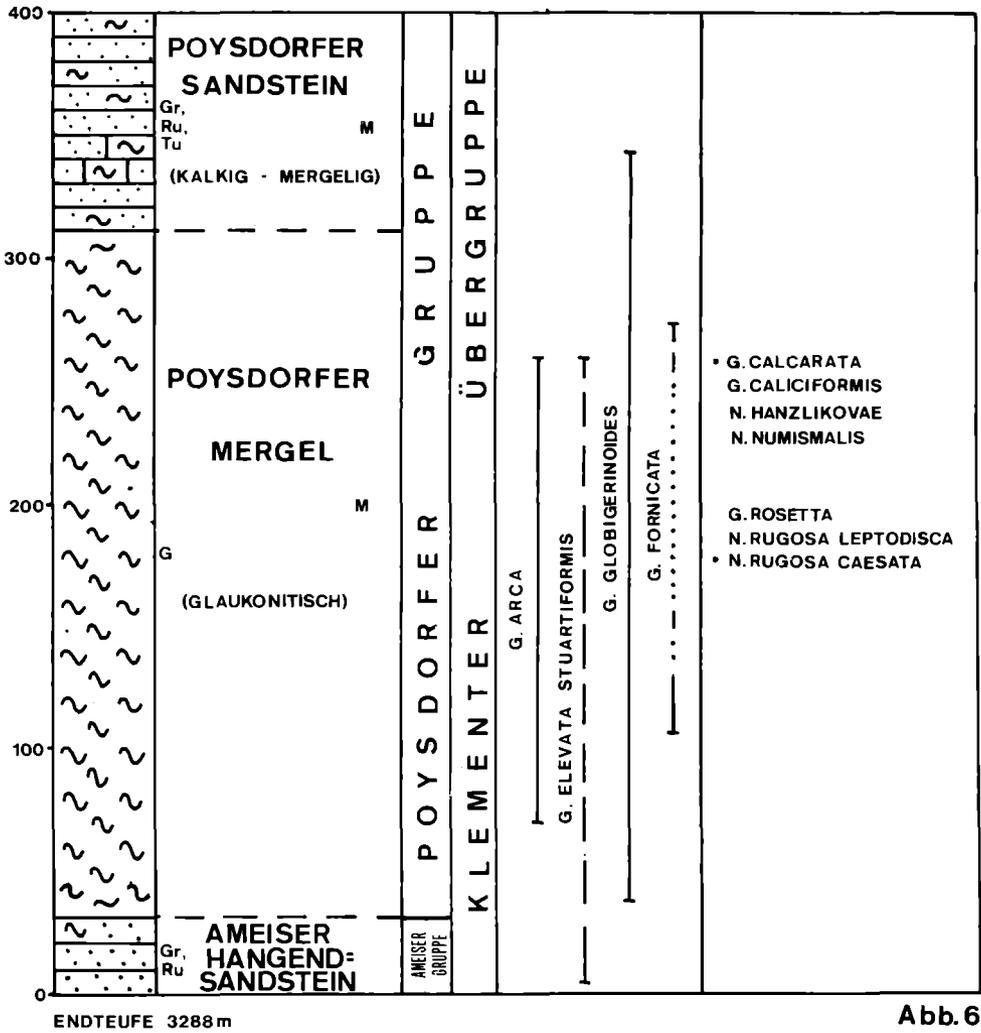


Abb. 6

Abb. 6 Typprofil Poysdorf 2

Erläuterungen zu den Abbildungen 5 und 6

Fazies

- F fluviatil
- M marin
- T terrestrisch
- KF kontinental-fluviatil
- ML marin-limnisch
- MS mariner Schelf
- MT marin-terrestrisch
- TF terrestrisch-fluviatil
- TL terrestrisch-limnisch

Schwerminerale

- G Glaukonit
- Gr Granat
- Ru Rutil
- Tu Turmalin
- Zr Zirkon

thoner Position kombiniertes Profil vom Cenoman/Turon bis ins Campan/Maastricht. Als bezeichnendstes Profil gilt die sogenannte „Ameiser Gruppe“ und als ihre Fortsetzung die „Poysdorfer Gruppe“ (R. FUCHS, & G. WESSELY 1977).

Ameiser Gruppe. Die Transgressionsbasis bildet hier durchlaufend ein meist dunkelgrüner Glaukonitsandstein (Ameiser Grünsandstein) mit Einlagerungen von gutgerundeten groben Quarzkörnern (honiggelb bis grün verfärbt). Oft ist Bioturbation zu beobachten. Es sind terrestrisch nur wenig beeinflusste Marinsedimente. Gelegentliche Harzfunde deuten noch auf Landeinfluß hin. Die Mächtigkeit variiert stark, je nach Relief der Unterlage. Der Ameiser Grünsandstein stellt das zeitliche und lithologische Äquivalent zur Piberbacher Glaukonitischen Formation am SW-Rand der Böhmisches Masse in Oberösterreich dar. Dieser Basissandstein geht in eine hellere karbonatreiche Lage über (Ameiser Kalkbank) (Abb. 5).

Darüber folgt eine mergelreiche, teilweise sandige Strecke, die ca. 300 m mächtig wird (Ameiser Mergel). Sie ist gekennzeichnet durch häufige Bioturbation, die dem Sediment ein typisches wolkig-schlieriges Aussehen gibt. U. a. dürften sedimentfressende Seeigel, deren zerdrückte Calcitgehäuse manchmal gefunden wurden, für die starke Durchwühlung des Sediments verantwortlich sein. Gegen das Hangende schalten sich wieder grüne Glaukonitsandsteine mit groben Zwischenlagen ein (Ameiser Hangendsandstein). Hier wurden wenige Inoceramen des Coniac gefunden (*I. subquadratus*).

Poysdorfer Gruppe. Im Hangenden der Ameiser Gruppe folgt die Poysdorfer Gruppe. Sie beginnt mit einer eintönigen, teilweise etwas glaukonitischen Mergelfolge der Beckenfazies mit reichen Mikrofaunen (Poysdorfer Mergel). Eine kalkig-mergelige Sandsteinfolge (Poysdorfer Sandstein) beendet das Profil in der tektonisch isolierten Poysdorfer Gruppe (Abb. 6).

Tektonische Aufschuppungen. In einigen Bohrungen wurden in Aufschuppungen mergelige Kreidevorkommen meist der höchsten Oberkreide angetroffen. Lithologisch und faunistisch sind diese Gesteine den „Mergeln und glaukonitischen Mergeln des Senon“ der Waschbergzone ähnlich (R. GRILL, 1968, S. 35). Durch Funde von *Belemnitella mucronata* SCHLOTHEIM in der Gegend von Niederfellabrunn und Nikolsburg kam es zur Bezeichnung „Mucronatenschichten“. Dieser Name wird vorläufig beibehalten.

Bohrung Ameis 3, 924–929 m: Obermaastricht mit *Globotruncana contusa*, *Globotruncana rosetta* und reicher Nannoflora (vgl. A. PAPP & K. TURNOVSKY, 1964, sowie R. FUCHS & G. WESSELY, 1977).

3.3. Schwermineralanalysen

Aus allen untersuchten Schichtgliedern der Kreide wurden Gesteinsproben für Schwermineraluntersuchungen genommen. Nach der Zerkleinerung auf 0,05 bis 0,1 mm Korngröße erfolgte die Trennung der schweren und leichten Bestandteile mit Hilfe von Bromoform. Die Bestimmung und Auszählung wurden von Dr. MAURER, Dr. FLIESSER und Dr. SAUER (alle ÖMV-AG) vorgenommen.

Die oberösterreichischen Kreidevorkommen des Molasseuntergrundes sind dadurch gekennzeichnet, daß Zirkon mit Abstand das häufigste Schwermineral ist. Der Schiedlberger Hellsandstein und der Schiedlberger Kohlesandstein des Cenoman führen bis zu 96 % Zirkon, als Begleiter finden sich Rutil (bis 3 %), Turmalin (bis 2 %) und gelegentlich Titanit (bis 4 %). Ab der Piberbacher Glaukonitischen Formation, in deren Basis die Grenze zum Turon liegt, nimmt der Rutil-Gehalt langsam zu (bis 8 %), ebenso der Turmalin-Gehalt (stellenweise bis 29 %) in den Steyrer Zwischenschichten. Granat ist vom Cenoman bis ins Coniac praktisch nicht vorhanden. Eine Ausnahme bildet nur der Harmannsdorfer Sandstein des Santon, wo auch Granat (bis 13 %) und Apatit (bis 15 %) auftreten. Dementsprechend sinkt hier der Zirkonanteil auf etwa 62 %. Eine ähnliche Schwermineralverteilung zeigt auch der Thanner Sandstein.

Die terrestrisch-limnischen Sedimente der Teufelsgrabener Formation (O-Kreide-? Paläozen) zeigen im wesentlichen ebenfalls Zirkonmaxima (bis 83 %). Auffallend ist in Wirnzberg 3 (Kern 905–914 m) das Auftreten von Anatas bzw. Brookit (bis zu 20 %) und Rutil (9 %).

Eine Probe aus arkosereicher Teufelsgrabener Formation der Bohrung Thann 1 (Kern 710–716 m) führt neben reichlich Zirkon und Apatit gelegentlich Staurolith und Turmalin. Als Liefergebiet kann ein tiefgründig verwitterter Granit angenommen werden.

Die mit deutlicher Diskordanz überlagernden Eozän-Sandsteine zeigen gewisse Unterschiede in ihrer Schwermineralvergesellschaftung im Vergleich zu den Teufelsgrabener Schichten. Zirkon, Apatit, Rutil, Erz und Brookit sind die wesentlichen Mineralien.

Die weiter westlich im Gebiet der Bad Haller und Ried-Schwanenstadt-Becken gelegenen Kreidevorkommen führen gleichfalls Zirkon als das vorherrschende Schwermineral (G. WOLETZ, 1963, p. 102).

Die Kreide im Molasseuntergrund von Niederösterreich zeigt ein sehr ähnliches Bild im Schwermineralspektrum. Auch hier dominiert, wie in Oberösterreich, Zirkon ab dem Cenoman, allerdings mit etwas geringeren Prozentsätzen (bis 49 %). Die Begleiter Rutil und Turmalin sind demgemäß entsprechend höher vertreten (bis 31 % bzw 29 %). Granat ist hier, im Unterschied zu Oberösterreich, schon ab dem Cenoman (Grünsandstein) vorhanden (bis 20 %).

Ein Vergleich mit dem Schwermineralspektrum der Klementer Schichten an der Typlokalität bei Klement in der Waschbergzone zeigt eine gewisse Übereinstimmung. G. NIEDERMAYER (1977, p. 408) unterscheidet im ca. 20 m mächtigen Typprofil 2 Gruppen von Proben: Ein an Zirkon reiches Schwermineralspektrum und eine zweite im Hangenden befindliche Probengruppe, die durch eine Granat-Rutil-Vergesellschaftung gekennzeichnet ist. Nach Foraminiferen und Nannoplankton ist das Typprofil der Klementer Schichten in das Coniac zu stellen (vgl. M. E. SCHMID, 1977, und H. STRADNER & H. PRIEWALDER, 1977). Im Hangendsandstein der Ameiser Gruppe (Santon) dominiert zuerst noch Zirkon (bis 69 %). Ab dem oberen Teil des Ameiser Hangendsandsteins kommt es zu einer deutlichen Granat-Rutil-Vergesellschaftung. Diese hält in der ganzen Poysdorfer Gruppe an.

Auch in den höchsten Anteilen der tektonischen Schuppen (in den Bohrungen

Ameis 1–4 und Falkenstein 1) ändert sich die Schwermineralassoziatio**n** bis zum Obermaastricht nur wenig. Der Granatanteil erreicht stellenweise bis 57 %, Rutil ist bis 40 % und Turmalin bis 11 % Anteil vorhanden. Untergeordnet finden sich Apatit, Titanit und Staurolith (bis 4 %).

4. Gegenüberstellung der Kreide der SE- und SW-Flanke des Sporns der Böhmisch**en Masse**

Eine Gegenüberstellung der Kreide Nieder- und Oberösterreichs (Abb. 7) zeigt, daß in beiden Gebieten der tiefere, cenoman-turone Anteil marin entwickelt ist. Dabei überwiegt sandig-glaukonitische Fazies. Nur der Basalteil in Oberösterreich ist terrestrisch bis fluviatil ausgebildet. Eine Korrelationsmöglichkeit mit Bohrlochdiagrammen besteht kaum. Der stärker sandige Abschnitt im Turon Niederösterreichs ist mit dem in Oberösterreich faziell und altersmäßig nicht vergleichbar. In Niederösterreich entspricht das Sediment einem marinen, etwas küstenferneren Bereich, während es in Oberösterreich der marinen Deltafront eines fluviatilen Schüttungskörpers angehört (Neuhofener Hauptsandstein). Die stärker kalkige Ausbildung in Niederösterreich läßt auf engere Beziehungen zur „Chalk“-Fazies des nord- und westeuropäischen Kreidemeeres schließen.

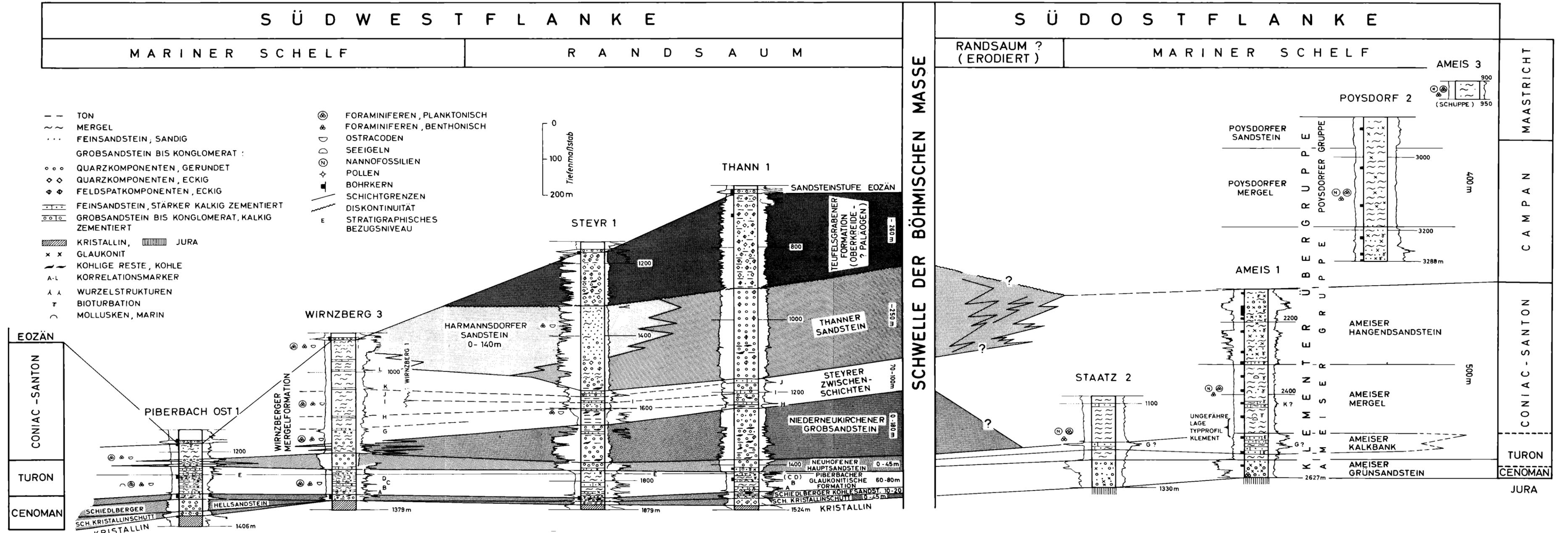
Der mergelige Abschnitt des Coniac-Santon in Niederösterreich (Ameiser Mergel der Ameiser Gruppe) entspricht der Wirnzberger Mergelformation in Oberösterreich. Im Obersanton läßt sich in Ameis 1 eine zunehmend sandige Entwicklung feststellen, ebenso in allerdings weiter westlich gelegenen Anteilen der Kreide in Oberösterreich (Steindlberg 1, Abb. 8). Ab dem Coniac dringen in Oberösterreich entlang eines Randsaumes, zu verschiedenen Zeiten und verschieden weit, fluviatile Systeme mit marinen und kontinentalen Schüttungskörpern in die Mergelfazies dieser marinen Schelfablagerungen vor.

Diese aus dem N bzw. NE einmündenden klastischen Sedimente bauen zunächst den Niederneukirchener Grobsandstein auf. Dieser verzahnt sich mit der Wirnzberger Mergelformation in Form einer vermutlichen schmalen marinen Deltafront. Darüber lagern die marinen pelitisch-psammitischen Steyrer Zwischenschichten. Den Abschluß bildet der mächtige marine Sandsteinkomplex des Harmannsdorfer und Thanner Sandsteines als marine Front eines höheren fluviatilen Schüttungskörpers. Im Hangenden folgen terrestrisch-limnische Sedimente (= Teufelsgrabener Formation), deren stratigraphische Zuordnung in die O-Kreide bzw. ins Alttertiär noch nicht eindeutig gesichert ist (vgl. G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981, S. 182).

An der Südostflanke des Sporns der Böhmis**ch**en Masse fehlt dieser fluviatile Randsaum. Er ist entweder erodiert, oder die Entwässerung fand bevorzugt vom Festland in SW-Richtung statt, sodaß es primär nicht zu Randbildungen wie in Oberösterreich kommen konnte.

GLIEDERUNG UND FAZIESANORDNUNG DER MITTEL-UND OBERKREIDE AM SÜDSPORN DER BÖHMISCHEN MASSE

G.WESSELY, R.FUCHS, O.SCHREIBER 1982



5. Korrelationsmöglichkeiten mit benachbarten Ablagerungsräumen

Die rein marine, nicht mehr von fluviogenen Sedimentkörpern betroffene Abfolge im östlichen Oberösterreich findet ihre Fortsetzung in westlichen Anteilen des oberösterreichischen Molasseuntergrundes, wo sie vor allem durch E. BRAUMÜLLER (1961) und I. KÜPPER (1963) lithologisch und mikrofaunistisch bekanntgemacht wurde.

Die Korrelation der Bohrlochmessung von Steindlberg 1 mit denen von Piberbach Ost 1, Schiedlberg 1 und mit dem in Wirnzberg 3 stratigraphisch am höchsten emporreichenden Schichtprofil zeigt eine auffällige Übereinstimmung (Abb. 8).

Wenn man von den basalen, z. T. fluviatil anzusehenden Schichten absieht, läßt sich ab dem Einsatz der Piberbacher Glaukonitischen Formation eine Korrelation mit Hilfe von Karottage-Diagrammen durchführen, indem über den ersten Glaukonitischen Sandsteinlagen der Marker „A“ im östlichen Oberösterreich (nach G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981) eine ausgeprägte durchgehende Mergelstrecke folgt, die von I. KÜPPER 1963 als „Rotaliporenhorizont“ bezeichnet wird. Dieser Rotaliporenhorizont ist aufgrund der Mikrofauna noch in das obere Cenoman zu stellen.

Darüber folgt eine Zunahme des Feinsandgehaltes, in den Diagrammen als steter Anstieg des Widerstandes zu sehen. Etliche Verhärtungen sind im östlichen Oberösterreich als Marker B–F verwendbar. Eine darüber gelegene Widerstandspitze in Steindlberg 1 spiegelt die Schüttungsepoche des Neuhofener Hauptsandsteines wider, über der eine pelitische Zone von etwa 50 m Mächtigkeit folgt. Die weitere Abfolge enthält bei weiterhin mergelig-siltiger Beschaffenheit wenig Korrelationsmöglichkeiten. Das Campan ist im östlichen Oberösterreich vermutlich der voreozänen Erosion zum Opfer gefallen.

I. KÜPPER (1963) vergleicht den tiefsten Glaukonitsandstein mit dem Regensburger Grünsandstein, allerdings mangels faunistischer Grundlagen nur lithologisch, während sie mit der hangenden Mergelanschaltung des nur 10–20 m mächtigen „Rotaliporenhorizontes“ durch die Verbindung mit Eibrunner Mergeln auch faunistisch eine Beziehung zur Kreide des ostbayerischen Raumes aufzeigt. Die Bearbeitung der Ammoniten und planktonischen Foraminiferen aus den Eibrunner Mergeln N von Regensburg durch R. FÖRSTER, R. MEYER & H. RISCH (1983) dokumentiert ebenfalls eine gewisse Übereinstimmung in der faziellen Entwicklung. Die Cenoman-Turon-Grenze liegt in den Eibrunner Mergeln knapp über der Basis im unteren Teil dieser Schichtfolge.

Aufgrund der Rotaliporen ist stratigraphisch der Bereich O-Cenoman nachweisbar. Im östlichen Oberösterreich konnten keine Rotaliporen gefunden werden, doch läßt die vorhandene Fauna offen, ob der Glaukonitsandstein des Markers A der Piberbacher Glaukonitischen Formation dem Regensburger Grünsandstein entspricht. Dieser wäre hier von einer kohlig-klastischen Serie und schließlich einer bunten Fazies vom Charakter der Schutzfelschichten (entspräche dem Schiedlberger Hellsandstein und dem Schiedlberger Kristallinschutt in Oberösterreich) unterlagert (vgl. R. MEYER, 1981, und H. LANGE, 1981). Sowohl lithofaziell als auch faunistisch kann der zwischen dem Marker B und F liegende Anteil der „Glaukonitischen Forma-

KORRELATION DER KREIDE IM WESTLICHEN UND ÖSTLICHEN OBERÖSTERREICH

NACH I. KÜPPER 1963 UND G. WESSELY, O. SCHREIBER UND R. FUCHS 1981

GLIEDERUNG
I. KÜPPER 1963

STEINDLBERG 1

GLIEDERUNG
R. FUCHS 1981

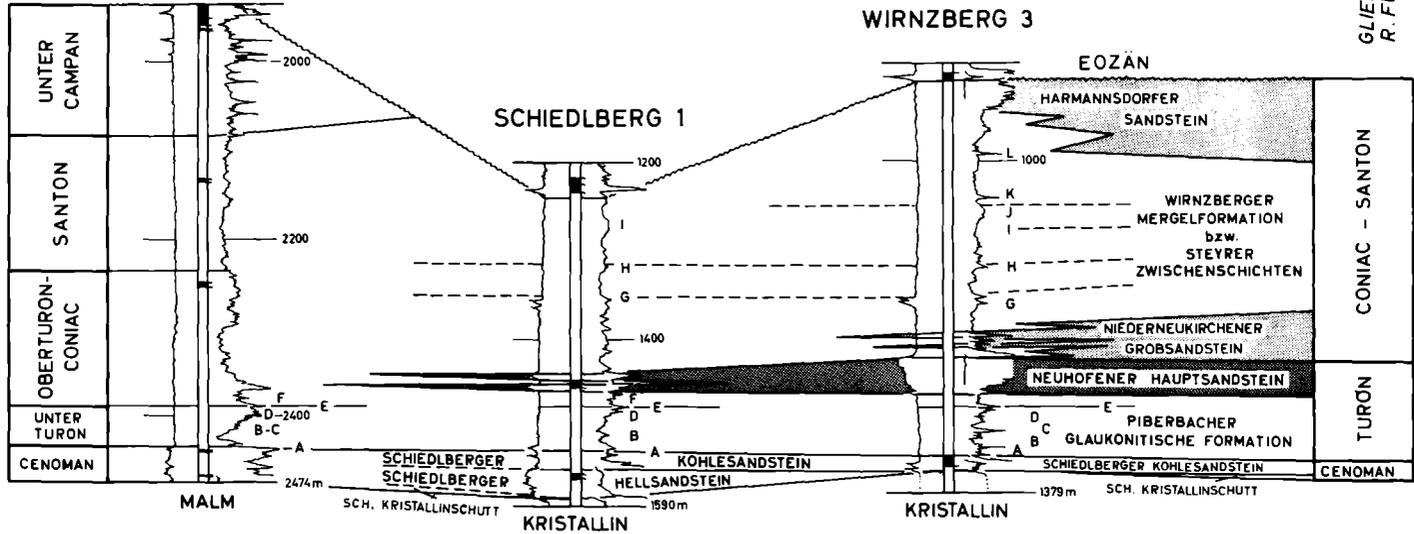


Abb. 8 Korrelation der Kreide im westlichen und östlichen Oberösterreich

tion“ die Abfolge der Regensburger Kreide etwa von den Reinhauser- bis zu den Pulverturmschichten enthalten, während der Neuhofener Hauptsandstein in der Position des Großberger Sandsteines zu liegen käme. Die Schichtfolge der Wirnzberger Mergelformation entspricht stratigraphisch und anscheinend auch faziell der in den Bohrungen SE Regensburg (Linie Barbing bis Birnbach 1) angetroffenen Mergel-Sandsteinfolge des Coniac-Santon (vgl. auch H. RISCHE, 1983).

Bemerkenswert ist die Übereinstimmung der limnisch-fluviatilen Fazies in Oberösterreich mit der O-Kreide N von Regensburg (Bodenwöhr—Auberg—Erbendorf). Diese über marinem glaukonitischem Turon (im Gebiet Erbdorf-Vilseck bereits über vorkretazischem Untergrund) abgelagerten klastischen, z. T. arkosereichen, oft kohligen Sedimente sind offenbar dem gleichen Randsaum der Böhmisches Masse zuzuordnen. Während in Oberösterreich diese Sedimente einschließlich des Schiedlberger Kohlesandsteins gemäß ihrer Verzahnung mit marinen Sedimenten des Coniac bereits letzterem zugeordnet werden, werden in Ostbayern diese Ablagerungen als Oberturon eingestuft (H. LANGE, 1981).

Stratigraphische Übereinstimmung neben der funktionellen herrscht bezüglich der markanten marinen Rekurrenz der Steyrer Zwischenschichten Oberösterreichs mit dem Marinkomplex des Cardientons und seiner Begleitschichten im Gebiet nördlich Regensburg (Auberg, Vilseck). Aber auch die Situation im Hangenden davon mit Sandsteinkomplexen, in denen in Randnähe marine in fluviatile Anteile übergehen, ist, wenn man von stratigraphischen Divergenzen absieht, miteinander vergleichbar.

Ein von V. KLEIN et al. (1979) angeführtes und von L. FREJKOVA & J. VADIK (1974) untersuchtes cenomanes Flußbett im Raume der Boskowitz Furche, das Deltasedimente, Küstenebenen, pflanzenführende Lagunen und sandige Barrieren hinterließ und in die Tethys entwässerte, wirkte sich im Bereich des heutigen niederösterreichischen Molasseuntergrundes entweder nicht mehr aus oder ist erodiert.

Die in Niederösterreich angetroffene Oberkreide ist mariner Entwicklung. Als benachbartes Vergleichsobjekt bietet sich die Oberkreide Böhmens an. Aus den Untersuchungen von KLEIN et al. (1979) geht hervor, daß über einer basalen glaukonitischen Sandsteinfolge des Cenoman eine pelitisch-kalkige Entwicklung des Turon und eine pelitische, randlich stärker sandige bis flyschartige Fazies des Coniac, mit größeren Mächtigkeiten (450–800 m), folgt. Im Santon weitet sich die sandige Fazies aus, die Sedimentation endet lokal erst an der Grenze Santon/Campan.

Die Bohrprofile in der Ameiser Gruppe (vor allem Ameis 1) spiegeln die vertikale Anordnung der Böhmisches Kreide wider, wobei übereinstimmend eine basale Entwicklung sowie eine stark kalkig beeinflusste Ausbildung dem Cenoman + Turon, eine wieder stärker mergelige und schließlich sandige Fazies dem Coniac + Santon zugeordnet werden. Die Schichtfolge reicht mit größerer Mächtigkeit in das Campan/Maastricht, in Schuppen bis ins O-Maastricht.

Im Raume Südböhmen ist bei Budweis und Třebon eine limnisch-fluviatile Ausbildung der Kreide erhalten geblieben, deren santone Alterseinstufung eine Beziehung zum fluviogenen Randsaum im östlichen Oberösterreich ermöglicht (vgl. V. KLEIN, V. MÜLLER & J. VALECKA 1979; PACLOVA, 1961).

6. Faunenbeziehungen zu den Nachbargebieten

6.1. Bayern und Böhmen

Die Korrelation der Mikrofaunen am S-Rand der Böhmisches Masse untereinander sowie die Verbindung zu den bayerischen und böhmischen Kreidevorkommen wird durch wechselnde Faziesbedingungen in Raum und Zeit erschwert.

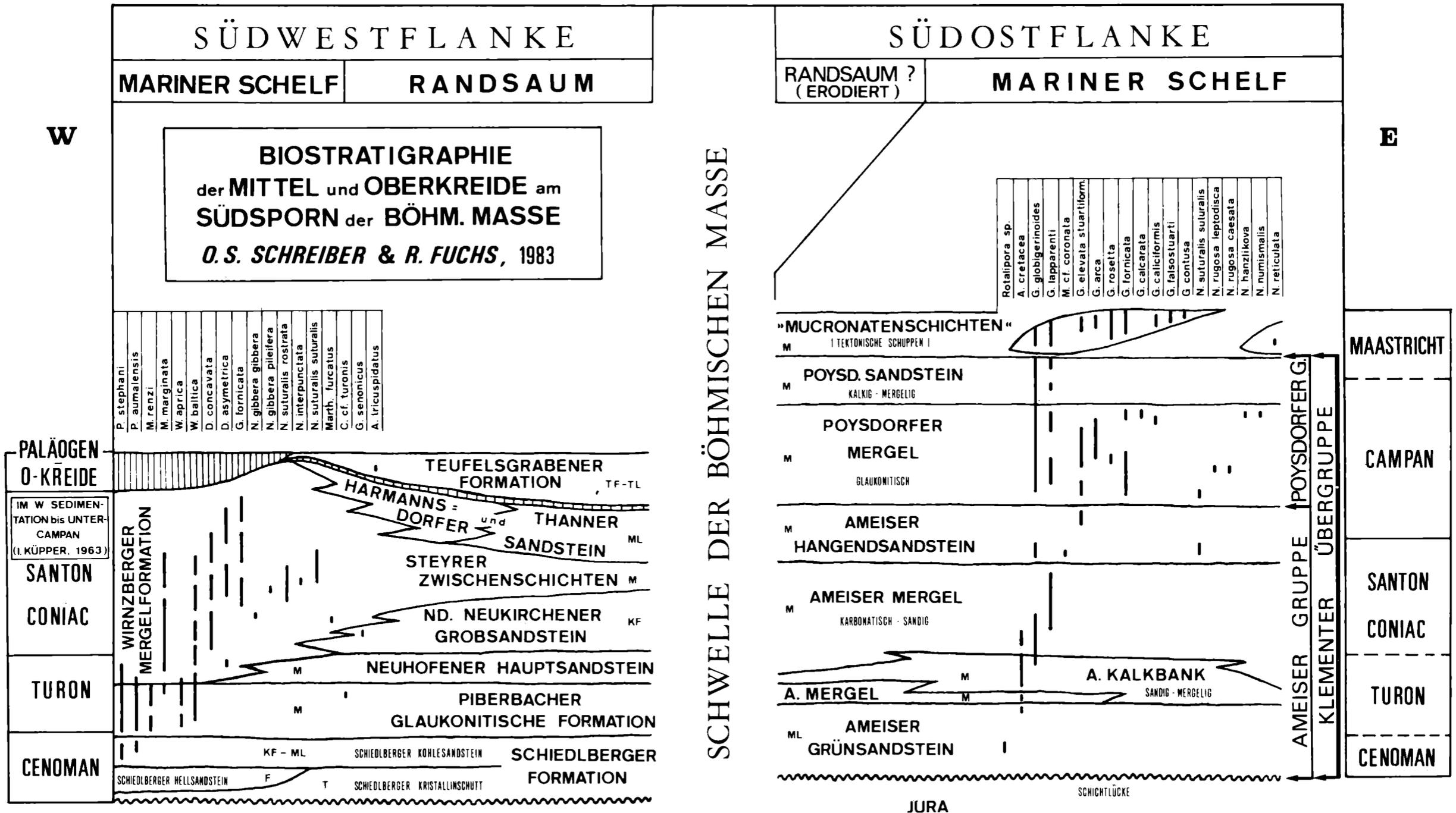
Die spärlichen Foraminiferenfaunen in den Basisschichten (Cenoman, Turon) setzen sich vorwiegend aus agglutinierenden Formen zusammen. Neben stratigraphisch bedeutsamen Kalkschalern, wie Praeglobotruncanen und Rotaliporen, sind vorwiegend Lenticulinen, Vaginulinen, Praebuliminen und Gavelinellen anzutreffen. Vergleichbare marine Ablagerungen des tieferen Cenoman/Turon im Elbsandsteingebiet der ČSSR (V. KLEIN, J. HERCOGOVA & M. REJCHRT, 1982), in der Regensburger Kreide (D. HERM, 1979) und des Böhmisches Massivs (STEMPROKOVA, 1978) zeigen ähnliche, ebenfalls sandschalerbetonte Faunen. Interessant ist das Vorkommen von *Ataxophragmium variabile* (d'ORBIGNY). Wie schon R. OBERHAUSER (1963) bemerkt, fehlt diese Form in der Gosau, im Flysch und in der Buntmergelerde. In der Böhmisches Kreide ist sie nicht selten (A. E. REUSS, 1845). Diese im borealen Raum verbreitete Art kommt gleichfalls im moravischen Kreidebecken der ČSSR vor (E. HANZLIKOVA, 1972) und reicht in seiner Verbreitung bis in die polnischen Sedimentationsräume. Im gesamten Oberkreideprofil Oberösterreichs (ÖMV-Bohrungen) wurde bis jetzt noch kein *Ataxophragmium variabile* gefunden. Dagegen tritt diese Form in der niederösterreichischen autochthonen Kreide häufig auf und reicht vom Cenoman bis in das Campan.

Ein weiteres kälteliebendes Element, nämlich *Gaudryina tailleuri* (H. TAPPAN, 1962) konnte nur in der Piberbacher Glaukonitischen Formation in Oberösterreich gefunden werden. Trotzdem scheint es, daß die glaukonitführenden Ablagerungen des Cenoman/Turon auf beiden Seiten des Südsporns der Böhmisches Masse neben der lithologischen und stratigraphischen Übereinstimmung auch eine ähnliche klimatische Beeinflussung haben, wie das ansonsten übereinstimmende Faunenbild zeigt. Die von I. KÜPPER (1963) untersuchte Oberkreide des Molasseuntergrundes in Oberösterreich und Salzburg (RAG-Bohrungen) schließt sich faunistisch völlig an die im östlichen Oberösterreich beschriebene Kreide an.

Nach W hin zieht diese Fazies mit ähnlichen Foraminiferenvergesellschaftungen einerseits in das Regensburger Kreidebecken (Eibrunner Mergel), wie schon F. OSCHMANN (1965) erwähnte, andererseits gibt es Übereinstimmung mit dem Bayerischen Kreidebecken (H. HAGN, 1955; WICHER & BETTENSTAEDT, 1957). Die Wasserburger Senke zeigt ihrerseits enge Beziehungen zum südhelvetischen Sedimentationsbereich. Diese Beziehung hält bis in das Turon an (H. LANGE & B. PAULUS, 1971).

Ab der Wende O-Turon/Coniac scheinen die Mikrofaunen der SW- und SE-Flanke verschiedenen Einzugsbereichen unterworfen zu sein.

Die landnahen Ablagerungen im W zeigen in den marinen Anteilen des fluvio-genen Schüttungssystems eine stark verarmte Fauna, die zur überregionalen Korrelation nicht geeignet ist. Hier finden sich nur Foraminiferen, die einer terrigenen



SÜDWESTFLANKE

MARINER SCHELF RANDSAUM

BIOSTRATIGRAPHIE
 der MITTEL und OBERKREIDE am
 SÜDSPORN der BÖHM. MASSE
O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1983

- P. stephani
- P. aumaleensis
- M. renzi
- M. marginata
- W. aprica
- W. baetica
- D. concavata
- D. asymmetrica
- G. fornicata
- N. gibbera gibbera
- N. gibbera pileifera
- N. suturalis rostrata
- N. interpunctata
- N. suturalis suturalis
- Marth. turcatus
- C. cf. turonis
- G. senonicus
- A. tricuspidatus

PALÄOGEN
O-KREIDE

IM W SEDIMENTATION bis UNTER-CAMPAN (I. KÜPPER, 1963)

SANTON
CONIAC
TURON
CENOMAN

WIRNZBERGER MERGELFORMATION

SCHIEDLBERGER HELLSANDSTEIN

SCHIEDLBERGER KOHLESANDSTEIN

SCHIEDLBERGER KRISTALLINSCHUTT

TEUFELSGRABENER FORMATION TF-TL
 HARMANNSDORFER und THANNER SANDSTEIN ML
 STEYRER ZWISCHENSCHICHTEN M
 ND. NEUKIRCHENER GROBSANDSTEIN KF
 NEUHOFENER HAUPTSANDSTEIN M
 PIBERBACHER GLAUKONITISCHE FORMATION M
 SCHIEDLBERGER FORMATION

KRISTALLIN

SÜDOSTFLANKE

RANDSAUM ? (ERODIERT) MARINER SCHELF

- Rotalipora sp.
- A. cretacea
- G. globigerinoides
- G. lapparenti
- M. cf. coronata
- G. elevata stuartiform.
- G. arca
- G. rosetta
- G. fornicata
- G. calcarata
- G. caliciformis
- G. falsostuarti
- G. contusa
- N. suturalis suturalis
- N. rugosa leptodisca
- N. rugosa caesata
- N. hanzlikova
- N. numismalis
- N. reticulata

"MUCRONATENSCHICHTEN"
 I TEKTONISCHE SCHUPPEN I

POYSD. SANDSTEIN M KALKIG - MERGELIG
 POYSDORFER MERGEL M GLAUKONITISCH
 AMEISER HANGENDSANDSTEIN M
 AMEISER MERGEL M KARBONATISCH - SANDIG
 A. MERGEL M SANDIG - MERGELIG
 AMEISER GRÜNSANDSTEIN ML
 A. KALKBANK

JURA

SCHICHTLÜCKE

AMEISER GRUPPE
 KLEMENTER ÜBERGRUPPE
 POYSDORFER G.

MAASTRICHT
 CAMPAN
 SANTON
 CONIAC
 TURON
 CENOMAN

SCHWELLE DER BÖHMISCHEN MASSE

Abb. 9 Biostratigraphie der Mittel- und Oberkreide am Südsporn der Böhmisches Masse

Erläuterungen zur Abbildung 9

Fazies

- F fluviatil
- M marin
- T terrestrisch
- KF kontinental-fluviatil
- ML marin-limnisch
- MS mariner Schelf
- MT marin-terrestrisch
- TF terrestrisch-fluviatil
- TL terrestrisch-limnisch

Beeinflussung eher widerstehen können, wie z. B. *Gaudryina*, *Vaginulina* und *Lenticulina* (TH. L. MOORKENS, 1976; J. W. MURRAY, 1973). In den kontinentalen Anteilen der fluviatilen Schüttungen fehlt jede Vergleichsbasis. Erst die vollmarinen Ablagerungen der Wirnzberger Mergelformation in Oberösterreich und des Ameiser Mergels in Niederösterreich ermöglichen mit ihren reichen Foraminiferenfaunen einen überregionalen Vergleich mit benachbarten Meeresbecken. Sie führen eine reiche Fauna, deren Zusammensetzung sich vom O-Turon bis O-Santon allmählich ändert (Abb. 9).

Im Turon finden sich noch sandschalerbetonte Faunen, während ab dem Coniac Lageniden dominieren. Besonders das häufige Auftreten der Gattung *Lenticulina* ist hier zu erwähnen. Weiters treten Arten auf (*Gaudryina laevigata* FRANKE, *Gaudryina carinata* FRANKE, *Globorotalites michelianus* d'ORBIGNY), die (nach E. HANZLIKOVÁ, 1972) aus dem Boreal nach S vorstoßen. Die vertikale Verbreitung der gefundenen Arten geben G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS (1981).

Regional zeigen sich auch ab dem Turon Faunenähnlichkeiten mit der Regensburger Kreide bzw. den südbayerischen Kreideablagerungen. Hingegen läßt der Faunenvergleich des Coniac/Santon aus Gosausedimenten (A. TOLLMANN, 1960) kaum Zusammenhänge erkennen, wenn man von kosmopolitisch verbreiteten Foraminiferen absieht (z. B. *Saracenaria triangularis*, *Vaginulina trilobata*, *Tritaxia tricarinata* d'ORBIGNY, *Planularia liebusi*). Bemerkenswert ist, daß *Vaginulina gosae* REUSS in Oberösterreich und Niederösterreich sowie in boreal beeinflussten Kreidebecken nicht gefunden wurde, abgesehen von einem Fund durch J. H. ZIEGLER (1957) im Cardionton (Coniac) der Oberpfalz. Typische boreale Faunen mit *Spiroplectamina westfalica* OLBERTZ, Sigmolinen, gewissen Stensiöinen und Gavelinellen fehlen (H. HILTERMANN & W. KOCH, 1962).

Die tiefere Oberkreide der Bayerischen Alpen zeigt eine *Gyroidina-Eponides-Spiroplectamina*-Vergesellschaftung, die nach K. F. WEIDICH (1984) in ihrer Zusammensetzung die Tiefenstufe des Bathyal repräsentiert. Diese Vergesellschaftung ist durchaus vergleichbar mit den in Oberösterreich angetroffenen Coniac-Faunen (G. WESSELY et al., 1981).

6.2. Vergleich Oberösterreich – Niederösterreich

Die Faunen der oberösterreichischen Kreideablagerungen ab Turon/Coniac unterscheiden sich etwas von den zeitgleichen niederösterreichischen Mergeln und Sandsteinen (Ameiser Gruppe). Ein wesentliches Fossil im SE ist *Ataxophragmium variabile*, das sich ab dem Turon häufig findet. Bereits R. NOTH (1951) erkennt diese Art als charakteristisch für die Klementer Schichten. E. HANZLIKOVÁ (1972) sieht eine gewisse Beziehung der Klementer Fauna (in der Steinitzer Einheit) zur tropischen und subtropischen Zone (gekielte Foraminiferen); wegen der Arenobuliminien und Neoflabellinen seien die Klementer Schichten aber näher zum Boreal zu stellen.

Die Foraminiferenfaunen des Ameiser Mergels des Coniac/Santon haben einen größeren Anteil an Sandschalern und führen nur untergeordnet Lageniden, im Gegensatz zur Wirnzberger Mergelgruppe im W, wo sie dominieren. Auch die Planktonformen sind unterschiedlich, so fehlen in NÖ. Dicarinellen vollständig. Es könnte

also ein direkter mariner Kontakt nach W um den Südsporn herum ab der Piberbacher Glaukonitischen Formation unterbrochen gewesen sein.

In der Poysdorfer Gruppe wird der Einfluß wärmeliebender Formen ab dem Campan stärker, wie die teilweise reichen gekielten Planktonfaunen als auch das verstärkte Auftreten von Heterohelliciden und Neoflabellinen (*N. hanzlikovae* [KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN], *N. rugosa leptodisca* [WEDEKIND], *N. numismalis* [WEDEKIND]) zeigen. Eine gewisse Gemeinsamkeit der Faunen in der hohen Oberkreide an Hand von Neoflabellinen und Plankton ist mit dem Helvetikum (HAGN, 1953), der Gosau (J. E. van HINTE, 1963; O. S. SCHREIBER, 1980) und den Westkarpaten (J. SALAJ & GASPARIKOVA, 1979) möglich. Allerdings bleibt der boreale Einfluß auch während des Campan/Maastricht bestehen, wie das Vorkommen von *Ataxophragmium variabile*, *Anomalina* sp., *Stensiöina* sp., *Gavelinella* sp. und verschiedener Sandschaler zeigt.

Aufgrund der Faunen lassen sich zusammenfassend folgende Beziehungen erkennen: Im Cenoman/Turon gab es von der SE-Flanke nach NE eine Verbindung zur Böhmischen und Moravischen Kreide und von der SW-Flanke nach W eine solche zum Bayerischen Sedimentationsraum. Um den Südsporn der Böhmischen Masse herum bestand eine Meeresverbindung zwischen Oberösterreich und Niederösterreich. Ab dem Coniac ist eine unterschiedliche Entwicklung im SW und SE zu beobachten. Der Südsporn des Kristallins scheint mit einer weiter nach S streichenden Schwelle oder zumindest mit einem Streifen kontinentaler Schüttungskörper bis in die hohe Oberkreide zeitweise trennend gewirkt zu haben. Zum Helvetikum ist im Cenoman/Turon ein Zusammenhang vor allem über das Bayerische Kreidebecken möglich. Zur Gosau gibt es faunistisch nur geringe Beziehungen. Erst ab dem Campan erfolgt eine mediterrane Fauneningression.

7. Paläogeographische Rekonstruktionsmöglichkeiten

Aus den Bohrungen im östlichen Oberösterreich läßt sich zunächst eine cenomane terrestrisch-fluviatile Sedimentationsphase ablesen, die auch in Ostbayern geläufig ist (Basiston, Kohleton, Erzformation, Schutzfelsschichten). Ein cenomanes Flußnetz wird auch aus der Böhmischen Kreide angeführt, das im Raum der Boskowitzter Furche ins Meer mündete (V. KLEIN, V. MÜLLER & J. VALECKA, 1979). Die kontinentalen Ablagerungsbedingungen während dieser Zeit im Raum um die Böhmisches Masse erstreckten sich demnach über eine große Fläche. Nur in Niederösterreich wurden keine fluviatil-limnischen Sedimente erbohrt. Die marine Entwicklung setzt bereits im Cenoman ein und hält bis ins Maastricht an. Spätestens mit Ende des Cenoman herrschen aber auch an der SW-Flanke der Böhmisches Masse marine Verhältnisse. In den Bohrungen am Rande der Böhmisches Masse ist in dieser Zeit keine Verzahnung von marinen mit limnisch-fluviatilen Sedimenten in Richtung Böhmisches Masse erschlossen. Aber gegen eine marine Bedeckung über die Schwelle der Böhmisches Masse von der Oberösterreichischen bis in die Niederösterreichische oder Böhmisches Kreide in Bayern eine derartige Verzahnung im Turon und schließlich eine Auflagerung von limnisch-fluviatiler Fazies direkt auf vorkretazi-

schem Untergrund. Im Raum Budweis liegt zudem nur Santon, eventuell auch Coniac (MALECHA, 1966) auf kristallinem Untergrund. Tiefere Schichtglieder fehlen und sind vermutlich nie abgelagert worden.

Es ist also anzunehmen, daß der S-Sporn der Böhmisches Masse während der Kreide eine Festlandsschwelle bildete, auf welcher Flüsse Sedimente in die angrenzenden Marinbecken lieferten, wie dies an der SW-Flanke an Hand mächtiger Schüttungskörper ersichtlich ist. Das Fehlen eines südöstlichen fluviatilen Sedimentsaumes könnte auf eine weitgehende asymmetrische Entwässerung bevorzugt gegen SW hinweisen. Verlauf und Richtungen von Flüssen auf dem Festland lassen sich kaum rekonstruieren. Wohl aber läßt sich mit Hilfe von Mächtigkeitskarten von erbohrten Schüttungskörpern eine NW-SE-Erstreckung des Schüttungssaumes ablesen (G. WESSELY, O. S. SCHREIBER und R. FUCHS, 1981, Abb. 2), der sich im NW im Raum der Bodenwöhrer Bucht wieder findet und gegen SE unter die Alpen hineinstreicht. Das Ausmaß der Erstreckung des ehemaligen Festlandsporns der Böhmisches Masse unter die Alpen ist ungewiß. Nach den angeführten Faunenverteilungen dürfte es während des Cenoman und Turon geringer und ab dem Coniac größer gewesen sein.

In Böhmen, Niederösterreich und um den heute alpin überschobenen Südteil des Sporns der Böhmisches Masse herum bis westlich des fluviogenen Saumes erstreckten sich von Cenoman/Turon bis ins Santon, teilweise bis ins Campan-Maastricht Ablagerungen eines marinen Schelfbereiches, die gegen die Tethys zu nach S von tieferen Faziesräumen abgelöst werden (D. HERM, 1979).

8. Palynologie

Um auch aus jenen Sedimenten, die keine oder nur wenige marine Fossilien führen, stratigraphische Ergebnisse erzielen zu können, wurden von Dr. I. DRAXLER (Geologische Bundesanstalt, Wien) palynologische Analysen gemacht. Die Floren sind jedoch fast immer schlecht erhalten; sie ergeben zwar ein gattungsmäßig bestimmbares Bild, feinstratigraphisch wichtige Elemente finden sich leider nur vereinzelt. In den oberösterreichischen Kreideablagerungen des Molasseuntergrundes sind Floren mit Sporen der Familie Extratriporatae zu finden, die ihre Hauptverbreitung in der Oberkreide haben. Auch ist der Erhaltungszustand je nach Sediment verschieden.

Aus dem Ameiser Grünsandstein liegen nur wenige, sehr schlecht erhaltene Palynomorpha vor, wobei das Auftreten der Gattung *Appendicisporites* lediglich für Kreide (nicht höher als Untercampan) spricht. Die darüberliegende Piberbacher Glaukonitische Formation führt Formen des Cenoman-Santon (*Microreticulatisporites urcuticus*, *Leiotriletes maxoides*) und zusätzlich umgelagerte Formen der Unterkreide (*Appendicisporites stylosus*). Eine detaillierte Aufstellung der vorkommenden Pollen geben G. WESSELY, O. S. SCHREIBER & R. FUCHS, 1981. Der Neuhofener Hauptsandstein liefert aus der Bohrung Thann 1 (Kern 1436–1444,5 m) eine wertbare Florenassoziation des Turon-Santon, aus der *Complexipollis* cf. *turonis* bemerkenswert ist. Aus dem Niederneukirchener Grobsandstein wurden Pollen des Senon bestimmt (*Gleicheniidites senonicus*, *Appendicisporites tricornitatus*). In der

Teufelsgrabener Formation konnten als einzige Fossilien überhaupt Palynomorpha gefunden werden, wobei *Appendicisporites tricuspoidatus* nach I. DRAXLER ein Ober-santon-Untercampan belegt. Auch hier finden sich umgelagerte Pollen der Unterkreide. Formen des Alttertiärs wurden nicht beobachtet.

Die Kreideablagerungen des Molasseuntergrundes in Niederösterreich wurden palynologisch nicht untersucht, da diese Sedimente marinen Ursprungs sind und mit Foraminiferen gut stratifiziert werden können.

9. Nannoplankton

Die Untersuchung der Nannoflora erfolgte vorwiegend an Bohrkernen und sollte lediglich ergänzende Daten zur stratigraphischen Einstufung bringen. Durchlaufende Nannofossilbearbeitungen (z. B. an cuttings) gibt es nicht.

Entsprechend den wechselnden faziellen Verhältnissen finden sich meist nur dürftige, selten reichere Floren. Während in den terrigen beeinflussten Sedimenten (fast) kein Nannoplankton vorhanden ist, sind in den Marinbereichen, allerdings vorwiegend in der höheren Oberkreide im E, gut entwickelte Floren zu beobachten.

Die Proben, die von Dr. H. STRADNER (Geologische Bundesanstalt, Wien) untersucht wurden, lieferten wenige stratigraphisch wertvolle Arten. *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE) tritt am W-Rand des Südsporns der Böhmisches Masse im Harmannsdorfer und Thanner Sandstein sowie in der Wirnzberger Mergelformation auf. Mit dem Erstauftreten von *M. furcatus* wird gewöhnlich die Basis des Coniac definiert (K. PERCH-NIELSEN, 1979). Nach H. THIERSTEIN (1976) stellt dieses Erstauftreten einen typischen Biohorizont zwischen Turon und Coniac dar. In der Böhmisches Kreide soll diese Art aber schon im oberen Turon auftreten (J. KRHOVSKY, 1981).

Die Begleitflora ab dem Coniac setzt sich aus *Watznaueria barnesae*, *Micula staurophora*, *Gartnerago obliquum*, *Zygodiscus diplogrammus*, *Eiffellithus eximius*, *Eiffellithus trabeculatus* und *Lithastrinus floralis* zusammen. *Lithastrinus grilli* wurde nicht gefunden, eine Art, die im Typprofil der Klementer Schichten (Coniac) bei Klement sowie im Ernstbrunner Wald bei Klafterbrunn (ebenfalls Klementer Schichten) öfter auftritt (vgl. H. STRADNER & H. PRIEWALDER, 1977, und H. STRADNER, 1962).

Hochgeschuppte Oberkreide in Bohrungen E des Südsporns der Böhmisches Masse lieferten schöne Faunen und Nannofloren des Campan und Maastricht. Zum Beispiel die Bohrung Ameis 2, Kern 1198–1201 m führt *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula concava*, *Cribrosphaerella ehrenbergi*, *Cribrosphaerella numerosa*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Prediscosphaera spinosa*, *Zygodiscus spiralis*, *Ahmuellerella octoradiata* und *Eiffellithus turriseiffeli*. Einstufung: Maastricht.

Im Profil der Bohrung Poysdorf 2 ist das Campan (Poysdorfer Mergel) im Kern 3028,5–3032 m mit reicher Nannoflora belegt: *Bromsonia parca*, *Eiffellithus eximius*, *Phanulithus obscurus*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Micula staurophora*, etc. Desgleichen wurden verwertbare Planktonforaminiferen gefunden (R. FUCHS & G. WESSELY, 1977).

10. Sedimentationsgeschichte

Die Kreideablagerung am Ostrand der Böhmisches Masse erfolgt ab dem Cenoman mit dem transgressiven Übergreifen von Glaukonitsandsteinen auf autochthone Jura. Eine teilweise kalkige Abfolge im oberen Turon scheint einen gewissen Reliefausgleich mit damit bedingter geringerer klastischer Sedimentzufuhr anzudeuten. Der Sedimentationszyklus hält aber ununterbrochen bis in das Maastricht an (R. FUCHS & G. WESSELY, 1977).

Differenzierter ist dagegen die Sedimentabfolge im W der Böhmisches Masse. Über kontinental und fluviatil beeinflussten Basalschichten greifen vorerst ebenfalls glaukonitführende Sande und Mergelsande hinweg. In der Folge ist im oberen Turon eine regressive Entwicklung in Form des Neuhofener Hauptsandsteins zu beobachten (vgl. Abb. 2–4). Auch im Regensburger Raum erfolgt im Oberturon eine regressive Phase (D. HERM, 1979).

Gegen Ende des Coniac greift das Meer wieder über die fluviatil beeinflusste Fazies (Niederneukirchener Grobsandstein) nach NE bzw. N hinweg, es kommt zur Ablagerung der Steyrer Zwischenschichten. Im offenen Meeresbecken hält die Sedimentation kontinuierlich bis zum Untercampan an (I. KÜPPER, 1964). Gleichzeitig stellen sich in den Randbereichen ab dem Santon litoral beeinflusste Sandserien in Form der Harmannsdorfer und Thanner Sandsteine ein. Diese zeigen deutlich einen regressiven Charakter.

Literatur

- BRIX, F., KRÖLL, A., & WESSELY, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, Sndbd. 1977, 12–45, 8 Abb.; Wien-Hamburg.
- FÖRSTER, R., MEYER, R., & RISCH, H. (1983): Ammoniten und planktonische Foraminiferen aus den Eibrunner Mergeln (Regensburger Kreide, Nordostbayern). – Zitteliana, 10, 123–141, 2 Abb., 3 Taf.; München.
- FREJKOVA, L., & VAJDIK, J.: PRISPĚVEK, K. (1974): paleogeografie a litologie cenomanských sedimentů v orlicko – žďárské oblasti – Sbor. Geol. průzkumu Ostrava, 6, 6–28; Ostrava.
- FUCHS, R., & WESSELY, G. (1977): Die Oberkreide des Molasseuntergrundes im nördlichen Niederösterreich. – In: KOLLMANN et al.: Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandssockels im nördlichen Niederösterreich. – Jahrb. Geol. B.–A., 2: 426–435, 2 Taf., 1 Abb.; Wien.
- GRILL, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänsersdorf. – Geol. Bund. Anst., 155 S., 2 Taf., 4 Tab., 9 Textabb.; Wien.
- HAGN, H. (1953): Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der helvetischen Oberkreide Südbayerns. – Palaeontographica, A 104: 1–119, 27 Abb., 8 Taf.; Stuttgart.
- HAGN, H. (1955): Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. – Z. dt. Geol. Ges., 105: 324–359, 4 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- HANZLIKOVA, E. (1972): Carpathian Upper Cretaceous Foraminiferida of Moravia (Turonian–Maastrichtian). – Rozpr. ustr. ust. Geol. 39: 1–605, 5 Fig., 40 Taf.; Praha.
- HERM, D. (1979): Die süddeutsche Kreide – Ein Überblick. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, No. 6: 85–106; Stuttgart.

- HILTERMANN, H., & KOCH, W. (1962): Oberkreide des nördlichen Mitteleuropa, in: Arbeitskreis Deutscher Mikropaläontologen, Leitfossilien der Mikropaläontologie. — Gebrüder Borntraeger: 432 S., 27 Textabb., 61 Taf., 22 Tab.; Berlin.
- HINTE, J. E., van (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — *Jahrb. Geol. B.—A.*, Sndbd. 8: 147 S., 6 Tab., 15 Tab., 22 Taf.; Wien.
- KLEIN, V., HERCOGOVA, M., & REJCHRT, M. (1982): Stratigraphie, Lithologie und Paläontologie der Kreide im Elbe-Faziesgebiet. — *Sbor. geol. Ved, Geologie*, 36, 27–92, 5 Tab., 10 Textabb.; Praha.
- KLEIN, V., MÜLLER, V., & VALECKA, J. (1979): Lithofazielle und paläogeographische Entwicklung des Böhmisches Kreidebeckens. — In: WIEDMANN, J. (ed.): *Aspekte der Kreide Europas*, IUGS Series A, No. 6, 435–446, 6 Abb.; Stuttgart.
- KOLLMANN, H. A., et al. (1977): Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandsockels im nördlichen Niederösterreich. — *Jahrb. Geol. B.—A.*, 120, H. 401–447, 7 Abb., 6 Taf., 1 Tab.; Wien.
- KRHOVSKY, J. (1981): The stratigraphical position of the lower boundary of the *Marthasterites furcatus* nannoplankton Zone in the Bohemian Cretaceous Basin. — *Vest. Ustr. ustavu geol.* 56, 1, 21–26; Prag.
- KÜPPER, I. (1963): Mikropaläontologische Gliederung der Oberkreide des Beckenuntergrundes in den oberösterreichischen Molassebohrungen. — *Mitt. Geol. Ges.* 56/2: 591–651, 4 Taf., 3 Tab., 1 Karte; Wien.
- LANGE, H., & PAULUS, B. (1977): Stratigraphie und Fazies des Gault und Cenoman der Wasserburger Senke im Bayerischen Molasseuntergrund. — *Erdöl-Erdgas-Zeitschr.*, 87, 150–163, 11 Textfig.; Wien-Hamburg.
- MALECHA, A. (1966): The Basin of Southern Bohemia. Regional Geology of Czechoslovakia, Part I, The Bohemian Massif. — J. SVOBODA et al., eds., 581–596; Prag.
- MOORKENS, TH. L. (1976): Palökologische Bedeutung einiger Vergesellschaftungen von sandchaligen Foraminiferen aus dem NW-europäischen Alttertiär und ihre Beziehung zu Muttergesteinen. — *Ergänzungsband der Zeitschrift Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie*, 77–95, 3 Abb.; Hannover.
- MURRAY, J. W. (1973): Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. — Heinemann Educational Books, 274 S., 103 Fig., 25 Tab., 12 Taf.; London.
- NIEDERMAYER, G. (1977): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Proben des Typprofils der Klemener Schichten. — In: KOLLMANN et al.: *Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandsockels im nördlichen Niederösterreich.* — *Jahrb. Geol. B.—A.*, 120, 408–409; Wien.
- NOTH, R. (1951): Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — *Jahrb. Geol. B.—A.*, Sndbd. 3: 91 S., 9 Taf., 2 Tab.; Wien.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — *Jahrb. Geol. B.—A.*, 106: 88 S., 2 Textfig., 1 Tab., 1 Karte; Wien.
- OHMERT, W. (1969): Die Neoflabellinen (Foraminifera) des bayerischen Coniac-Santons. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, 9: 3–32, 118 Abb.; München.
- OSCHMANN, F. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 7038, Bad Abbach. 184 S., 2 Abb., 3 Taf., 5 Beil.; München.
- PACLTOVA, B. (1961): On some plant microfossiles from freshwater sediments of the Upper Cretaceous (Senonian) in the South Bohemian Basin. — *Sborn. Ustr. Ust. Geol.*, 26, 47–102.
- PAPP, A., & TURNOVSKY, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957 bis 1963, Teil II, Paläontologisch-biostratigraphische Ergebnisse. — *Erdöl-Zeitschr.*, H. 3, 93–99, 1 Abb.; Wien-Hamburg.

- PERCH-NIELSEN, K. (1979): Calcareous Nannofossils from the North Sea and the Mediterranean. In: *Aspekte der Kreide Europas*. IUGS Series A, No. 6, 223–272, 24 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- REUSS, A. E. (1845/46): Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. — E. Schweizerbart. Abt. 1, 58 S., 13 Taf.; Stuttgart.
- RISCH, H. (1983): Zur Mikrobiostratigraphie der Regensburger Kreide. — *Zitteliana*, 10, 143–153, 1 Taf.; München.
- SALAJ, J., & GASPARIKOVA, V. (1979): Microbiostratigraphy of the Upper Cretaceous of the West Carpathians based on Foraminifers and Nannofossils and the Question of Relations and Migrations of Boreal and Tethyan Elements. — *Aspekte der Kreide Europas*. IUGS Series A, No. 6: 279–292, 2 Taf.; Stuttgart.
- SCHMID, M. E. (1977): Zur Foraminiferenfauna der Klementer Schichten. — In: KOLLMANN et al.: Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandssockels im nördlichen Niederösterreich. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, 120, 409–411; Wien.
- SCHREIBER, O. S. (1980): Benthonische Foraminiferen der Pumberger Folge (Oberkreide) von Klein-Sankt Paul am Krappfeld (Kärnten). — *Beitr. Paläont. Österr.* 7: 119–237, 2 Abb., 16 Fototaf.; Wien.
- STEININGER, F. F., EBNER, F., FINK, J. †, FLÜGL, H. W., GRÄF, W., HOLZER, H. L., KOLLMANN, H., MATURA, A., OBERHAUSER, R., RESCH, W., SCHNABL, W., SCHÖNLAUB, H. P., TOLLMANN, A., & ZAPFE, H. (1985): Österreichische Geologische Gesellschaft, Arbeitsgruppe für Stratigraphie: Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur in Österreich. — *Geol. Bund. Anst.*, im Druck; Wien.
- STEMPROKOVA-JIROVA, D. (1978): Stratigraphic distribution of foraminifera in the Turonian and Coniacian of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. — *Pal. Konf.* 77 — Univ. Karlova: 189–195; Praha.
- STRADNER, H. (1962): Bericht 1961 über Aufsammlungen von mesozoischen und alttertiären Nannoplanktonmaterialien aus der Waschbergzone (NÖ.). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1962/63, A106–A108; Wien.
- STRADNER, H., & PRIEWALDER, H. (1977): Über das Nannoplankton der Klementer Schichten (Coniac). — In: KOLLMANN et al.: Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandssockels im nördlichen Niederösterreich. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, 120. 2: 419–426, 1 Abb.; Wien.
- TAPPAN, H. (1962): Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. Part. 3. Cretaceous Foraminifera. — *Geol. Survey Prof. Pap.* 236-C: 91–209, 30 Taf.; Washington.
- THIERSTEIN, H. R. (1976): Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. — *Marine Micropaleont.* 1, 325–362, 8 Abb., 5 Taf.; Amsterdam.
- TILLMANN, H. (1964): Kreide. — In: *Erl. z. GK 500 v. Bayern*, 2. Auflage, 141–161, Bayer. Geol. L.-Amt; München.
- TOLLMANN, A. (1960): Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtals in Steiermark. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, 103: 133–203, 16 Taf., 2 Textabb.; Wien.
- WEIDICH, K. F. (1984): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtafauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Unterenoman–Untercampan) der Bayerischen Alpen. — *Abh. Bayer. Akad. Wiss.*, H. 162, 151 S., 51 Abb., 21 Taf.; München.
- WESSELY, G., SCHREIBER, O. S., & FUCHS, R. (1981): Lithofazies und Mikrostratigraphie der Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes im östlichen Oberösterreich. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, 124/1: 175–281, 5 Abb., 20 Fototaf., 1 Taf.; Wien.
- WICHER, C. A., & BETTENSTAEDT, F. (1957): Zur Oberkreidegliederung der bayerischen Innviertelbohrungen. — *Geol. Bavarica*, 30: 3–54, 3 Abb., 1 Tab.; München.

- WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. — Jb. Geol. Bundes-Anst., 106, 89–119, 18 Tab., 1 Taf.; Wien 1963.
- ZIEGLER, J. H. (1957): Die Fauna des Cardientones der Oberpfalz und die Bedeutung der Foraminiferen für seine Altersbestimmung (Coniac). — Geol. Bavarica, 30: 55–81, 1 Taf., 3 Tab.; München.

Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman–Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen

Stratigraphy of the Branderfleck Formation (Lower Cenomanian to Lower Campanian) in the Bavarian Calcareous Alps

Von K. F. WEIDICH*)

Mit 13 Abbildungen und 4 Tafeln

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. D. Herm, zum 50. Geburtstag gewidmet.

Zusammenfassung. In ehemals als „Cenoman“-Mulden bezeichneten Vorkommen tieferer Oberkreide auf der Lechtal-Decke in den Bayerischen Kalkalpen, die heute zu den Branderfleck-Schichten (GAUPP, 1980, 1982) gestellt werden, konnte durch mikropaläontologische Untersuchungen eine Feinstratigraphie aus 10 planktonischen Foraminiferen-Zonen: *brotzeni-*, *reicheli-*, (untere und obere) *cushmani-*, *archaeocretacea-*, *helvetica-*, *schneegansi-*, *primitiva-*, *concovata-*, *asymetrica-* und *elevata-*Zone aufgestellt werden. Sie umfassen den Zeitraum Untercenoman bis Untercampan.

Die Alterseinstufung wurde zusätzlich durch benthonische Foraminiferen abgesichert, deren stratigraphischer Wert sich aus anderen Profilen und Regionen ergeben hatte.

Sechs Profileile werden lithologisch und mikropaläontologisch dargestellt. Sie sind die Kurzfassung einer umfangreicheren Arbeit (WEIDICH, 1982c), in der von Pfronten/Allgäu bis Ruhpolding/Oberbayern in 10 Profilen Coniac, in 4 (?5) Profilen Santon und in 1 Profil Untercampan nachgewiesen werden konnte.

Die Mittelkreide-Transgression hat die nördliche Lechtal-Decke im Untercenoman erreicht. Sie schritt langsam nach Süden vor, so daß die Südmulde des Synklinoriums erst im Mittelcenoman erfaßt wurde. Noch weiter im Süden, im Bereich des heutigen Wamberger Sattels und der Gosau, sind Sedimente des Cenomans und Turons nicht erhalten geblieben. Auf eindeutige Flachwassersedimente folgt eine Serie, deren Charakter als „Turbiditfazies“ oder „flyschoid“ bezeichnet wurde.

*) Adresse: Konrad F. Weidich, c/o Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10/II, D-8000 München 2.

Die ersten hemipelagischen roten Tone treten im Oberturon auf und zeigen sedimentologisch und mikrofaunistisch eine weitere Eintiefung des Sedimentationsraumes an. Die Mikrofauna läßt auf eine Wassertiefe schließen, die die Foraminiferen-Lysocline unterschritten hat, aber wohl noch über der CCD lag.

Eine Regression des Meeres ist zu keiner Zeit und in keinem Profil anhand der Sedimentation oder der Mikrofauna abzulesen. Die bisher jüngste Probe wurde mit Untercampan (*elevata*-Zone) datiert.

Das N/S-Profil Regau—Oberaudorf—Brandenberger Gosau (Lechtal-Decke) besitzt sowohl im Norden (Regau) als auch im Süden (Südfazies der Brandenberger Gosau) zur Zeit des Santons bathyale bis abyssale Sedimentationsräume, die durch einen altersgleichen Schwellenbereich flachen Wassers („Oberaudorfer Schwelle“) getrennt waren. Die sich daraus ergebende paläogeographische Folgerung ist, daß die exotischen Gerölle der Brandenberger Gosau nicht aus Norden stammen können. Es muß also ein südliches Liefergebiet angenommen werden, dessen tektonische Stellung allerdings noch unbekannt ist.

Summary. A detailed stratigraphy based on micropaleontological investigations was established for the Upper Cretaceous (Lower Cenomanian to Lower Campanian) Branderfleck Beds (GAUPP, 1980, 1982) of the Lechtal-Decke. The 10 planktonic foraminiferal zones are: *brotneni*, *reicheli*, (lower and upper) *cushmani*, *archaeocretacea*, *helvetica*, *schneegansi*, *primitiva*, *con-cavata*, *asymetrica*, and *elevata* zones.

The determination of the age was also accomplished with benthonic foraminifera. Their stratigraphic value was known from other sections and regions.

Six parts of sections are presented lithologically and micropaleontologically in detail in this abridged version of a comprehensive work (WEIDICH, 1982c), in which sediments of Coniacian age have been described from 10 sections, of Santonian age from 4 (?5) sections, and of Lower Campanian age from 1 section in the area between Pfronten (Allgäu) and Ruhpolding (Upper Bavaria).

The Mid-Cretaceous transgression reached the northern part of the Lechtal-Decke in the Lower Cenomanian. Moving slowly southwards the transgression reached the southern syncline of the Synklinorium in the Middle Cenomanian. Although further to the south, in the region of the Wamberg anticline and the Gosau basin, sediments of Cenomanian and Turonian age are not preserved, the Wamberg anticline was probably covered by such sediments.

Shallow water sediments are followed by a series, which has been called “turbiditic facies” or “flysch-like”.

Hemipelagic red clays appear first in the Upper Turonian. Their sedimentology and microfauna indicate a further deepening of the basin. From the microfauna a water depth lower than the foraminiferal lysocline, but probably higher than the CCD, may be concluded.

Neither sediments nor microfaunas give any indication of a regression. The youngest sample is of Lower Campanian age (*elevata* zone).

A profile from the Regau area in the north, over Oberaudorf to Brandenburg in the south indicates that a shallow ridge, the Oberaudorfer Schwelle was subdividing a basin with a bathyal to abyssal depth in its north and south.

A palaeogeographical conclusion is that “exotic pebbles” found in the Brandenburg Gosau have not come from the north as generally believed. There must have been a source area in the south, but its tectonical position is unknown.

Danksagung. Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. D. HERM, danke ich für die Anregung zu dieser Arbeit, für sein reges Interesse an ihrem Fortgang und für seine überaus großzügige Förderung meiner Untersuchungen in der Süddeutschen Kreide.

Mit den Herren Prof. Dr. H. HAGN, Dr. H. IMMEL, München, und Dr. R. GAUPP, Hannover, verbinden mich der intensive Gedankenaustausch, die Unterstützung mit Literatur und Vergleichsmaterial sowie gemeinsame Geländebegehungen, die mir eine große Hilfe waren.

Für die mit Sorgfalt ausgeführten Foto- und Zeichenarbeiten danke ich den Herren F. Höck und K. Dossow recht herzlich.

1. Einleitung

Im Zeitbereich Alb—Cenoman—Turon sollen im Kalkalpin bedeutende tektonische Bewegungen stattgefunden haben:

- a) Präcenomane Phase (Austrische Phasen nach TOLLMANN, 1964) an der Wende Alb/Cenoman,
- b) Prägosauische Phase (Mediterrane Phase nach TOLLMANN, 1964) an der Wende Turon/Coniac.

Der feinstratigraphischen Gliederung der mittleren Kreide in den Nördlichen Kalkalpen kommt daher eine entscheidende Bedeutung zu. Nachdem fast alle Schichtlücken zu den postulierten Faltungsphasen durch den Nachweis zumindest lokaler kontinuierlicher Sedimentation geschlossen werden konnten (Wende Cenoman/Turon: HAGN & ZEIL, 1954; Mittelalb: FAHLBUSCH, 1964; Neocom/höhere Unterkreide: RISCH, 1969 bzw. 1971), verblieb zuletzt noch die Schichtlücke im obersten Turon/tiefsten Coniac, d. h. zwischen dem „Cenoman“ und der „Gosau“ der alten Nomenklatur.

In der folgenden Arbeit wird in sechs ausgewählten Profiltteilen aus den Bayerischen Kalkalpen (Abb. 1) eine lückenlose Sedimentation vom Untercenoman bis in das Untercampan nachgewiesen. Sie entstammen den ehemals unter „Cenoman“ zusammengefaßten Oberkreide-Mulden der Lechtal-Decke (Hochbajuvarikum).

Die Ablagerungen wurden sedimentologisch von GAUPP (1980, 1982) untersucht und mit dem Namen Branderfleck-Schichten belegt. Weitere Profilbeschreibungen finden sich bei GAUPP (1980) und WEIDICH (1982c).

2. Planktonische Foraminiferen-Zonen in der kalkalpinen Oberkreide

Die erarbeitete Feinstratigraphie stützt sich im wesentlichen auf planktonische Foraminiferen. Doch blieben ausgesuchte benthonische Foraminiferen, deren stratigraphische Brauchbarkeit sich in anderen Profilen und Regionen bewährt hat, nicht unbeachtet.

Von den benthonischen Foraminiferen treten erstmals auf im Turon:

Gaudryina angustata AKIMEZ

Gaudryina carinata FRANKE

Gaudryina laevigata FRANKE (Taf. 1, Fig. 3, 4)

Gaudryina pyramidata CUSHMAN

Gaudryinella pseudoserrata CUSHMAN (Taf. 1, Fig. 12, 13)

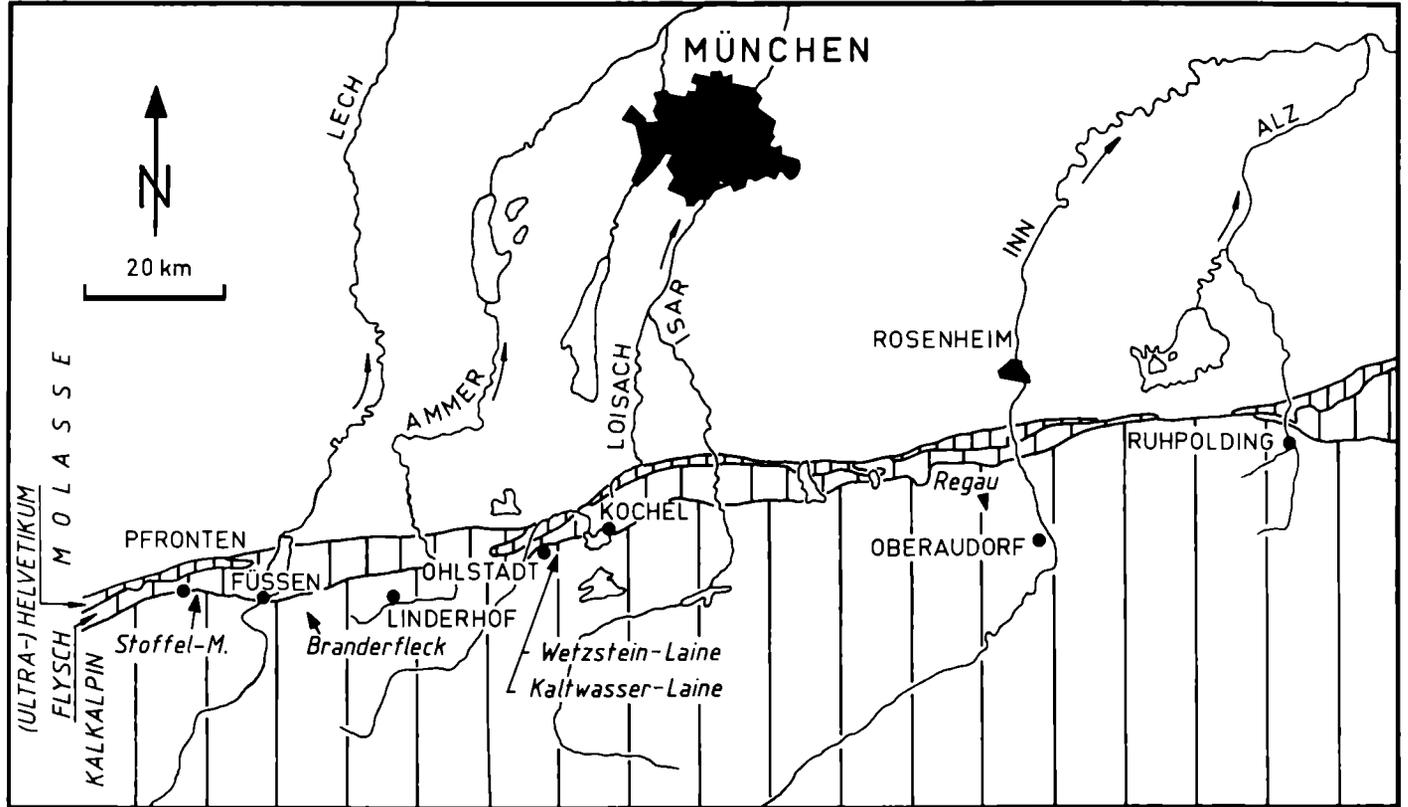


Abb. 1 Tektonische Skizze der Bayerischen Alpen und Lage der beschriebenen Profile.
 Fig. 1 Tectonical sketch-map of the Bavarian Alps and location of the described sections.

Spiroplectammina jaekeli (FRANKE)

Stensioeina div. sp.,

im Coniac:

Dorothia trochoides (MARSSON) (Taf. 1, Fig. 8, 9)

Gaudryina rugosa d'ORBIGNY

Pseudospiroplectinata compressiuscula (CHAPMAN) (Taf. 2, Fig. 7)

Verneuilina cretosa CUSHMAN

Epistomina favosoides (EGGER)

Eponides concinna BROTZEN

Gavelinella costata BROTZEN (Taf. 2, Fig. 4, 5, 6)

Gavelinella lorneiiana (d'ORBIGNY)

Gavelinella tumida BROTZEN (Taf. 2, Fig. 1, 2, 3)

Loxostomum eleyi (CUSHMAN) (Taf. 2, Fig. 10, 11)

Neoflabellina div. sp. (Taf. 2, Fig. 9)

Reussella cushmani BROTZEN,

im Santon:

Tritaxia trilatera (CUSHMAN) (Taf. 1, Fig. 7)

Bolivinooides strigillatus (CHAPMAN)

Reussella szajnochae (GRZYBOWSKI).

Es wurden nur solche benthonische Foraminiferen aufgenommen, die auch in den hier oder bei WEIDICH (1982c) beschriebenen Profilen gefunden wurden.

Die genannten Foraminiferen-Arten wurden in Nordamerika (CUSHMAN, 1946), in der nord- und mitteldeutschen Kreide (FRANKE, 1925, 1928; HOFKER, 1957; HILTERMANN & KOCH, 1962), in NW- und Zentralpolen (GAWOR-BIEDOWA, 1972), in Böhmen (HERCOGOVA, 1977) und in den Karpaten (NEAGU, 1970; HANZLIKOVA, 1972) mit gutem Erfolg in der Stratigraphie benutzt.

In den „Cenoman“-Mulden der Bayerischen Kalkalpen sind weder stratigraphisch weitreichende und ungestörte Profile zu finden, noch ist mangels ausreichender Fossilfunde eine Korrelation mit der grundlegenden Ammoniten-Stratigraphie möglich.

Die zehn planktonischen Foraminiferen-Zonen in der kalkalpinen Oberkreide: Branderfleck-Schichten, wie sie in Abb. 2 dargestellt sind, ergaben sich aus dem Aufeinanderfolgen der verschiedenen planktonischen Foraminiferen-Arten in sich überlappenden Profilteilen der Bayerischen Kalkalpen (Arbeitsgrundlage über 300 Schlämmpfoten) und aus der Zonenfolge planktonischer Foraminiferen im Tethysraum (SIGAL, 1977; Atlas . . . 1 (1979)).

Die Zonen sind meistens partial range zones (PRZ) (*brotzeni*-, *reicheli*-, *primitiva*-, *concovata*-, *asymetrica*-, *elevata*-Zone), deren Untergrenzen durch Ersteinsetzen der Leitform definiert sind. Durch Erstauftreten und Aussterben der namengebenden Foraminifere (total range zone, TRZ) sind die *cushmani*- und die *helvetica*-Zone festgelegt.

Die *archaeocretacea*- und die *schneegansi*-Zone werden begrenzt von der letzten *Rotalipora*/ersten *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI) bzw. von der letzten *P. helveti-*

100		92		86		82		78		70		Mio. J.
ALB	CENOMAN			TURON		CONIAC	SANTON		CAMPAN		MA.	Stufe
<i>R. appenninica</i>	<i>R. brotzeni</i>	<i>R. reicheli</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>W. archaeocretacea</i>	<i>P. helvetica</i>	<i>M. schneegansi</i>	<i>D. primitiva</i>	<i>D. concavata</i>	<i>D. asymetrica</i>	<i>G. elevata</i>		Planktonische Foraminiferen
	↑ <i>brotzeni</i>	↑ <i>reicheli</i>	↑ <i>cushmani</i>	↑ <i>schneegansi</i>	↑ <i>helvetica</i>	↑ <i>primitiva</i>	↑ <i>concavata</i>	↑ <i>asymetrica</i>	↑ <i>elevata</i>	↑ <i>calcarata</i>		Zonen
		↑ <i>ROTALIPORA</i>	↑ <i>sigali</i>	↑ <i>pseudolinneiana</i>	↑ <i>paraconcavata</i>	↑ <i>cretaea</i>	↑ <i>SIGALIA</i>					datum levels
	↑ <i>greenhornensis</i>	↑ <i>imbricata</i>	↑ <i>coronata</i>	↑ <i>fornicata</i>								
	↑ <i>deেকে</i>	↑ <i>hagni</i>	↑ <i>angusticarin.</i>	↑ <i>arca</i>								
		↑ <i>archaeocretacea</i>	↑ <i>tarfayensis</i>									

Abb. 2 Planktonische Foraminiferen-Zonen für die Oberkreide der Bayerischen Kalkalpen nach WEIDICH (1982c: Abb. 5).

Fig. 2 Planktonic foraminiferal zonation of the Upper Cretaceous of the Bavarian Alps after WEIDICH (1982c: Fig. 5).

ca (BOLLI)/ersten *Dicarinella primitiva* (DALBIEZ), und sie sind damit partial current range zones (PCRZ) (betr. PRZ, TRZ, PCRZ vgl. HINTE, 1969; GEYER, 1973).

Die Hauptunterschiede zur Zonenfolge im Atlas . . . 1: 30, Tab. 1 betreffen die *reicheli*- und die neu eingeführte *primitiva*-Zone. Da *Rotalipora reicheli* MORNOD bis in das Obercenoman reicht, kann die *reicheli*-Zone keine TRZ mehr sein, und sie wird zur PRZ (zum taxonomischen Problem *R. reicheli* MORNOD/*R. deecke*i (FRANKE) vgl. WEIDICH, 1982c: 19–20, 143–144, 146–147).

Die Einführung einer *primitiva*-Zone ergab sich aus dem Einsetzen von *Dicarinella primitiva* (DALBIEZ) vor *D. concavata* (BROTZEN) im Profil.

Zudem läßt die beobachtete Abfolge der planktonischen Foraminiferen in den Kalkalpin-Profilen eine Zweiteilung der *cushmani*-Zone in eine untere und obere *cushmani*-Zone zu.

Die untere *cushmani*-Zone enthält noch zahlreiche *Rotalipora appenninica* (RENZ) und *R. brotzeni* (SIGAL). Der Bau des Kieles bei den Praeglobotruncanen ist noch einfach: Eine dicht beieinander liegende zweifache Pustelreihe oder ein Doppelkiel. Die Trennung in zwei Kiele mit einem sehr schmalen imperforierten Kielband erfolgt erst in der oberen *cushmani*-Zone und leitet über zur Gattung *Dicarinella* mit den Arten *Dicarinella algeriana* (CARON) [auct.] und *D. imbricata* (MORNOD). Arten der Gattung *Whiteinella* fehlen noch oder sind extrem selten.

Die obere *cushmani*-Zone ist charakterisiert durch das Auftreten von *Whiteinellen* (*Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), *W. baltica* DOUGLAS & RANKIN, *W. brittonensis* (LOEBLICH & TAPPAN); im obersten Teil auch schon *W. archaeocretacea* PESSAGNO), durch das Einsetzen von *Praeglobotruncana praealpetica* (TRUJILLO), *Dicarinella imbricata* (MORNOD) (einschließlich *D. algeriana* (CARON) auct.) und hoch trochospiraler Formen von *Praeglobotruncana turbinata* (REICHEL). Die genannten Foraminiferen erscheinen sicherlich nicht gleichzeitig im Obercenoman und sind zudem recht selten anzutreffen.

Die in dieser Arbeit angeführten planktonischen Foraminiferen entsprechen weitgehend den Beschreibungen im Atlas . . . 1 und Atlas . . . 2, sind aber insbesondere bei anderer Artauffassung in WEIDICH (1982c) beschrieben.

Eine für neu gehaltene Unterart von *Marginotruncana paraconcavata* PORTHAULT wird in offener Nomenklatur als „*Marginotruncana paraconcavata* n. ssp.“ geführt, im Anhang (S. 247) beschrieben und auf Taf. 3, Fig. 4–6 abgebildet. Es wäre für mich interessant, zu erfahren, ob diese morphologische Form auch aus anderen Oberkreide-Profilen bekannt ist.

3. Beschreibung der sechs ausgewählten Profileile

Die hier beschriebenen Profileile sind ein Auszug aus der umfangreicheren und detaillierten Darstellung in WEIDICH (1982c: 32–110, Abb. 6–27, Tab. 1–9). Dort konnte von Pfronten/Allgäu bis Ruhpolding/Oberbayern in 10 Profilen Coniac, in 4 (?5) Profilen Santon und in 1 Profil Unter campan nachgewiesen werden.

Doch auch in der hier vorgelegten Kurzfassung der sechs Profileile ergibt sich der zur Zeit bekannte stratigraphische Umfang der Branderfleck-Schichten: Unter cenoman (*brotzeni*-Zone) bis Unter campan (*elevata*-Zone) (Abb. 3).

Millionen Jahre	Stufen	Planktonische Foraminiferen-Zonen	Stoffel-Mühle Branderfleck Kaltwasser-Laine Wetzstein-Laine Regau
78	CAMPAN	<i>Globotruncana elevata</i>	
	SANTON	<i>Dicarinella asymetrica</i>	
82	CONIAC	<i>Dicarinella concavata</i>	?
		<i>D. primitiva</i>	
86	TURON	<i>Marginotruncana schneegansi</i>	
		<i>Praeglobotruncana helvetica</i>	
		<i>W. archaeocretacea</i>	
92	CENOMAN	<i>Rotalipora cushmani</i>	
		<i>R. reicheli</i>	
		<i>Rotalipora brotzeni</i>	
		<i>R. appenninica</i>	
100	ALB		

Abb. 3 Stratigraphische Reichweite der sechs beschriebenen Profileile.
Fig. 3 Stratigraphical range of the six described sections.

3.1. Stoffel-Mühle (Oberturon-Untercampan) (Abb. 4–5)

Die Oberkreide-Profile E' Stoffel-Mühle bei Pfronten/Allgäu (Abb. 4) gehören zur tektonischen Einheit des Falkensteinzuges, einer Deckenklippe der Lechtal-Decke (KOCKEL et al., 1936; GAUPP, 1980).

In sechs Profileteilen des Süd- und Nordflügels der Kreide-Mulde sind Mergel und Blockbreccien des Cenomans bis Turons (Abb. 4, Profile A–D) und eine Wechselfolge rotbrauner und blaugrauer Mergel mit einzelnen Breccienbänken des Oberturons bis Untercampan aufgeschlossen (Abb. 4, Profile E, F).

Diese ca. 70 m mächtige Wechselfolge, Profil Stoffel-Mühle F (Abb. 5), gehört dem Mulden-Nordflügel an und ist in einem Bach vollständig aufgeschlossen.

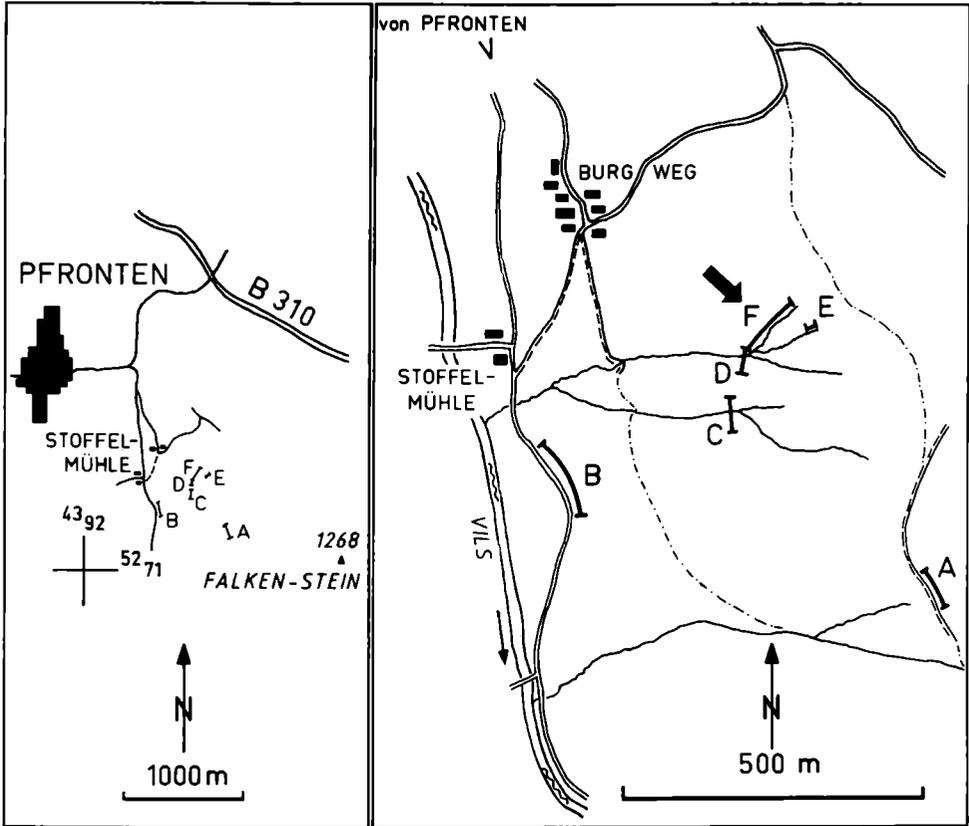


Abb. 4 Lage des Profils F östlich Stoffel-Mühle bei Pfronten/Allgäu. Muldenkern im Süden des Profils F: R 4392880, H 5271730, TK 25 Bl. 8429 Pfronten.

Fig. 4 Location of the section F east of Stoffel-Mühle near Pfronten (Allgäu).

Sie beginnt im Norden mit rotbraunen Tonen, in die eckige Breccienkomponenten eingestreut und Feinsandsteinbänkchen eingeschaltet sind (Oberturon). Es folgen blaugraue Mergel mit einer Breccienbank (10–15 cm) (Coniac) und eine Wechselfolge rotbrauner und blaugrauer Tone und Mergel; nach einer weiteren Breccienbank (12 cm) rotbraune Tone, die von einer dritten Breccienbank abgeschlossen werden. Die sich anschließende ca. 22 m mächtige Wechselfolge rotbrauner, grauer, graubrauner und blaugrauer Tone und Mergel wird etwa in der Mitte von grünlichgrauen, sandigen und harten Mergeln unterbrochen (höheres Santon), die sich wie ein Riegel in den Bach vorschieben. Die letzten 10 m bis zum gestörten Muldenkern bilden graubraune und blaugraue Mergel mit Feinsand- und Siltlagen, die in blaugraue Mergel und rotbraune Tone übergehen (Untercampan).

Um die Mikrofauna möglichst vollständig zu erfassen, wurde aus stratigraphischen Gründen ziemlich dicht beprobt und dabei für die palökologische Fragestellung

Stoffel-Mühle bei Pfronten/Allgäu, Falkensteinzug, Bayern (Oberturon-Untercampan)

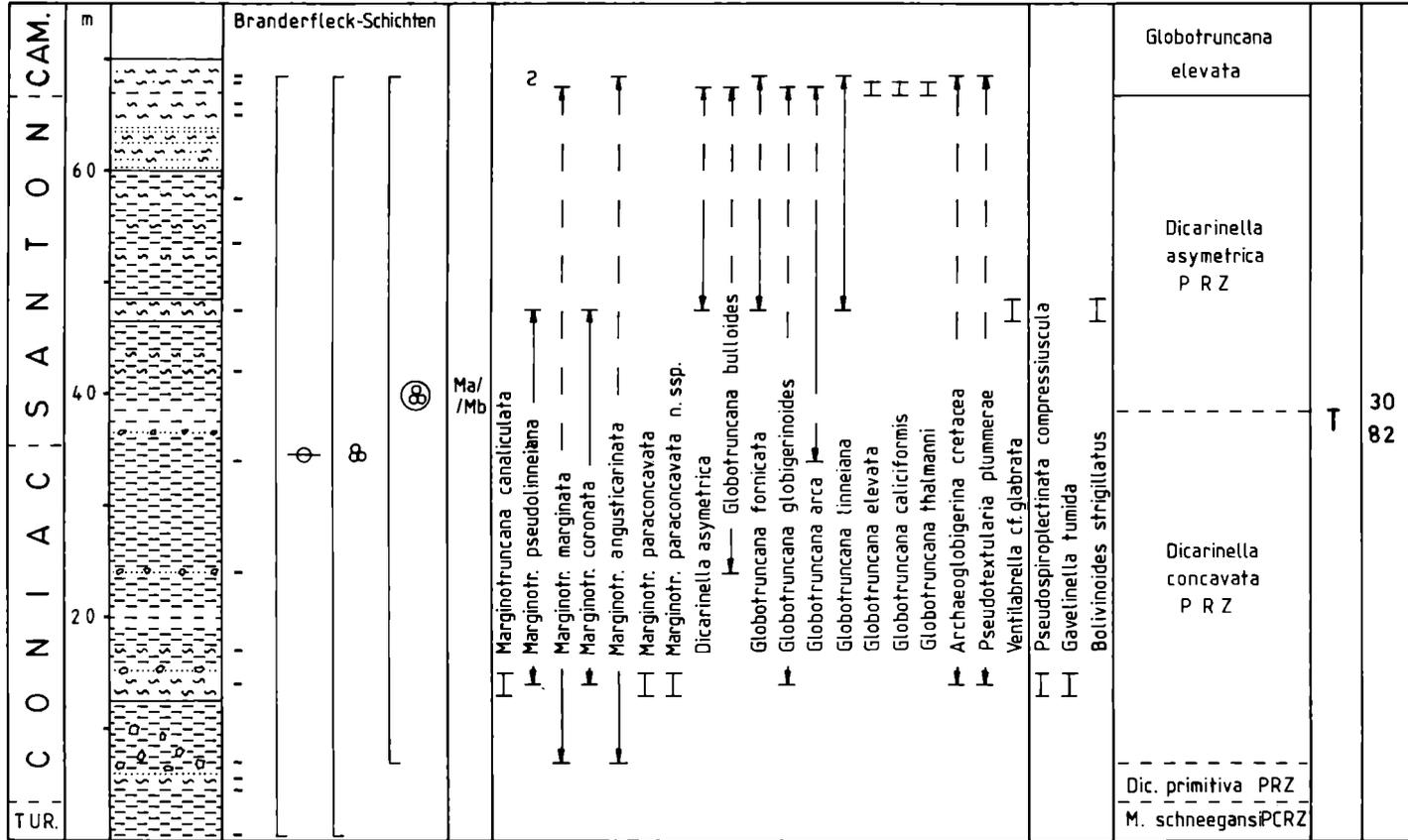


Abb. 5 Lithologisch-stratigraphisches Profil Stoffel-Mühle F. -- lückenhafter Nachweis, ~ umgelagert.

Fig. 5 Lithological and stratigraphical section of Stoffel-Mühle F. -- incomplete proof, ~ reworked.

jeder Sedimenttyp berücksichtigt. Die ganze Sedimentfolge des Profils F (Abb. 5) stellt sich danach als monotone Folge roter Tiefsetone dar, in die immer wieder sandige Mergel, Feinsande und Breccien aus flachmarinen Gebieten geschüttet wurden.

Die Foraminiferenfauna dieser hemipelagischen roten Tone ist eine Vergesellschaftung von Flysch-Sandschalern, zu denen sich von Probe zu Probe unterschiedliche Mengen planktonischer und kalkschaliger benthonischer Foraminiferen gesellen. Sämtliche Kalkschaler sind meist \pm stark angelöst, wobei die großen Globotruncanen am stärksten betroffen sind (Flysch-Sandschaler-*Eponides-Osangularia*-Vergesellschaftung).

Solche Foraminiferen-Vergesellschaftungen in der beschriebenen Erhaltung und mit einem hohen Radiolarien-Anteil an der Gesamtmikrofauna können in Übereinstimmung mit der Literatur (BROUWER, 1965; SLITER & BAKER, 1972; OLSSON, 1977; SLITER, 1977; BUTT, 1981) in das tiefe Bathyal oder Abyssal gestellt werden.

So dürften die roten Tone den gesamten Bereich von knapp über der Foraminiferen-Lysocline (BERGER, 1968, 1970) bis zur CCD einnehmen.

Die Bedeutung des Gesamtprofils Stoffel-Mühle für die Stratigraphie der Oberkreide in den Nördlichen Kalkalpen ergibt sich aus der lückenlosen Sedimentation vom Untercenoman bis in das Untercampan. Das Profil enthält damit auch die bisher einzige Probe mit einem Untercampan-Alter außerhalb der Gosau-Becken.

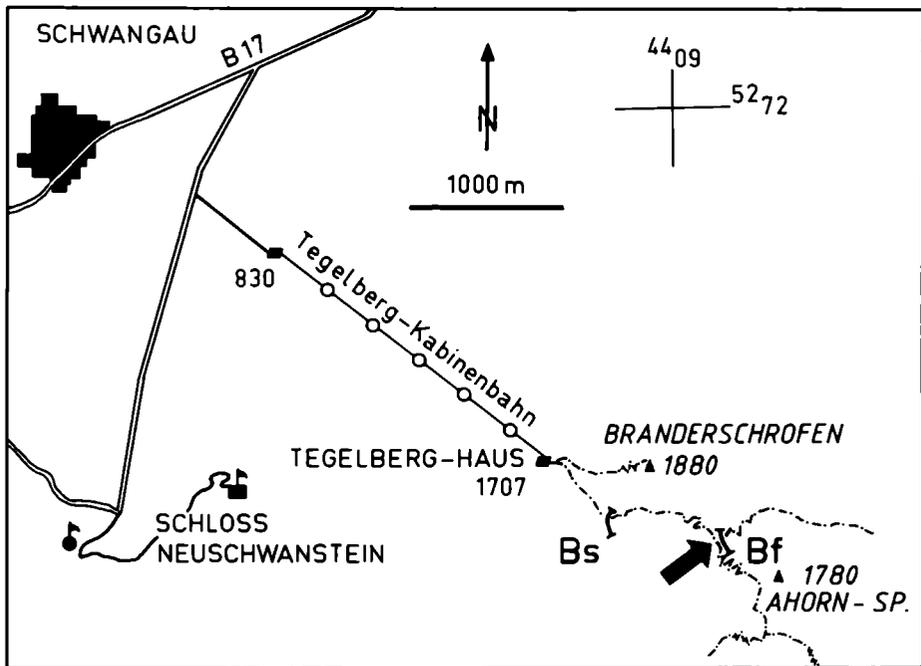


Abb. 6 Lage des Profils Branderfleck Bf östlich Schloß Neuschwanstein (Typprofil der Branderfleck-Schichten). Branderfleck-Sattel: R 4409240, H 5269240, TK 25 Bl. 8430 Füssen.
 Fig. 6 Location of the section Branderfleck Bf east of the Neuschwanstein Castle (Type section of the Branderfleck Beds).

Die Sedimente und die Mikrofauna dokumentieren eine Tiefsee-Entwicklung für den Zeitraum Oberturon-Untercampan.

3.2. Branderfleck (Cenoman, Coniac, ?Santon) (Abb. 6–7)

Das Oberkreide-Profil am Branderfleck-Sattel E' Schloß Neuschwanstein in den Hohenschwangauer Alpen wurde von GAUPP (1980, 1982) als Typprofil der Branderfleck-Schichten ausgewählt (Abb. 6). Der Hang östlich des Branderfleck-Sattels schließt den Südflügel der Kreide-Mulde auf (= Typprofil) (Abb. 7). Der Nordflügel an den Steilhängen zum Branderschrofen ist schwer zugänglich.

Branderfleck-Sattel/Hohenschwangauer Alpen, Lechtal-Decke, Bayern (Cenoman, Coniac, ?Untersanton)

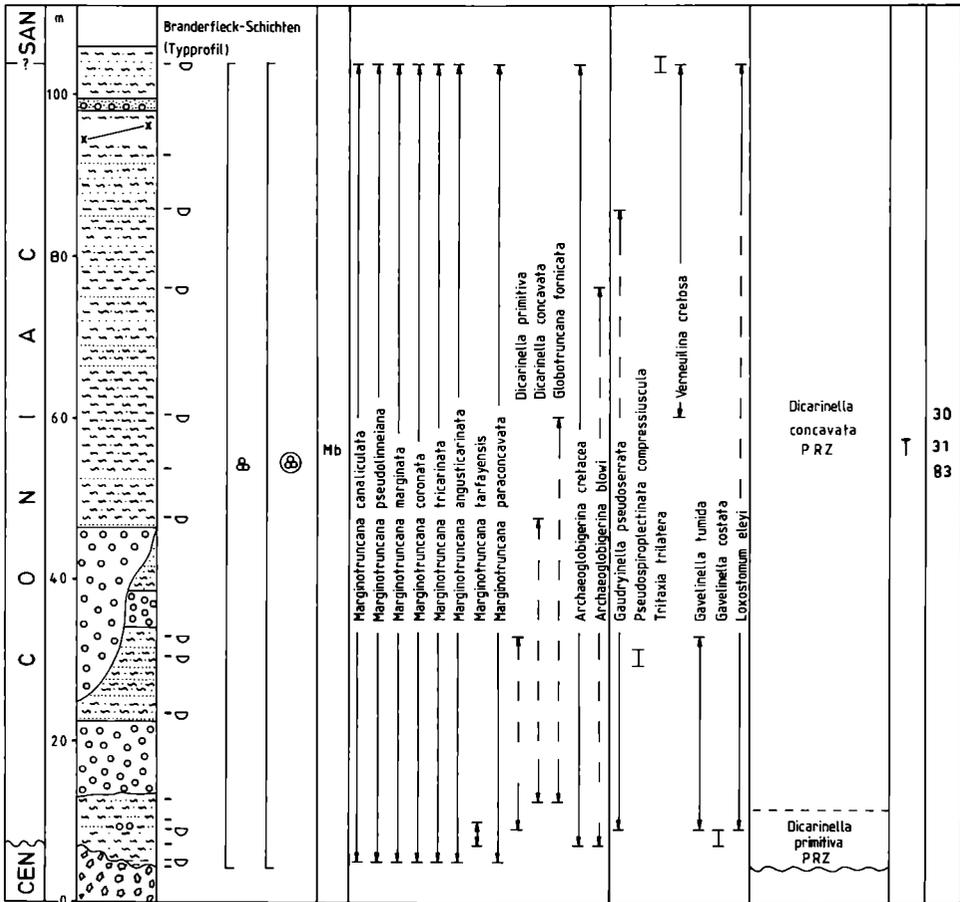


Abb. 7 Lithologisch-stratigraphisches Profil Branderfleck (Typprofil der Branderfleck-Schichten) nach GAUPP (1980) und WEIDICH (1982c).

Fig. 7 Lithological and stratigraphical section Branderfleck (Type section of the Branderfleck Beds) after GAUPP (1980) and WEIDICH (1982c).

Das Typprofil der Branderfleck-Schichten beginnt mit groben Blockbreccien, die weiter im Süden auf Hauptdolomit transgredieren bzw. diesen überlagern. In benachbarten Profilen (Branderfleck-Nordflügel; Branderschrofen SW-Hang, Abb. 6 „Bs“) haben Mergel direkt über den basalen Breccien ein Unter- bis Mittelcenoman-Alter, so daß für die Breccien ein Untercenoman-Alter angenommen werden darf.

Im Typprofil selbst konnte aber anhand der Mikrofauna ein Coniac-Alter für die überlagernden Mergel und Tone nachgewiesen werden. Die ehemals sicherlich vorhandenen Ablagerungen des höheren Cenomans und des Turons wurden also vor dem Coniac erodiert und lieferten Material für die Olisthostrome der Nachbarprofile.

Der folgende tiefere Teil des Typprofiles setzt sich aus Olisthostromen und Turbiditbänken mit zwischengeschalteten sandigen Mergeln zusammen. Die Komponenten der Olisthostrome sind bei GAUPP (1980: 166–173) kurz beschrieben und teilweise auch abgebildet.

Der höhere Profiltail besteht aus einer eintönigen Serie grauer Mergel und Turbiditbänke. Ich habe das Typprofil GAUPPS in diesem Bereich nach eigener Aufnahme etwas verändert und erweitert.

Die jüngste Probe enthält mit *Tritaxia trilatera* (CUSHMAN) eine Foraminifere, die bisher nur aus dem Santon oder jüngeren Ablagerungen bekannt ist, so daß der höchste Profiltail den Untersanton-Anteil der *concovata*-Zone repräsentieren kann. Die entsprechenden planktonischen Foraminiferen, z. B. *Sigalia decoratissima* (KLASZ), fehlen aber.

Die Alterseinstufung des Typprofiles der Branderfleck-Schichten (GAUPP, 1980: 202, Abb. 89: „Obere Branderfleck-Schichten“, „Turon“) muß nach den dargestellten mikropaläontologischen Befunden in Cenoman, Coniac, ?Santon geändert werden.

3.3. Kaltwasser-Laine (Turon-Coniac) (Abb. 8–9)

Im Gebiet E' Ohlstadt/Obb. sind zwei Oberkreide-Mulden als jüngste Füllung eines Teils des Großen Muldenzuges (Lechtal-Decke) entlang der Bachläufe gut aufgeschlossen (Abb. 8).

Besonders die Orbitolinen-Sandsteine (GÜMBEL, 1861), aber auch die Mergel (EGGER, 1899; KNAUER, 1907) zogen schon früh das Interesse der Geologen auf sich. ZEIL (1954) fand hier zum ersten Male für eine „Cenoman“-Mulde, daß sich die Sedimentation vom Cenoman bis in das Unterturon hinein fortsetzt. Jüngst konnte eine Feinstratigraphie nach lithologischen Merkmalen aufgestellt werden, deren Alters-einstufung mit planktonischen Foraminiferen erfolgte und eine lückenlose Sedimentation vom Untercenoman bis Mittel-, ?Oberturon belegt (WEIDICH, 1982a). Aufgrund neuerer Untersuchungen reicht die Sedimentfolge mindestens bis in das Coniac.

Das Profil A an der Kaltwasser-Laine (Abb. 9) beginnt über invers liegender Oberkreide (Abb. 8, Profil B: Coniac-Oberturon; Oberturon als rote Tone) mit blaugrauen Mergeln: tiefste *helvetica*-Zone (noch ohne *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO).

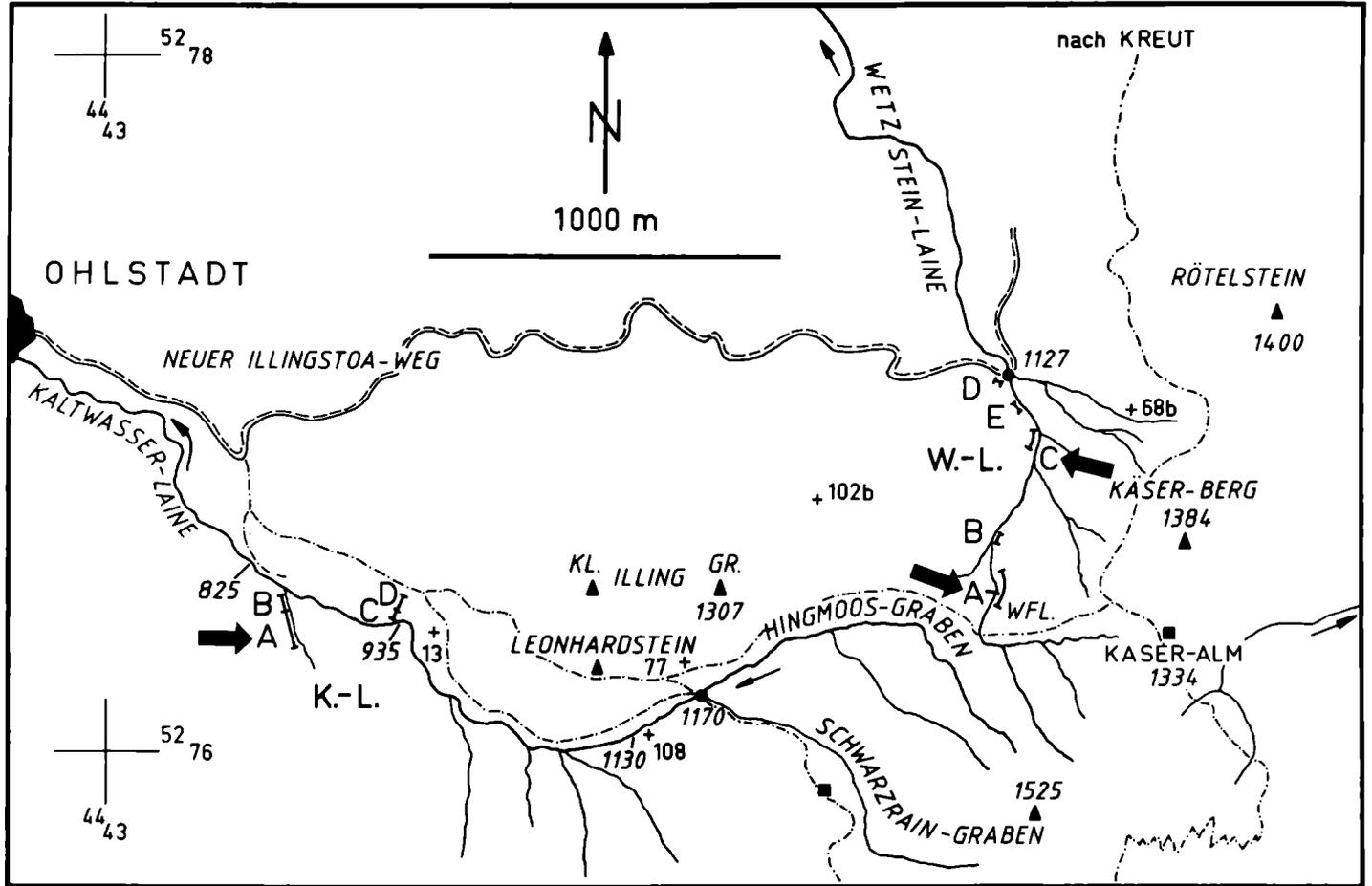


Abb. 8 Lage der Profile Kaltwasser-Laine A und Wetzstein-Laine A und C östlich Ohlstadt/Obb. TK 25 Bl. 8333 Murnau.
 Fig. 8 Location of the sections Kaltwasser-Laine A and Wetzstein-Laine A and C east of Ohlstadt (Upper Bavaria).

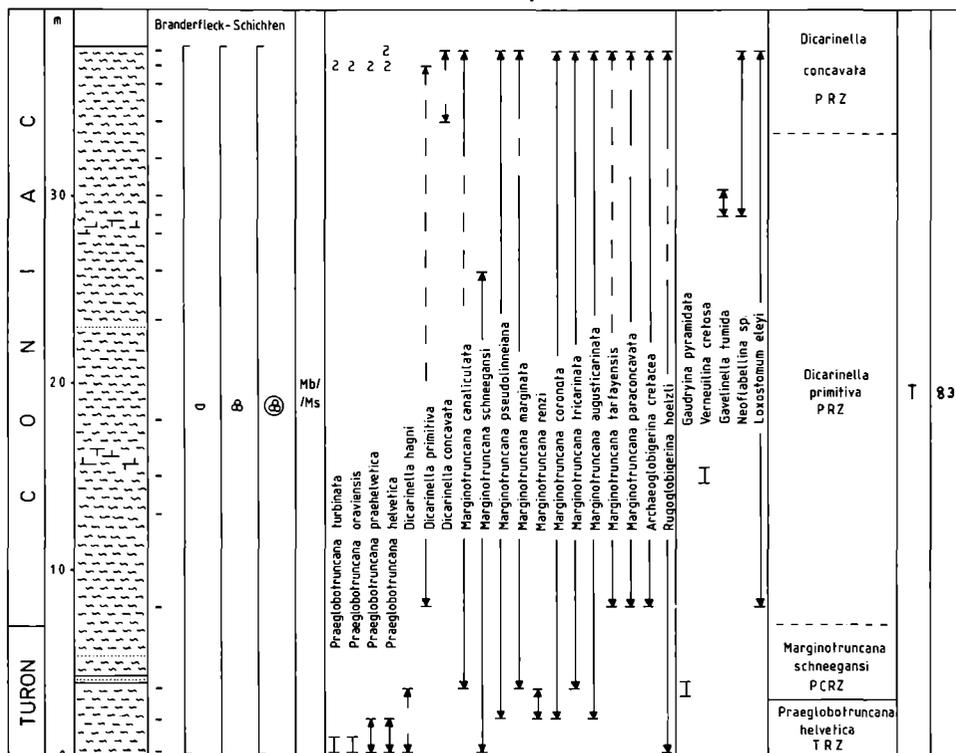


Abb. 9 Lithologisch-stratigraphisches Profil Kaltwasser-Laine A. — lückenhafter Nachweis, ~ umgelagert.

Fig. 9 Lithological and stratigraphical section Kaltwasser-Laine A. — incomplete proof, ~ reworked.

Darüber folgen weitere Mergel, denen gelegentlich Sandsteinbänke eingeschaltet sind und die abschnittsweise kalkreicher werden können: *helvetica*-, *schneggansi*-, *primitiva*-, *concavata*-Zone.

Die Turon/Coniac-Grenze läßt sich lithologisch nicht festlegen. Mikropaläontologisch ist sie durch das erste Auftreten von *Archaeoglobigerina cretacea* (d'ORBIGNY), *Dicarinella primitiva* (DALBIEZ) und *Loxostomum eleyi* (CUSHMAN) gekennzeichnet.

Das insgesamt ca. 40 m mächtige Profil wird von einer pleistozänen Grundmoräne abgeschlossen.

Die kalkalpine Oberkreide E' Ohlstadt, die der Ausgangspunkt für meine Suche nach Sedimenten jünger als Oberturon waren (WEIDICH, 1982a: 386), enthält in der kontinuierlichen Sedimentfolge des Profils Kaltwasser-Laine A (Abb. 9) die Turon/Coniac-Grenze.

Die mikropaläontologische Untersuchung der planktonischen Foraminiferen erbrachte die Zonenfolge mit einer zwischen der *schneegansi*- und der *concovata*-Zone gelegenen *primitiva*-Zone. In Verbindung mit anderen Profilen und Einzelproben, in denen die Leitform *Dicarinella primitiva* (DALBIEZ) ohne *D. concavata* (BROTZEN) auftrat, ergab sich so die Notwendigkeit der Einführung einer *primitiva*-Zone. Dies schlug sich auch in der Zonenfolge für die kalkalpine Oberkreide der gesamten Bayerischen Alpen nieder (Abb. 2).

3.4. Wetzstein-Laine (Untercenoman-Unterturon) (Abb. 8, 10–11)

Die Oberkreide-Mulde, die von der Wetzstein-Laine annähernd senkrecht zum Streichen durchflossen wird, besitzt einen stark asymmetrischen Bau. Während der Südflügel ziemlich vollständig von der Transgression auf Oberrhät-Kalk über Orbitolinen-Sandsteine und Mergel bis in die roten Tone des Oberturons und in die blaugrauen Mergel des Coniacs (Abb. 8, Profile D, E) entwickelt ist, ist der Nordflügel tektonisch unterdrückt. Der Muldenkern liegt an seiner Stelle nahe der Stirn der Lechtal-Decke aus Hauptdolomit, Raibl-Schichten und Wetterstein-Kalk.

Ein Teil des Profils wurde bereits veröffentlicht (WEIDICH, 1982a), doch stand die mikropaläontologische Bearbeitung des Cenoman/Turon-Grenzprofils noch aus.

Die erweiterte Beprobung in der Wetzstein-Laine brachte nun auch Sedimente des Coniacs hervor, die hier allerdings unberücksichtigt bleiben.

3.4.1. Wetzstein-Laine Profil A (Unter- bis Mittelcenoman) (Abb. 8, 10)

Das Cenoman transgrediert in Form eines Konglomerates auf Oberrhät-Kalk. Darüber folgen 15–20 m mächtige Orbitolinen-Sandsteine in massiger Ausbildung, die als morphologische Härtlinge den Wasserfall in der Wetzstein-Laine bilden.

Aus Dünnschliffen des Orbitolinen-Sandsteins konnte ich folgende Foraminiferen bestimmen:

Orbitolina (*Mesorbitolina*) *aperta* (ERMAN)

Orbitolina (*Orbitolina*) *concava* (LAMARCK)

Orbitolina (*Conicorbitolina*) cf. *paeneconica* VIAL (Taf. 4, Fig. 6)

Orbitolina sp.

Dorothia cf. *gradata* (BERTHELIN)

Glomospira charoides (JONES & PARKER)

Marssonella trochus (d'ORBIGNY) (Taf. 4, Fig. 3)

Nummoloculina ? sp. (Taf. 3, Fig. 8)

Pseudotextulariella cretosa (CUSHMAN) (Taf. 4, Fig. 2)

Tritaxia sp.

Trochammia sp.

Bullopora sp.

Gavelinella intermedia (BERTHELIN) (Taf. 3, Fig. 7)

Gyroidina sp.

Alter: Unter- bis ?Mittelcenoman (*brotzeni*-, ?*reicheli*-Zone).

Wetzstein-Laine E'Ohlstadt/Obb., Lechtal-Decke, Bayern (Cenoman)

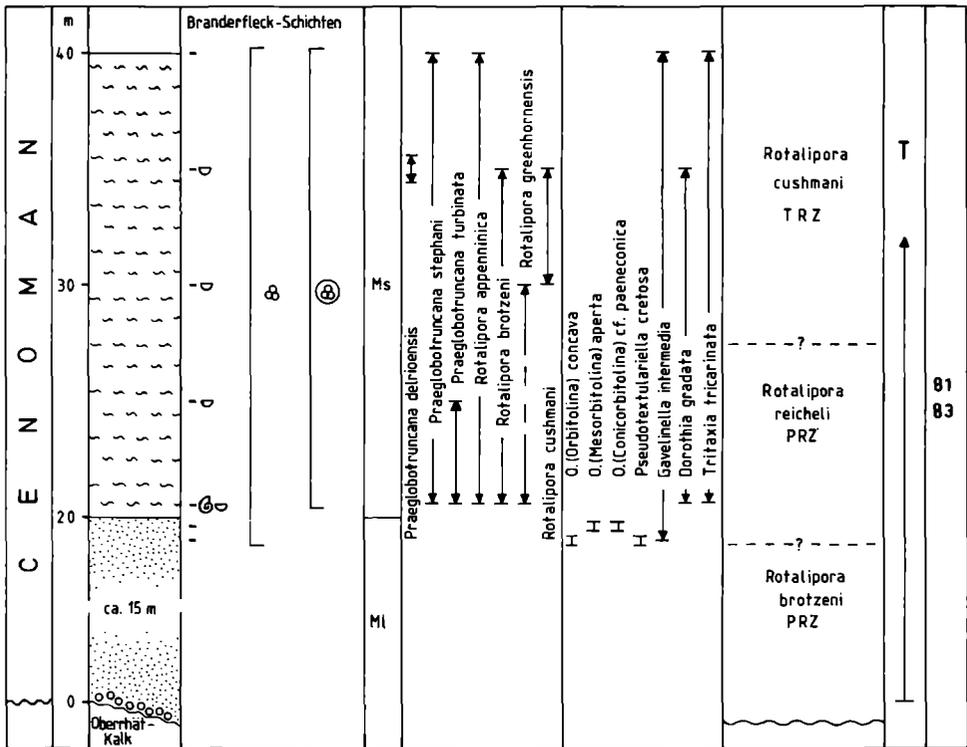


Abb. 10 Lithologisch-stratigraphisches Profil Wetzstein-Laine.
 Fig. 10 Lithological and stratigraphical section Wetzstein-Laine A.

Auf die Orbitolinen-Sandsteine folgen ca. 25 m mächtige blaugraue Mergel (*reicheli*-, *cushmani*-Zone), bevor eine Störung diese Serie von der nächsten Schuppe trennt.

Weiteren Teilprofilen der Wetzstein-Laine (Abb. 8, Profil B) ist zu entnehmen, daß sich in der *cushmani*-Zone vereinzelt Sandsteinbänke einschalten, die im tieferen Teil rasch auskeilen können und im höheren Profilverteil aber zahlreicher und mächtiger werden (Profil C).

3.4.2. Wetzstein-Laine Profil C (Obercenoman-Unterturon) (Abb. 8, II)

Am linken Prallhang der Wetzstein-Laine bei 1160 m ist in Form einer Sandstein/Mergel-Wechselfolge ein lückenloses Cenoman/Turon-Profil abgeschlossen (Abb. 11). Wegen seiner Bedeutung in der Stratigraphie mit planktonischen Foraminiferen (*cushmani*-, *archaeocretacea*-, *helvetica*-Zone) wurde es im Detail aufgenommen.

Die bis in das Unterturon (*helvetica*-Zone) umgelagerten Rotaliporen erschweren die Grenzziehung zwischen der *cushmani*- und der *archaeocretacea*-Zone (Abb. 2).

Wetzstein-Laine E'Ohlstadt/Obb., Lechtal-Decke, Bayern (Cenoman-Turon)

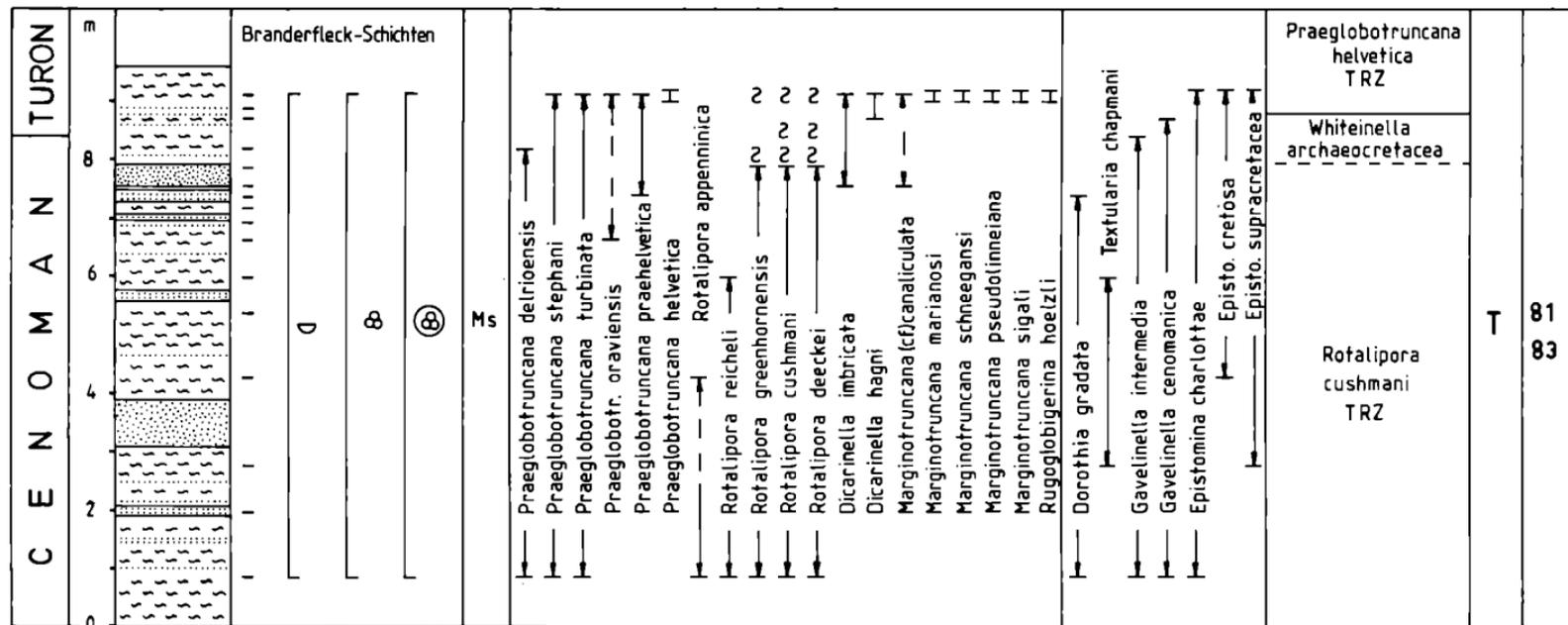


Abb. 11 Lithologisch-stratigraphisches Profil Wetzstein-Laine C. -- lückenhafter Nachweis, ~ umgelagert.

Fig. 11 Lithological and stratigraphical section Wetzstein-Laine C. -- incomplete proof, ~ reworked.

Die Grenze wurde dort gezogen, wo *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, *Praeglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO), *Dicarinella imbricata* (MORNOD) und *Marginotruncana canaliculata* (REUSS) gemeinsam vorkommen. Die danach noch vorhandenen Rotaliporen werden als umgelagert angesehen.

Das aus anderen Tethysprofilen bekannte Aussterben der Rotaliporen tritt dabei nicht klar hervor, doch besitze ich einige Einzelproben der *archaeocretacea*-Zone, in denen Rotaliporen gänzlich fehlen. Der Übergang zur *helvetica*-Zone ist dann wieder scharf, da das Zonenleitfossil *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI) plötzlich und massenhaft auftritt.

Die Cenoman/Turon-Grenze wird in Übereinstimmung mit dem Atlas . . . 1 und anderen Autoren in die Mitte der *archaeocretacea*-Zone gelegt (Abb. 2).

Für feinstratigraphische und paläobiogeographische Fragestellungen ist es interessant, daß für vier Sedimentationsbereiche der „Süddeutschen Kreide“ (HERM, 1979) eine *archaeocretacea*-Zone ausgeschieden werden konnte:

Kreide des Molasse-Untergrundes (RISCH, 1982)

Helvetikum im Steinbruch „An der Schanz“ bei Burgberg/Allgäu

(WEIDICH, SCHWERD & IMMEL, 1983)

Ultrahelvetikum von Liebenstein/Allgäu (WEIDICH, 1982b: B 42)

Bayerische Kalkalpen (WEIDICH, 1982c bzw. diese Arbeit).

Auch in der Typregion des Turons konnten ROBASZYNSKI et al. (1982: Abb. 10) eine *archaeocretacea*-Zone ausscheiden und das Zonenleitfossil bereits im Obercenoman auffinden.

3.5. Regau (Cenoman) (Abb. 12–13)

Die Oberkreide-Mulde der Regau E' Wendelstein ist ein Teil der sich dem Synklinorium im Norden anschließenden Muldenstruktur und gehört damit zum nördlichen Teil der Lechtal-Decke.

Im westlichen Teil der Regauer Kreide-Mulde, aufgeschlossen im Weiderer und Mühlberg-Graben (Abb. 12), treten nur Orbitolinen-Sandsteine und -Mergel (Mittel- bis tiefes Obercenoman) auf.

Der Wirtsalp-Graben östlich des Regauer Forsthauses fließt im Muldenkern; seine Seitenbäche schließen die tiefere Oberkreide auf. Auf basale Grobbreccien und Orbitolinen führende Feinbreccien und Sandsteine, in überkippter Lagerung (Abb. 12, Profil A), folgt in einem Graben das Profil B (Abb. 12 B, „Wf.“ Wasserfall).

Das Profil B (Abb. 13) beginnt mit ziemlich harten und sandigen, Orbitolinen führenden Kalkmergel, die den obersten Teil des Wasserfalls bilden.

Unterhalb des Wasserfalls werden die Orbitolinen-Mergel weicher und tonreicher; gleichzeitig nehmen der Sand- und Kalkgehalt ab, und auch die Orbitolinen werden seltener (Untercenoman: *brotzeni*-Zone).

Blaugraue, hellgraubraun verwitternde, kalkige Mergel mit einem geringen Sandgehalt, die folgen, führen in einer geringmächtigen Lage eine kleine Makrofauna, von der die folgenden Fossilien erwähnenswert erscheinen:

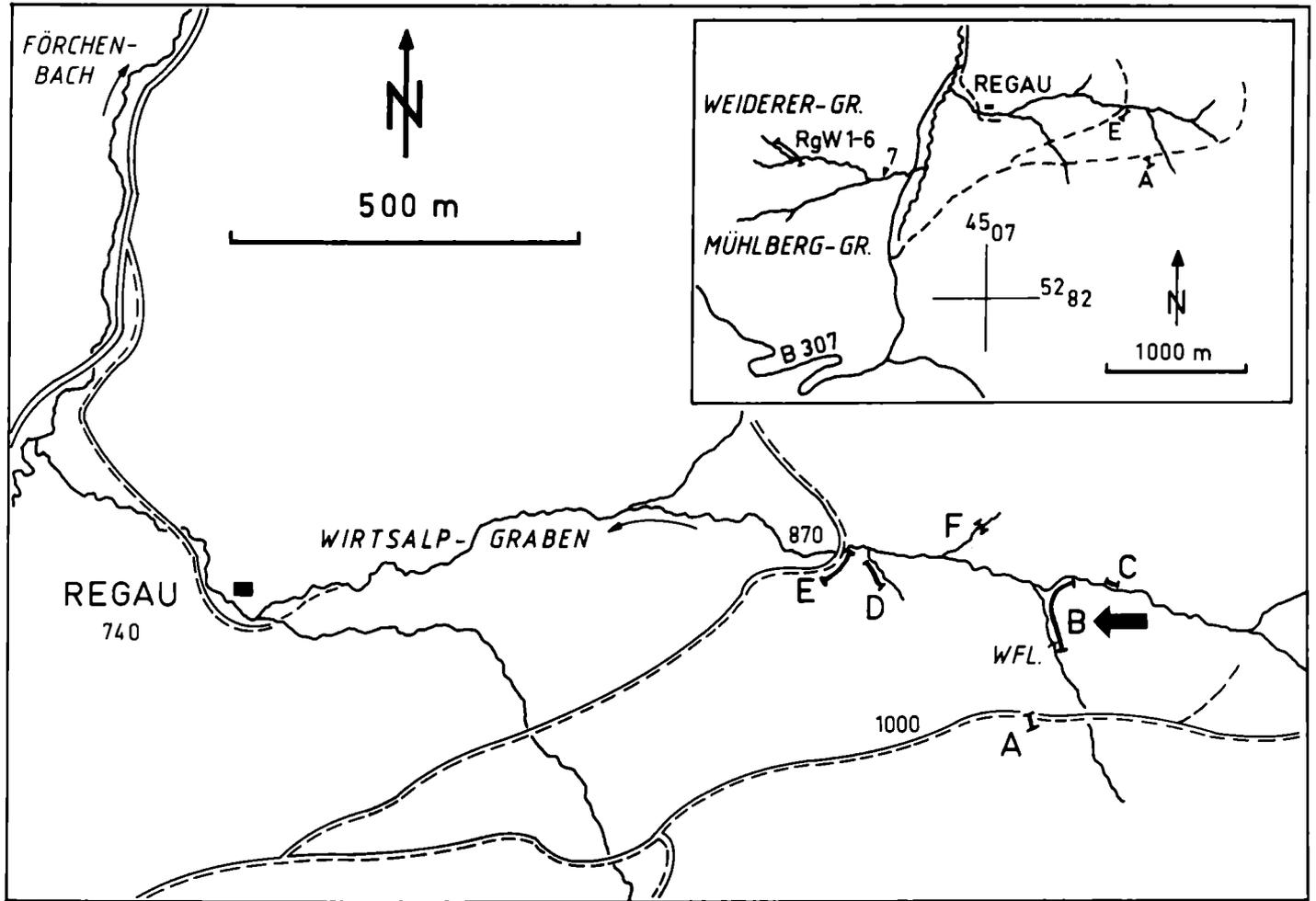


Abb. 12 Lage des Profils B in der Regau östlich Wendelstein. R 4508160, H 5283300, TK 25 Bl. 8338 Bayrischzell.

Fig. 12 Location of the section B in the Regau area east of the Wendelstein.

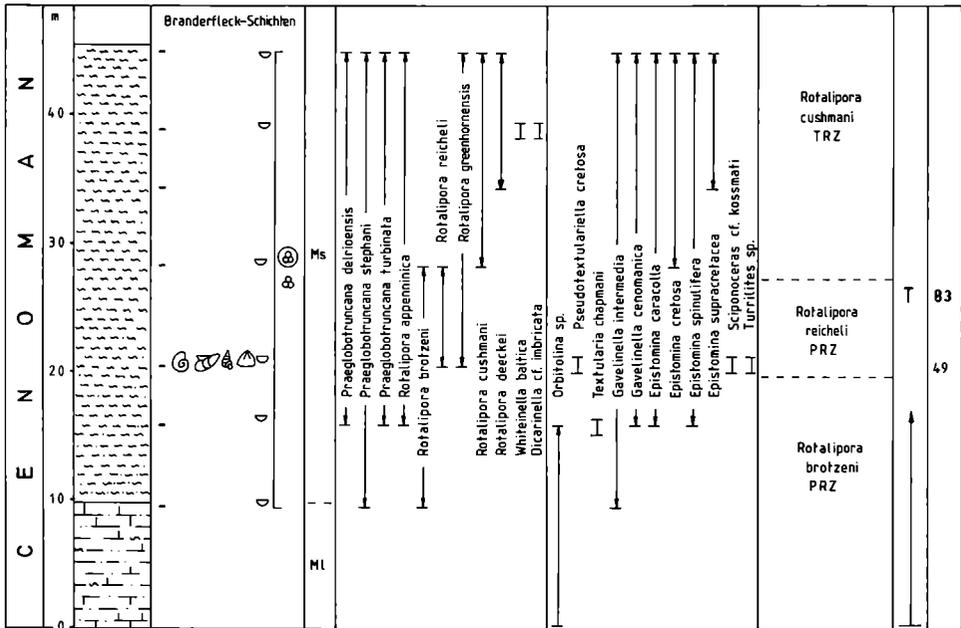


Abb. 13 Lithologisch-stratigraphisches Profil B in der Regau.
 Fig. 13 Lithological and stratigraphical section B in the Regau area.

- Sciponoceras cf. kossmati* (NOWAK)
 - Turrilites* sp.
 - Puzosia* sp.
 - Inoceramus* sp.
- (IMMEL, 1979 und mdl. Mitt.).

Aufgrund der Mikrofauna stelle ich die Schlammprobe zu dieser Makrofauna in das Mittelcenoman (*reicheli*-Zone).

Es schließen sich noch 20–25 m graubraun verwitternde Mergel mit einer reichen Mikrofossilführung an (*cushmani*-Zone), bis mächtiger Bachschutt alles verhüllt.

Die Profile C, E und F (Abb. 12) erschließen die jüngsten Schichten der Regauer Kreide-Mulde:

Olisthostrom (Coniac) mit größeren Mergelschollen (*archaeocretacea*-Zone) und mit Komponenten eines Actaeonellen- und Exogyren-Sandsteins (Cenoman),

Rote und grünlichgraue Tone bis Tonmergel, braune, sandige Mergel und Mürbsandsteine (Santon).

Im Regauer Gebiet konnte Turon im Anstehenden nicht gefunden werden. Es wurde offenbar im Olisthostrom aufgearbeitet, denn die Mikrofauna der Grundmasse des Olisthostroms enthielt eine Cenoman-Turon-Coniac-Mischfauna.

4. Zur Fazies, Paläobathymetrie und Paläogeographie der kalkalpinen tieferen Oberkreide in den Nördlichen Kalkalpen

Nachdem die Mittelkreide-Transgression die nördliche Lechtal-Decke im Untercenoman erreicht hatte, schritt sie langsam nach Süden vor (Südmulde des Synklinoriums: Mittelcenoman-Transgression im Profil Roßstein-Almen; STEINBERG, 1980; WEIDICH, 1982c). Noch weiter im Süden, im Bereich des heutigen Wamberger Sattels und der Gosau, sind Sedimente des Cenomans und Turons nicht erhalten geblieben. Eine Ablagerung wenigstens auf dem Wamberger Sattel ist anzunehmen.

Es handelt sich meist um eindeutige Flachwassersedimente: Transgressiver Verband mit dem Untergrund, von Bohrmuscheln und Bohrschwämmen angebohrte Unterlage, basale Konglomerate und Grobbreccien, Orbitolinen-Sandsteine und -Mergel mit einer Fauna des Flachwassers. Orbitolinen und andere Foraminiferen des Flachwassers, das sehr niedrige Plankton/Benthos-Verhältnis sowie die Gastropoden-Fauna (RAHMAN, 1966) und Stockkorallen (STEINBERG, 1980) sprechen ebenfalls dafür.

Allerdings ist der autochthone Charakter der Makrofauna in den Mergeln nicht immer gesichert (GAUPP, 1980: 224), was Dr. IMMEL, München, und ich durch unsere gezielten Grabungen nach Makrofaunen nur bestätigen können.

Die Wassertiefe wird um 50 m gelegen haben.

Nach den basalen Transgressionsbildungen, deren Komponentenbestand von dem jeweiligen geologischen Untergrund abhing, vertiefte sich das Sedimentationsbecken sehr rasch. Erst wurden die Mulden verfüllt, dann ging spätestens ab dem Obercenoman die Sedimentation über diese präcenoman angelegten Mulden und Sättel hinweg und war nun vom Untergrund unabhängig (GAUPP, 1980, z.T.; WEIDICH, 1982a).

Eine Lücke im Mittelcenoman oder an der Wende Cenoman/Turon besteht nicht.

Den kontinuierlichen Übergang aus den sandigen Mergeln in die folgende Sedimentserie weisen Turbiditbänke und eine tieferes Wasser anzeigende Mikrofauna aus (hohes Plankton/Benthos-Verhältnis; charakteristische Vergesellschaftungen benthonischer Foraminiferen).

Der Charakter der Sedimente wurde als „Turbiditfazies“ (GAUPP, 1980: 214) oder „flyschoid“ (WEIDICH, 1982a: 385) bezeichnet.

Mit dem Einsetzen mächtiger Turbiditbänke, Blockbreccien und olisthostromatischer Sedimentmassen im Obercenoman (z. B. Stoffel-Mühle) hat das Meer eine beachtliche Tiefe erreicht. Dieselben Sedimente folgen nun bis in das Oberturon bzw. Coniac.

Die ersten hemipelagischen roten Tone treten im Oberturon auf (E' Ohlstadt) und zeigen sedimentologisch und mikrofaunistisch eine weitere Eintiefung des Sedimentationsbeckens an.

Die Flysch-Sandschaler, die wenigen stark angelösten planktonischen und kalkschaligen benthonischen Foraminiferen lassen auf eine Wassertiefe schließen, die die Foraminiferen-Lysocline (BERGER, 1968, 1970) unterschritten hat, aber wohl noch über der CCD lag. SLITER (1977) hat ähnliche Sedimente und Mikrofaunen in abysale Tiefen verwiesen (tiefer als 2500 m).

Das Profil Stoffel-Mühle zeigt diese Tiefe für den Zeitraum Oberturon bis Untercampan an.

Die Mikrofauna der roten Tone und grünlichgrauen Tonmergel (Oberturon-Untercampan) ist von Probe zu Probe verschieden. Sie umfaßt einmal zahlreiche kalkschalige Foraminiferen mit Flysch-Sandschalern und verarmt bis zu dem Extrem, daß die Mikrofauna nur noch aus Radiolarien und Schwammspicula besteht. So dürften die einzelnen Vorkommen hemipelagischer Tone den Tiefenbereich von nahe der Foraminiferen-Lysocline bis nahe der CCD einnehmen.

Sind einer überwiegend aus roten Tonen bestehenden Sedimentfolge abschnittsweise Breccien- und Sandsteinbänke sowie blaugraue Mergel zwischengeschaltet, so handelt es sich um eingerutschte Massen. Die Foraminiferenfauna dieser Proben beinhaltet dann zeitlich (Rotaliporen im Coniac) und räumlich (Dictyopsellen als Flachwasser-Foraminiferen) umgelagerte Elemente (z. B. Stoffel-Mühle).

Eine Regression des Meeres ist zu keiner Zeit und in keinem Profil anhand der Sedimentation oder Mikrofauna abzulesen. Die jüngste Probe wurde mit Untercampan datiert.

Damit stehen wir zeitlich schon tief in der „Gosau“, auch wenn der Name für Ablagerungen des im Coniac (? Turon) neu beginnenden Sedimentationszyklus auf den südlichen tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen beschränkt bleiben soll. Auch räumlich sind die jüngsten Branderfleck-Schichten nicht weit von der nördlichsten Gosau entfernt.

Als Beispiel sei das N/S-Profil Regau—Oberaudorf—Brandenberger Gosau kurz besprochen (Abb. 1).

Nahe dem Nordrand der Lechtal-Decke bestehen die Sedimente der Regauer „Cenoman“-Mulde im Coniac aus einem Olisthostrom (mit Geröllen aus flachmarinem Milieu: Exogyren-, Actaeonellen-Sandsteine und Korallen-Kalke des Cenomans; Milioliden reiche siltige Mergelsteine des ?Cenomans oder ?Turons; Foraminiferen des Flachwassers, z. B. *Dictyopsella*) und im Santon aus roten und grünlichgrauen Tonen: Ablagerungstiefe bathyal bis abyssal.

Nur ca. 8 km weiter im Süden transgrediert die „Gosau“ auf Hauptdolomit in Form von Breccien: Gosau von Oberaudorf. Ihr Alter soll Coniac/Santon sein (SCHLOSSER, 1909; VÖLK, 1960).

Weitere 15 km im Süden liegt das Gosau-Becken von Brandenburg, dessen Transgressionssedimente ein Unterconiac-Alter haben sollen (HERM et al., 1979; HERM, 1982: C 36). Im Profil Mösl-Brandenberger Ache-Mühlbach (Südfazies) gehen die Sedimente von knolligen Kalksandsteinen mit einzelnen Geröllen über graue Kalkmergel (Ablagerungen im Bereich des äußeren Schelfes) rasch in eine Turbidit-

Folge über (graue und rötliche Mergel mit gradierten Sandsteinen), deren Alter mit höherem Santon zu bestimmen war (HERM et al., 1979; HERM, 1982: C 53–C 57): Wassertiefe bathyal bis abyssal.

Die drei genannten Oberkreide-Vorkommen liegen auf der tektonischen Großeinheit Lechtal-Decke. Doch trat durch eine starke Raumverengung (Sattel- und Muldenbau; zahlreiche Aufschiebungen, z. B. in der Regau) eine geographische Annäherung der Vorkommen ein. Die tektonische Verkürzung des N/S-Profiles ist schwer abzuschätzen, dürfte aber einige km ausmachen.

Zur Zeit des höheren Santons lag zwischen dem bathyalen bis abyssalen Ablagerungsraum im Norden (Regau) und Süden (Südfazies der Brandenberger Gosau) ein altersgleicher, trennender Schwellenbereich flachen Wassers („Oberaudorfer Schwelle“: Oberaudorf, Wamberger Sattel). Dieser Schwellenbereich, der sicherlich von der Cenoman-Transgression erreicht wurde und vielleicht auch noch Sedimente des Turons trug, kann im Coniac einen Teil des olisthostromatischen Materials (Flachwasser-Komponenten) der Regau geliefert haben.

Auch die Riffschutt-Kalke mit Stockkorallen und Rudisten (GAUPP, 1980: 166–167) könnten von einem südlichen Liefergebiet stammen.

Cenoman- und Turon-Gerölle sind aus der Gosau der Lechtal-Decke bisher (!) nicht bekannt, doch stellt sich die Frage nach dem Verbleib der Mittelkreide-Sedimente, die mit Sicherheit einst die „Oberaudorfer Schwelle“ bedeckt haben. Wo ist der Abtragungsschutt geblieben? Nachdem im Norden nur eine geringe Menge aufgearbeiteter Mittelkreide angetroffen wird, müßte die Suche in den basalen Gosau-Sedimenten lohnend sein.

Die Brandenberger Gosau führt im Gegensatz zu den altersgleichen Branderfleck-Schichten der Regau exotische Gerölle (rote Porphyre u. a.), die seit langer Zeit bekannt sind (AMPFERER & OHNESORGE, 1909; SCHULZ, 1952; DIETRICH & FRANZ, 1976). Sie wurden entsprechend den exotischen Geröllen der Losenstein-Schichten der Cenoman-Randschuppe und der Allgäu-Decke aus Norden bezogen. Nach der dargelegten paläogeographischen Situation ist dies nicht mehr möglich (Tiefsee der Regau).

Es muß also ein südliches Liefergebiet angenommen werden, dessen tektonische Stellung aber unbekannt ist.

Ausblick

Die vorgestellten Ergebnisse werden nicht ohne Einfluß auf die weitere Erforschung der kalkalpinen Kreide bleiben.

Insbesondere scheint die Untersuchung der basalen Gosau-Sedimente, ihr Komponentenbestand und ihr Alter, das bisher mit „Coniac“ weitgehend definiert als wirklich nachgewiesen wurde, dringend erforderlich zu sein. Sollte sich dabei lokal ein Turon-Alter ergeben, so würde dies in Verbindung mit der stratigraphischen Reichweite der Branderfleck-Schichten (Untercenoman-Untercampan) einen weiteren Schlag gegen den allzu festen Glauben an die Phasenlehre (STILLE, 1924; TOLLMANN, 1964, 1966) zumindest für die Kreide-Zeit bedeuten.

Die exotischen Gerölle der Brandenberger Gosau müssen von einem südlichen Liefergebiet bezogen werden, nachdem die Branderfleck-Schichten im Norden dieser Gosau „Tiefwasser“ anzeigen. Die tektonische Stellung dieses Liefergebietes ist aber noch unbekannt.

Nach 118 Jahren Arbeit in der kalkalpinen Kreide (EMMRICH, 1865) stehen wir, wie aus den neueren Untersuchungen über die Makrofauna (HERM, et al. 1979; IMMEL et al., 1982), die Sedimentologie (GAUPP, 1980, 1982), die Mikrofazies (HAGN, 1982a, 1982b) und die Feinstratigraphie (WEIDICH, 1982c bzw. diese Arbeit) hervorgeht, eher an einem Neuanfang denn am Ende der Kreide-Forschung in den Alpen.

Nachtrag während der 1. Korrektur:

Das Manuskript dieser Arbeit wurde am 29. 11. 1982 zum Druck eingereicht. Die Arbeit gibt daher den Kenntnisstand des Jahres 1982 wieder. Inzwischen sind einige Teilprobleme weiter ausgearbeitet worden und zum Teil schon erschienen:

WEIDICH, K. F. (1984): Über die Beziehungen des „Cenomans“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. — Geol. Rdsch., 73/2: 517–566, 11 Abb.; Stuttgart.

München, den 26. 11. 1984

Anhang: Systematik

(in der Reihenfolge der Tafelabbildungen)

Gaudryina austinana CUSHMAN, 1936

Taf. 1, Fig. 1, 2

1936 *Gaudryina (Siphogaudryina) austinana* CUSHMAN, n.sp. —
CUSHMAN: 10–11; Taf. 2, Fig. 6a, b.

1977 *Gaudryina austinana* CUSHMAN, 1936. —
CARTER & HART: 11–12; Taf. 2, Fig. 10.

Gaudryina laevigata FRANKE, 1914

Taf. 1, Fig. 3, 4

1914 *Gaudryina laevigata* n.sp. —
FRANKE: 431–432; Taf. 27, Fig. 1, 2

1946 *Gaudryina laevigata* FRANKE. —
CUSHMAN: 33; Taf. 8, Fig. 4a, b.

Dorothia gradata (BERTHELIN, 1880)

Taf. 1, Fig. 5, 6

1880 *Gaudryina gradata*, n.sp. —
BERTHELIN: 24; Taf. 1, Fig. 6a–c.

1972 *Dorothia gradata* (BERTHELIN, 1880). —
GAWOR-BIEDOWA: 29–30; Taf. 2, Fig. 7a, b.

Tritaxia trilatera (CUSHMAN, 1926)

Taf. 1, Fig. 7

1926 *Clavulina trilatera* CUSHMAN, 1926. —
CUSHMAN: 588; Taf. 17, Fig. 2 [fide Foraminiferenkatalog].

1972 *Tritaxia trilatera* (CUSHMAN, 1926). —
HANZLIKOVA: 55; Taf. 12, Fig. 1, 3.

Dorothia trochoides (MARSSON, 1878)

Taf. 1, Fig. 8, 9

1878 *G. [audryina] crassa* MARSS. *trochoides*. —
MARSSON: 158–159; Taf. 3, Fig. 27a–f.

1972 *Dorothia trochoides* (MARSSON, 1878). —
HANZLIKOVA: 58; Taf. 13, Fig. 9.

Spiroplectammia dentata (ALTH, 1850)

Taf. 1, Fig. 10

1850 *Textularia dentata* ALTH, 1850. —
ALTH: 262; Taf. 13, Fig. 13 [fide Foraminiferenkatalog].

1946 *Spiroplectammia dentata* ALTH. —
CUSHMAN: 27; Taf. 5, Fig. 11.

Rzehakina epigona (RZEHAK, 1895)

Taf. 1, Fig. 11

1895 *Silicina epigona* n.f. —
RZEHAK: 214–216; Taf. 6, Fig. 1a–c.

1974 *Rzehakina epigona* (RZEHAK, 1895). —
HILTERMANN: 40–41, (Unterarten: 42–45); Taf. 5, Fig. 1–33, 37–44; Taf. 6, Fig. 1–34,
39–41.

Gaudryinella pseudoserrata CUSHMAN, 1932

Taf. 1, Fig. 12–13

1932b *Gaudryinella pseudoserrata* CUSHMAN, n.sp. —
CUSHMAN: 99; Taf. 11, Fig. 20–21.

Gavelinella tumida BROTZEN, 1942

Taf. 2, Fig. 1, 2, 3

1936 *Anomalina lorneiana* d'ORB. —
BROTZEN: 178–181, Abb. 64; Taf. 12, Fig. 1, 2.

1942 *Gavelinella tumida* nov.nom. —
BROTZEN: 47–48, Abb. 15.

Gavelinella costata BROTZEN, 1942

Taf. 2, Fig. 4, 5, 6

1942 *Gavelinella costata* n.sp. —

BROTZEN: 43–45; Taf. 1, Fig. 3.

Pseudospiroplectinata compressiuscula (CHAPMAN, 1917)

Taf. 2, Fig. 7

1917 *Bigenerina compressiuscula*, sp.nov. —

CHAPMAN: 19; Taf. 2, Fig. 13, 14.

1972 *Pseudospiroplectinata compressiuscula* (CHAPMAN, 1917). —

HANZLIKOVA: 53; Taf. 11, Fig. 7a, b.

Ellipsoglandulina obesa HANZLIKOVA, 1969

Taf. 2, Fig. 8

1969. *Ellipsoglandulina obesa* n.sp. —

HANZLIKOVA: 54; Taf. 14, Fig. 10–11.

1972 *Ellipsoglandulina obesa* HANZLIKOVA, 1969. —

HANZLIKOVA: 118; Taf. 34, Fig. 10–11.

Loxostomum eleyi (CUSHMAN, 1927)

Taf. 2, Fig. 10, 11

1927 *Bolivinita eleyi* CUSHMAN, new species. —

CUSHMAN: 91; Taf. 12, Fig. 11a, b.

1972 *Loxostomum eleyi* (CUSHMAN, 1927). —

HANZLIKOVA: 121; Taf. 35, Fig. 8a–c.

Marginotruncana paraconcovata PORTHAULT, 1970

Taf. 3, Fig. 1–3

1970 *Marginotruncana paraconcovata* nov.sp. —

PORTHAULT: 77–78; Taf. 10, Fig. 21–23.

1982c *Marginotruncana paraconcovata* PORTHAULT, 1970. —

WEIDICH: 167–168; Taf. 14, Fig. 4–6.

Marginotruncana cf. *paraconcovata* PORTHAULT

Taf. 3, Fig. 4–6

1982c *Marginotruncana paraconcovata* n.ssp. —

WEIDICH: 168–169; Taf. 14, Fig. 7–9, 10–12:

Beschreibung:

Spiralseite: 6–11 (!) Kammern im letzten Umgang; Umriß sehr schwach gelappt bis rund; Kammern blattförmig, aber zunehmend halbmondförmig werdend; Kammern zwischen den Kielen und den erhabenen Suturen eingesenkt; Suturen erhaben, gebogen und schräg gestellt.

Umbilikalseite: Kammern trapezoedrisch und stark bis sehr stark hervorgewölbt; Suturen leicht eingesenkt, aber durch Überlappung der V-förmig verlaufenden Suturen erhaben aussehend; Umbilikus eng bis sehr eng; Mündung extraumbilikal-umbilikal.

Lateralseite: Profil plankonvex bis konkav-konvex; im letzten Falle liegen die beiden Kiele, die nur durch ein sehr schmales Kielband getrennt werden, zur Hälfte auf der Spiralseite.

Bemerkungen:

Die Form ist nicht allzuhäufig und durch Übergangsformen mit *M. paraconcovata* Porthault verbunden. Sie hat durch die schuppenartige Überlagerung einer großen Anzahl von Kammern im letzten Umgang (bis 11) ein kronenartiges Aussehen, wenn man auf die Umbilikalseite blickt. Da die Stückzahl noch nicht sehr groß ist und die Verbreitung erst in wenigen Profilen nachgewiesen werden konnte, wird die Form in offener Nomenklatur als cf. *paraconcovata* geführt, soll aber bei Vorliegen eines entsprechenden Materials als neue Unterart beschrieben werden.

Vorkommen: Sehr selten in der *primitiva*- und in der *concovata*-Zone.

Gavelinella intermedia (BERTHELIN, 1880)

Taf. 3, Fig. 7

1880 *Anomalina intermedia*, n.sp. —

BERTHELIN: 67–68; Taf. 4, Fig. 14a–c.

1966 *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN, 1880). —

MICHAEL: 432–434; Taf. 50, Fig. 4–13.

Marginotruncana coronata (BOLLI, 1945)

Taf. 3, Fig. 9, 10

1945 *Globotruncana lapparenti* BROTZEN subsp. *coronata* nom.nov. —

BOLLI: 233, Abb. 1/21, 22; Taf. 9, Fig. 14.

Praeglobotruncana helvetica (BOLLI, 1945)

Taf. 3, Fig. 11

1945 *Globotruncana helvetica* n.sp. —

BOLLI: 226–227, Abb. 1/9–12; Taf. 9, Fig. 6.

Marginotruncana marginata (REUSS, 1845)/*Globotruncana bulloides* VOGLER, 1941

Taf. 3, Fig. 12

[*M. marginata* läßt sich im Dünnschliff nicht von *G. bulloides* unterscheiden, da der Verlauf der Suturen auf der Umbilikalseite nicht zu erkennen ist.]

1845 *R. [osalina] marginata* REUSS. —

REUSS: 36; Taf. 8, Fig. 54, 74; Taf. 13, Fig. 68.

1954 *Globotruncana marginata* (REUSS) 1845. —

HAGN & ZEIL: 46–47; Taf. 2, Fig. 4; Taf. 7, Fig. 5–6.

- 1941 *Globotruncana linnei bulloides* nom.nov. —
VOGLER: 287; Taf. 23, Fig. 32–39.
- 1954 *Globotruncana lapparenti* BROTZEN *bulloides* VOGLER, 1941. —
HAGN & ZEIL: 45–46; Taf. 2, Fig. 5; Taf. 7, Fig. 4.
- Marginotruncana tricarinata* (QUEREAU, 1893)
Taf. 3, Fig. 13
- 1893 *Pulvinulina tricarinata* n.sp. —
QUEREAU: 89; Taf. 5, Fig. 3a.
- 1954 *Globotruncana lapparenti* BROTZEN *tricarinata* (QUEREAU), 1893. —
HAGN & ZEIL: 42–43; Taf. 6, Fig. 6–7.
- Orbitolina (Orbitolina) concava* (LAMARCK, 1816)
Taf. 4, Fig. 1, 4
- 1816 *Orbulites concava* LAMARCK. —
[fide SCHROEDER, 1962: 185].
- 1962 *Orbitolina (Orbitolina) concava concava* (LAMARCK, 1816). —
SCHROEDER: 185–189; Taf. 20, Fig. 3–6, 8, 9, 10; Taf. 21, Fig. 6.
- Pseudotextulariella cretosa* (CUSHMAN, 1932)
Taf. 4, Fig. 2
- 1932a *Textulariella cretosa* CUSHMAN, n.sp. —
CUSHMAN: 97–98; Taf. 11, Fig. 17–19.
- 1966 *Pseudotextulariella cretosa* (CUSHMAN). —
GRÖNHAGEN & LUTERBACHER: 235–239, Abb. 1, 2.
- Marssonella trochus* (d'ORBIGNY, 1840)
Taf. 4, Fig. 3
- 1840 *Textularia trochus*, d'ORBIGNY. —
d'ORBIGNY: 45–46; Taf. 4, Fig. 25–26.
- 1972 *Dorothia trochus* (d'ORBIGNY, 1840). —
GAWOR-BIEDOWA: 30–31; Taf. 2, Fig. 4a–c.
- Orbitolina (Conicorbitolina) cf. paeneconica* VIAL
Taf. 4, Fig. 6
- 1981 *Orbitolina (Conicorbitolina) cf. paeneconica* VIAL. —
SCHROEDER: 393; Taf. 2, Fig. 4–6.

Literatur

- [1] ALTH, A. (1850): Geognostisch-paläontologische Beschreibung der nächsten Umgebung von Lemberg. — Naturw. Abh., 3, Wien.
- [2] AMPFERER, O., & OHNESORGE, T. (1909): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. — Jb. geol. R.-A. Wien, 59: 289–332, 27 Abb.; Wien.

- [3] Atlas . . . 1 (1979): Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et tethys). Première partie. — Cahiers de Micropaléont., 1979/1: 1–185, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 1–39; Paris.
- [4] Atlas . . . 2 (1979): Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et tethys). Deuxième partie. — Cahiers de Micropaléont., 1979/2: 1–181, Taf. 40–80; Paris.
- [5] BERGER, W. H. (1968): Planktonic Foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. — Deep-Sea Res., 15/1: 31–43; Oxford.
- [6] — (1970): Planktonic Foraminifera: selective solution and the lysocline. — Marine Geol., 8: 111–138, 5 Abb., 9 Tab.; Amsterdam.
- [7] BERTHELIN, M. (1880): Mémoire sur les Foraminifères fossiles de l'Étage albien de Monclay (Doubs). — Mém. Soc. géol. France, (3) 1/5: 1–84, 3 Tab., Taf. 24–27; Paris.
- [8] BOLLI, H. M. (1945): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. — Eclogae geol. Helv., 37/2: 217–328, 6 Abb., 3 Tab., Taf. 9; Basel.
- [9] BROTZEN, F. (1936): Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. — Sver. geol. unders., Ser. C, No. 396: 1–206, 69 Abb., 14 Taf.; Stockholm.
- [10] — (1942): Die Foraminiferengattung *Gavelinella* nov. gen. und die Systematik der Rotaliiformes. — Sver. geol. unders., Arsbok 36, No. 8: 1–60, 18 Abb., 1 Taf.; Stockholm.
- [11] BROUWER, J. (1965): Agglutinated foraminiferal faunas from some turbidity sequences. — Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., B 68: 309–334, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Amsterdam.
- [12] BUTT, A. A. (1981): Depositional environments of the Upper Cretaceous rocks in the Northern part of the Eastern Alps. — Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ. 20: 5–121, 33 Abb., 20 Taf.; Lawrence.
- [13] CARTER, D. J., & HART, M. B. (1977): Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropalaeontology. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol. ser., 29/1: 1–135, 53 Abb., 4 Taf.; London.
- [14] CHAPMAN, F. (1917): Monograph of the Foraminifera and Ostracoda of the Gingsin Chalk. — Bull. West. Austral. geol. Surv., 72: 9–87, Taf. 1–14, 1 Frontispiz; Perth.
- [15] CUSHMAN, J. A. (1926): The foraminifera of the Velasco shale of Tampico embayment. — Bull. AAPG, 10: 581–612, Taf. 15–21; Tulsa.
- [16] — (1927): American Upper Cretaceous species of *Bolivina* and related species. — Contr. Cushman Lab. Foram. Res., 2: 85–91, Taf. 12; Sharon.
- [17] — (1932a): The relationship of *Textulariella* and description of a new species. — Contr. Cushman Lab. Foram. Res., 8: 97–98, Taf. 11, Fig. 17–19; Sharon.
- [18] — (1932b): *Textularia* and related forms from the Cretaceous. — Contr. Cushman Lab. Foram. Res., 8: 86–97, Taf. 11; Sharon.
- [19] — (1936): New genera and species of the families Verneulinidae and Valvulinidae and of the subfamily Virgulininae. — Cushman Lab. Foram. Res., Spec. publ., 6: 1–71, 8 Taf.; Sharon.
- [20] — (1946): Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and adjacent areas. — U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 206: 1–160, Taf. 1–66; Washington, D.C.
- [21] DIETRICH, V. J., & FRANZ, U. (1976): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). — Geotekton. Forsch., 50: 85–109, 7 Abb., 2 Tab., 1 Profiltaf.; Stuttgart.
- [22] d'ORBIGNY, A. (1840): Mémoire sur les foraminifères de la craie blanche du bassin de Paris. — Mém. Soc. géol. France, (1) 4/1: 1–51, Taf. 1–4; Paris.
- [23] EGGER, J. G. (1899): Foraminiferen und Ostracoden aus den Kreidemergeln der Oberbayerischen Alpen. — Abh. k. bayer. Akad. Wiss., II. Cl., 1. Abt., 21: 1–230, Taf. 1–27; München.
- [24] ELLIS, B. F., & MESSINA, A. R. (1940 ff.): Catalogue of Foraminifera. — Zahlreiche Bände mit Ergänzungen; New York 1940 ff.
- [25] EMMERICH, H. (1865): Die cenomane Kreide im bayrischen Gebirge. — 1–12; Meiningen.

- [26] FAHLBUSCH, V. (1964): Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 4: 107–125, 2 Abb.; München.
- [27] FRANKE, A. (1914): Die Foraminiferen und Ostracoden des Emschers, besonders von Oberaving und Derne nördlich Dortmund. – Z. dt. geol. Ges., 66: 428–443, 1 Tab., Taf. 27; Berlin.
- [28] – (1925): Die Foraminiferen der pommerschen Kreide. – Abh. geol.-paläont. Inst. Univ. Greifswald, 4: 1–96, 8 Taf.; Greifswald.
- [29] – (1928): Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nord- und Mitteldeutschlands. – Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F. 111: 1–208, 2 Abb., 18 Taf.; Berlin.
- [30] GAUPP, R. H. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des West-Teils der Nördlichen Kalkalpen. – 1–282, 100 Abb., 7 Tab.; Diss. TU München.
- [31] – (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, 8: 33–72, 14 Abb., 3 Tab., Taf. 12–14, 1 Falttaf.; München.
- [32] GAWOR-BIEDOWA, E. (1972): The Albian, Cenomanian and Turonian foraminifers of Poland and their stratigraphic importance. – Acta Palaeont. Polon., 17/1: 1–155, 14 Abb., 4 Tab., 20 Taf.; Warschau.
- [33] GEYER, O. F. (1973): Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde. 1. Paläontologische Grundlagen I. Das geologische Profil. Stratigraphie und Geochronologie. – I–VIII, 1–279, 166 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- [34] GRÖNHAGEN, D., & LUTERBACHER, H. (1966): Beobachtungen an den Foraminiferen-Gattungen *Pseudotextulariella* und *Textulariella* sowie verwandten Formen. – Eclogae geol. Helv., 59: 235–246, 7 Abb.; Basel.
- [35] GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 1–952, 25 Abb., 42 Taf.; Gotha (Perthes).
- [36] HAGN, H. (1982a): Nachweis von allodapischen Seichtwasserkalken des Barrême in der Thierseer Kreidemulde SE Landl (Tirol). – In: 2. Symposium Kreide, München 1982: Abstracts: 32–33; München.
- [37] – (1982b): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Kreidemulde SE Landl, Tirol; Kalkalpine Randschuppe SW Tegernsee). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 22: 117–135, 4 Abb., Taf. 13–15; München.
- [38] HAGN, H., & ZEIL, W. (1954): Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. – Eclogae geol. Helv., 47: 1–60, 3 Abb., 7 Taf.; Basel.
- [39] HANZLIKOVÁ, E. (1969): The Foraminifera of the Frydek Formation (Senonian). – Sborn. Geol. ved, paleont., 11: 7–84, 3 Abb., Taf. 1–20; Prag.
- [40] – (1972): Carpathian Upper Cretaceous Foraminiferida of Moravia (Turonian-Maastrichtian). – Roz. Ust. ust. geol., 39: 1–160, 5 Abb., 40 Taf.; Prag.
- [41] HERCOGOVA, J. (1977): The foraminifera: their significance for the stratigraphy of the Cretaceous of Bohemia. – Actes VIe Coll. Micropaléont., Tunis 1974: 401–443, 3 Abb., 12 Taf.; Tunis.
- [42] HERM, D. (1979): Die süddeutsche Kreide – Ein Überblick. – In: WIEDMANN, J. (Hrsg.) Aspekte der Kreide: 85–106, 2 Abb.; Stuttgart.
- [43] – (1982): Hölzelsau C23–27, Obere Kreide der Nördlichen Kalkalpen (Gosau) C36–57. – In: 2. Symposium Kreide, München 1982: Exkursionsführer; München.
- [44] HERM, D., KAUFFMAN, E., & WIEDMANN, J. (1979): The age and depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian-Santonian), Brandenburg/Tirol, Austria. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 19: 27–92, 11 Abb., 1 Tab., Taf. 5–11; München.
- [45] HILTERMANN, H. (1974): *Rzehakina epigona* und Unterarten dieser Foraminifere. – Paläont. Z., 48: 36–56, 1 Abb., Taf. 5–6, 1 Beil.; Stuttgart.

- [46] HILTERMANN, H., & KOCH, W. (1962): Oberkreide des nördlichen Mitteleuropa. — In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen (Hrsg.) Leitfossilien der Mikropaläontologie: 299–338, Abb. 25, Tab. 19, Taf. 42–51; Berlin.
- [47] HINTE, J. E. (1969): The nature of biostratigraphic zones. — Proc. 1st Conf. plankton. Microfoss., Geneva 1967: 267–272, 4 Abb.; Leiden (Brill).
- [48] HOFKER, J. (1957): Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland. — Beih. Geol. Jb., 27: 1–464, 495 Abb.; Hannover.
- [49] IMMEL, H. (1979): Cenoman-Ammoniten aus den Losensteiner Schichten der Bayerischen Alpen. — In: WIEDMANN, J. (Hrsg.): Aspekte der Kreide: 607–644, 1 Abb., 5 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- [50] IMMEL, H., KLINGER, H. C., & WIEDMANN, J. (1982): Die Cephalopoden des Unteren Santon der Gosau von Brandenburg/Tirol, Österreich. — Zitteliana, 8: 3–32, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 1–11; München.
- [51] KNAUER, J. (1907): Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. — Geognost. Jh., 13: 73–112, 4 Abb., 2 Kt. i. Text, 2 Beil. (1 Kt., 1 Profilaf.); München.
- [52] KOCKEL, C. W., SCHMIDT-THOMÉ, P., & CUSTODIS, A. (1936): Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. B76: 161–191, 6 Abb., 1 Beil.; Stuttgart.
- [53] MARSSON, T. (1878): Die Foraminiferen der weißen Schreibkreide der Insel Rügen. — Mitt. naturwiss. Ver. Neuvorpommern Rügen, 10: 115–196, Taf. 1–5; Greifswald.
- [54] MICHAEL, E. (1966): Die Evolution der Gavelinelliden (Foram.) in der NW-deutschen Unterkreide. — Senck. leth., 47: 411–459, 16 Abb., 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- [55] NEAGU, T. (1970): Micropaleontological and stratigraphical study of the Upper Cretaceous deposits between the upper valleys of the Bazau and Riul Negru Rivers (Eastern Carpathians). — Mem. Inst. Geol., 12: 1–109, 5 Abb., 44 Taf.; Bukarest.
- [56] OLSSON, R. K. (1977): Mesozoic Foraminifera — Western Atlantic. — In: SWAIN, F. M. (Hrsg.): Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderland: 205–230, 8 Abb., 4 Taf.; Amsterdam.
- [57] PORTHAULT, B. (1970): Etude de la microfauna. — In: DONZE, P., PORTHAULT, B., THOMEL, G., & VILLOUTREYS, O. de: Le Sénonien inférieur de Puget-Théniers (Alpes Maritimes) et sa microfaune. — Geobios, 3/2: 50–91, Taf. 8–13; Lyon.
- [58] QUEREAU, E. C. (1893): Die Klippenregion von Iberg (Sihlthal). — Beitr. Geol. Kt. Schweiz, N. F., 33: 1–158, 13 Abb., 4 Taf., 1 geol. Kt.; Bern.
- [59] RAHMAN, A. (1966): Die Gastropoden der Oberkreide von Hölzelsau bei Niederndorf in Tirol. — 1–184, 15 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Diss. Univ. München.
- [60] REUSS, A. E. (1845): Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Abth. 1, Teil 2: 1–148, Taf. 14–51; Stuttgart (Schweizerbart).
- [61] RISCH, H. (1969): Stratigraphie der höheren Unterkreide der bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. — I–IV, 1–180, 7 Abb., 18 Taf.; Diss. Univ. München.
- [62] — (1971): Stratigraphie der höheren Unterkreide der bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. — Palaeontographica, A 138: 1–80, 8 Abb., 4 Tab., Taf. 1–8; Stuttgart (Schweizerbart).
- [63] — (1982): Zur Mikrobiostratigraphie der Regensburger Kreide. — In: 2. Symposium Kreide, München 1982: Abstracts: 67; München.
- [64] ROBASZYNSKI, F., ALCAYDÉ, G., AMÉDRO, F., BADILLET, G., DAMOTTE, R., FOUCHER, J.-C., JARDINÉ, S., LEGOUX, O., MANIVIT, H., MONCIARDINI, C., & SORNAY, J. (1982): Le Turonien de la régiontype: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. — Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 6/1: 119–225, 24 Abb., 18 Taf.; Pau.
- [65] RZEHA, A. (1895): Ueber einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. — Ann. k.k. nat. hist. Hofmus., 10: 213–230, Taf. 6–7; Wien.

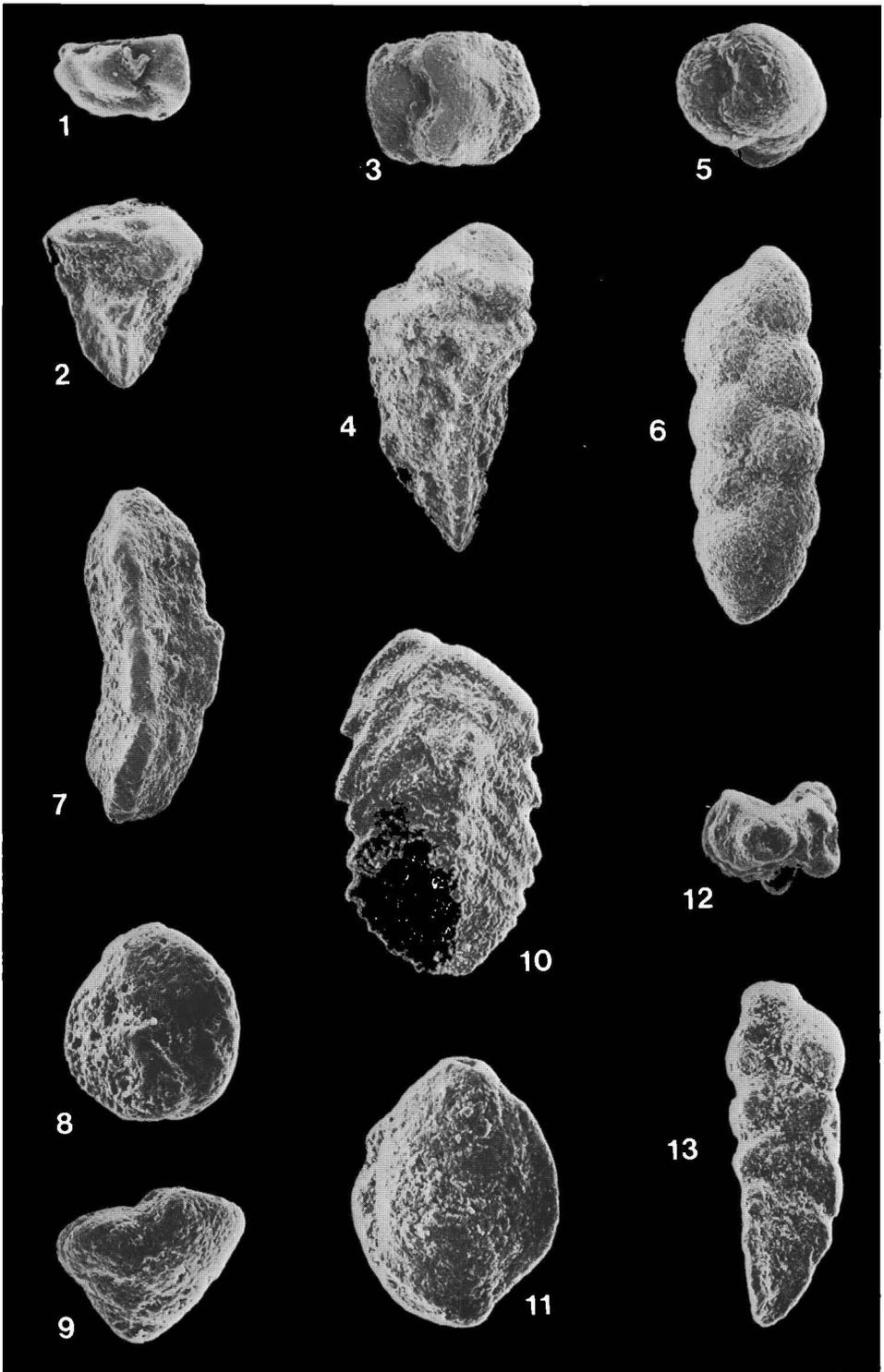
- [66] SCHLOSSER, M. (1909): Zur Geologie des Unterinntals. — Jb. Geol. R.-A. Wien, 59/3–4: 525–574; Wien.
- [67] SCHROEDER, R. (1962): Orbitolinen des Cenomans Südwesteuropas. — Paläont. Z., 36: 171–202, 7 Abb., Taf. 20–21; Stuttgart.
- [68] — (1981): Mikrofossilien aus dem Schrattenkalk (Oberes Barrême) westlich des Tegernsees und dem Unter-Cenoman südwestlich Ruhpolding (Oberbayern). — Geol. Bavar., 82: 389–398, 2 Taf.; München.
- [69] SCHULZ, O. (1952): Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Brandenberger Tales (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 95/1: 1–98, 10 Abb., 2 Tab., 1 Beil., 5 Taf.; Stuttgart.
- [70] SIGAL, J. (1977): Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. — Géol. Méditerran., 4/2: 99–108, 1 Tab.; Marseille.
- [71] SLITER, W. V. (1977): Cretaceous benthonic foraminiferids from the Western South Atlantic Leg 39, Deep Sea Drilling Project. — Initial Reports DSDP, 39: 657–697, 13 Abb., 13 Taf.; Washington, D.C.
- [72] SLITER, W. V., & BAKER, R. A. (1972): Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. — J. Foram. Res., 2: 167–183; Lawrence.
- [73] STEINBERG, V. (1980): Geologische Kartierung im Roß- und Buchstein-Schönberg-Gebiet, Bayer. Alpen, unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies und Feinstratigraphie des Jura und der Kreide. — I–III, 1–140, 35 Abb., 14 Taf., 4 Beil. (1 geol. Kt.); Unveröff. Dipl. arb. Inst. f. Paläont. hist. Geol. Univ. München.
- [74] STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — I–VIII, 1–443, 14 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- [75] 2. Symposium Kreide, München 1982: Abstracts. — 1–96; München.
- [76] 2. Symposium Kreide, München 1982: Exkursionsführer. — 1–292, 78 Abb.; München.
- [77] TOLLMANN, A. (1964): Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14: 81–88, Taf. 8; Wien.
- [78] — (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekton. Forsch., 21: 1–156, 20 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- [79] VÖLK, H. (1960): Geologie des westlichen Unterinntales zwischen Oberaudorf und Kiefersfelden. — 1–98, 16 Abb., 5 Beil., 1 geol. Kt., 1 Profiltaf.; Unveröff. Dipl. arb. Inst. f. Paläont. hist. Geol. Univ. München.
- [80] VÖGLER, J. (1941): Oberer Jura und Kreide in Misol (Niederländisch Ostindien). — Palaeontographica, Suppl.-Bd. 4: 245–293, 13 Abb., 2 Tab., Taf. 19–24; Stuttgart.
- [81] WEIDICH, K. F. (1982a): Über die mittlere Kreide der Bayerischen Kalkalpen (Ohlstadt, Obb.). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 162/3: 373–387, 3 Abb.; Stuttgart.
- [82] — (1982b): Steinbruch „An der Schanz“ B46–52, Liebenstein B39–46, Regau C18–23. — In: 2. Symposium Kreide, München 1982: Exkursionsführer; München.
- [83] — (1982c): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtf fauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman-Untercampan) der Bayerischen Kalkalpen. — I–V, 1–275, 54 Abb., 10 Tab., 22 Taf.; Diss. Univ. München [geringfügig gekürzt erschienen als Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N.F., 162: 1–151, 51 Abb., 21 Taf.; München 1984].
- [84] WEIDICH, K. F., SCHWERD, K., & IMMEL, H. (1983): Das Helvetikum-Profil im Steinbruch „An der Schanz“ bei Burgberg/Allgäu. Lithologie, Stratigraphie und Makrofauna. — Zitteliana, 10: 555–573, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; München.
- [85] ZEIL, W. (1954): Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. — Geol. Bavar., 20: 1–85, 5 Abb., 9 Taf., 1 geol. Kt., 1 Profiltaf.; München.

Tafel 1

- Fig. 1, 2 *Gaudryina austinana* CUSHMAN. —
Obercenoman: *cushmani*-Zone. Wetzstein-Laine. 75×.
- Fig. 3, 4 *Gaudryina laevigata* FRANKE. —
Unterturon: *helvetica*-Zone. Wetzstein-Laine. 75×.
- Fig. 5, 6 *Dorothia gradata* (BERTHELIN). —
Mittel- bis Obercenoman: *cushmani*-Zone. Wetzstein-Laine 75×.
- Fig. 7 *Tritaxia trilatera* (CUSHMAN). —
Coniac, ?Santon: *concovata*-Zone. Branderfleck. 60×.
- Fig. 8, 9 *Dorothia trochoides* (MARSSON). —
Coniac: *primitiva*-Zone. Branderfleck. 170×.
- Fig. 10 *Spiroplectammia dentata* (ALTH). —
Untercampan: *elevata*-Zone. Stoffel-Mühle. 60×.
- Fig. 11 *Rzehakina epigona* (RZEHAK). —
Höheres Santon: *asymetrica*-Zone. Stoffel-Mühle. 160×.
- Fig. 12, 13 *Gaudryinella pseudoserrata* CUSHMAN. —
Coniac: *concovata*-Zone. Kaltwasser-Laine. 90×.

Plate 1

- Fig. 1, 2 *Gaudryina austinana* CUSHMAN. —
Upper Cenomanian: *cushmani* zone. Wetzstein-Laine. 75×.
- Fig. 3, 4 *Gaudryina laevigata* FRANKE. —
Lower Turonian: *helvetica* zone. Wetzstein-Laine. 75×.
- Fig. 5, 6 *Dorothia gradata* (BERTHELIN). —
Middle to Upper Cenomanian: *cushmani* zone. Wetzstein-Laine 75×.
- Fig. 7 *Tritaxia trilatera* (CUSHMAN). —
Coniacian, ?Santonian: *concovata* zone. Branderfleck. 60×.
- Fig. 8, 9 *Dorothia trochoides* (MARSSON). —
Coniacian: *primitiva* zone. Branderfleck. 170×.
- Fig. 10 *Spiroplectammia dentata* (ALTH). —
Lower Campanian: *elevata* zone. Stoffel-Mühle. 60×.
- Fig. 11 *Rzehakina epigona* (RZEHAK). —
Upper Santonian: *asymetrica* zone. Stoffel-Mühle. 160×.
- Fig. 12, 13 *Gaudryinella pseudoserrata* CUSHMAN. —
Coniacian: *concovata* zone. Kaltwasser-Laine. 90×.

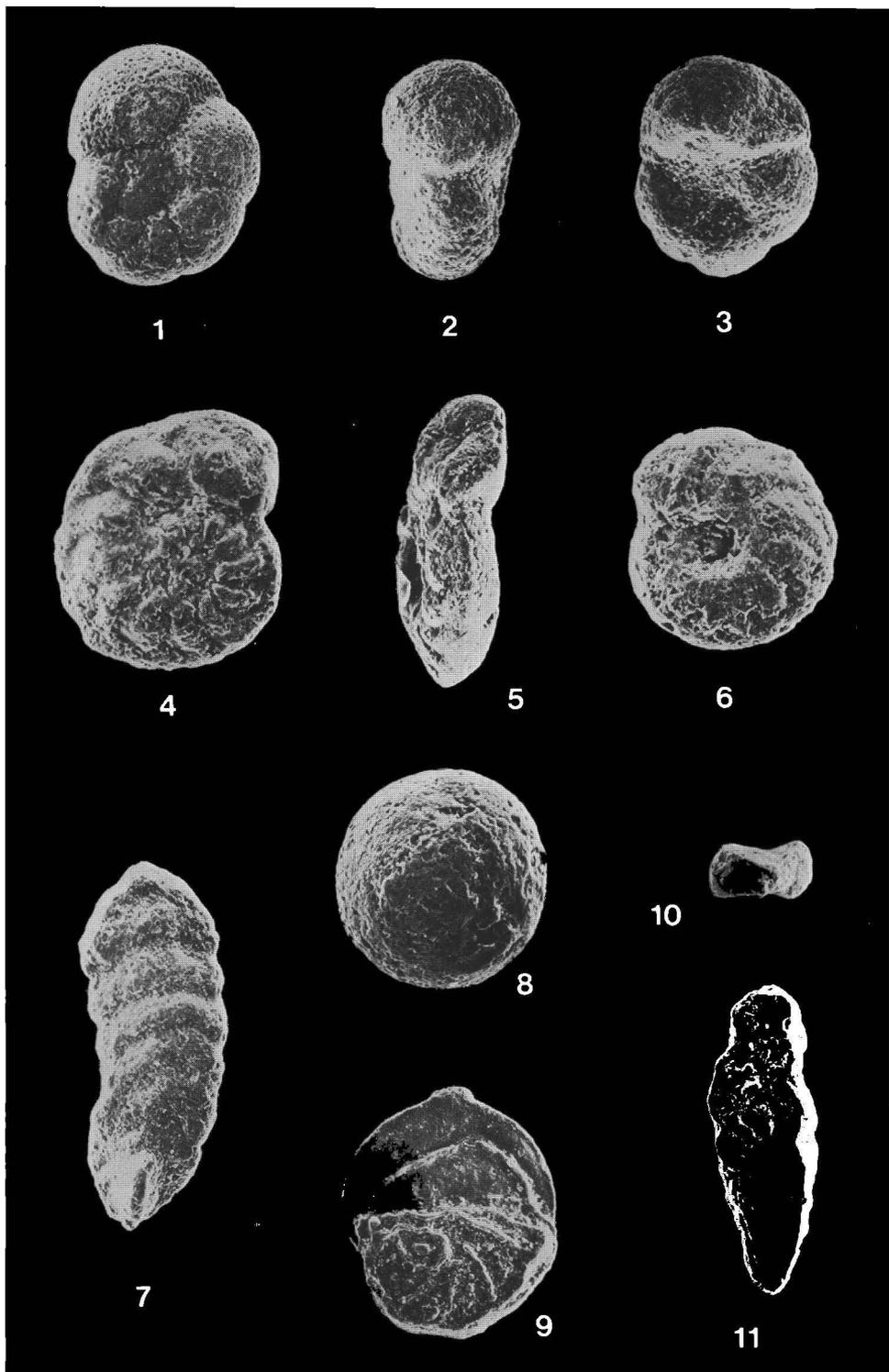


Tafel 2

- Fig. 1, 2, 3 *Gavelinella tumida* BROTZEN. —
Coniac: *primitiva*-Zone. Kaltwasser-Laine. 75×.
- Fig. 4, 5, 6 *Gavelinella costata* BROTZEN. —
Coniac: *primitiva*-Zone. Branderfleck. 130×.
- Fig. 7 *Pseudospiroplectinata compressiuscula* (CHAPMAN). —
Coniac: *primitiva*-Zone. Branderfleck. 60×.
- Fig. 8 *Ellipsoglandulina obesa* HANZLIKOVA. —
Coniac: *concovata*-Zone. Kaltwasser-Laine. 130×.
- Fig. 9 *Neoflabellina* sp. —
Coniac: *primitiva*-Zone. Branderfleck. 60×.
- Fig. 10, 11 *Loxostomum eleyi* (CUSHMAN). —
Coniac: *primitiva*-Zone. Branderfleck. 130×.

Plate 2

- Fig. 1, 2, 3 *Gavelinella tumida* BROTZEN. —
Coniacian: *primitiva* zone. Kaltwasser-Laine. 75×.
- Fig. 4, 5, 6 *Gavelinella costata* BROTZEN. —
Coniacian: *primitiva* zone. Branderfleck. 130×.
- Fig. 7 *Pseudospiroplectinata compressiuscula* (CHAPMAN). —
Coniacian: *primitiva* zone. Branderfleck. 60×.
- Fig. 8 *Ellipsoglandulina obesa* HANZLIKOVA. —
Coniacian: *concovata* zone. Kaltwasser-Laine. 130×.
- Fig. 9 *Neoflabellina* sp. —
Coniacian: *primitiva* zone. Branderfleck. 60×.
- Fig. 10, 11 *Loxostomum eleyi* (CUSHMAN). —
Coniacian: *primitiva* zone. Branderfleck. 130×.

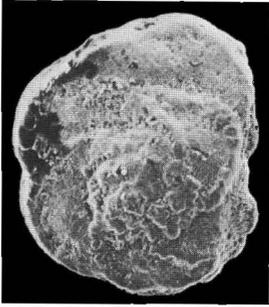


Tafel 3

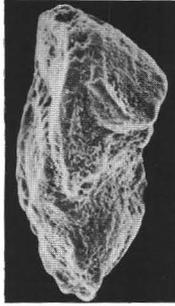
- Fig. 1–3 *Marginotruncana paraconcovata* PORTHAULT. —
Coniac: *primitiva*-Zone. Branderfleck. 80×.
- Fig. 4–6 *Marginotruncana* cf. *paraconcovata* PORTHAULT. —
Untersanton: *concovata*-Zone. Branderschrofen SW-Hang. 80×.
- Fig. 7 *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN). —
Unter- bis ?Mittelcenoman: *brotzeni* bis ?*reicheli*-Zone. Orbitolinen-Sandstein. Wetzstein-Laine. 160×.
- Fig. 8 *Nummoloculina* ? sp. —
Unter- bis ?Mittelcenoman: *brotzeni* bis ?*reicheli*-Zone. Orbitolinen-Sandstein. Wetzstein-Laine. 62×.
- Fig. 9, 10 *Marginotruncana coronata* (BOLLI). —
Coniac: *concovata*-Zone. Turbiditbank. Branderfleck. 62×.
- Fig. 11 *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI). —
Umgelagertes Unterturon in einer Turbiditbank des Coniacs. Branderfleck. 62×.
- Fig. 12 *Marginotruncana marginata* (REUSS)/*Globotruncana bulloides* VOGLER. —
Coniac: *concovata*-Zone. Turbiditbank. Branderfleck. 62×.
- Fig. 13 *Marginotruncana tricarinata* (QUEREAU). —
Coniac: *concovata*-Zone. Turbiditbank. Branderfleck. 62×.

Plate 3

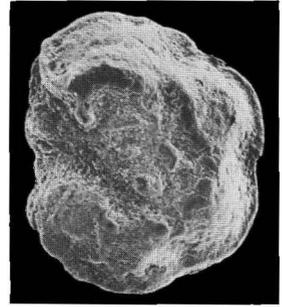
- Fig. 1–3 *Marginotruncana paraconcovata* PORTHAULT. —
Coniacian: *primitiva* zone. Branderfleck. 80×.
- Fig. 4–6 *Marginotruncana* cf. *paraconcovata* PORTHAULT. —
Lower Santonian: *concovata* zone. Branderschrofen SW slope. 80×.
- Fig. 7 *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN). —
Lower to ?Middle Cenomanian: *brotzeni* to ?*reicheli* zone. Orbitolina sandstone. Wetzstein-Laine. 160×.
- Fig. 8 *Nummoloculina* ? sp. —
Lower to ?Middle Cenomanian: *brotzeni* to ?*reicheli* zone. Orbitolina sandstone. Wetzstein-Laine. 62×.
- Fig. 9, 10 *Marginotruncana coronata* (BOLLI). —
Coniacian: *concovata* zone. Turbiditic layer. Branderfleck. 62×.
- Fig. 11 *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI). —
Reworked lower Turonian in a turbiditic layer of Coniacian age. Branderfleck. 62×.
- Fig. 12 *Marginotruncana marginata* (REUSS)/*Globotruncana bulloides* VOGLER. —
Coniacian: *concovata* zone. Turbiditic layer. Branderfleck. 62×.
- Fig. 13 *Marginotruncana tricarinata* (QUEREAU). —
Coniacian: *concovata* zone. Turbiditic layer. Branderfleck. 62×.



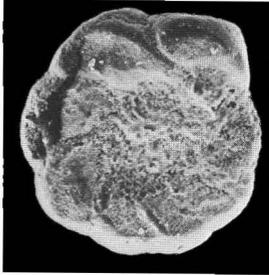
1



2



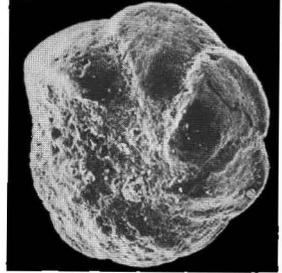
3



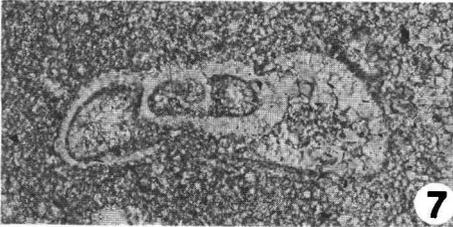
4



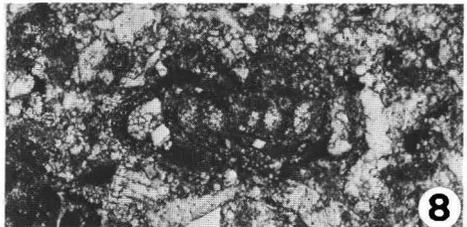
5



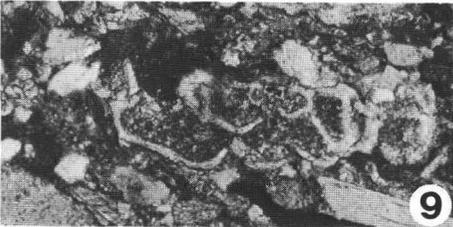
6



7



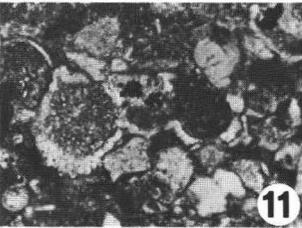
8



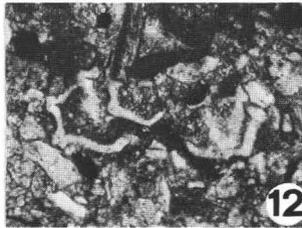
9



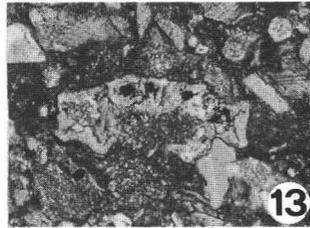
10



11



12



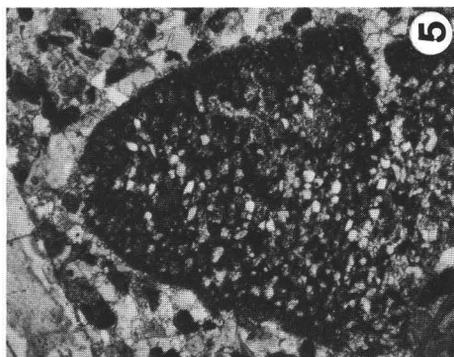
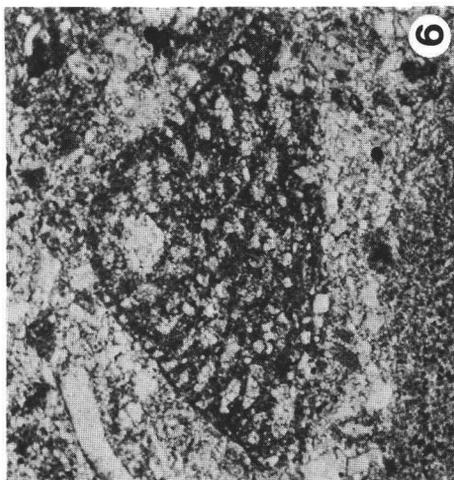
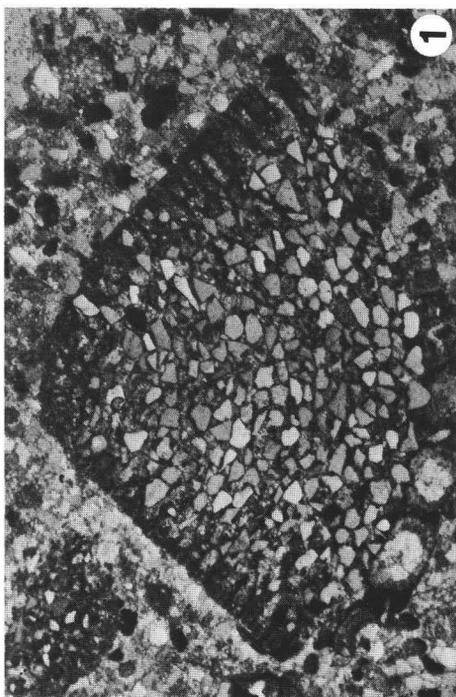
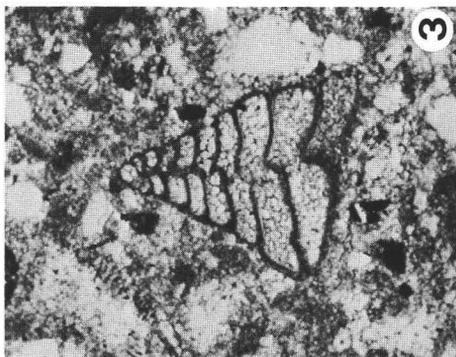
13

Tafel 4

- Fig. 1 *Orbitolina (Orbitolina) concava* (LAMARCK). —
Axialer Schnitt. 25×.
Umgelagerter Cenoman-Sandstein im Olisthostrom (Coniac) der Regau.
- Fig. 2 *Pseudotextulariella cretosa* (CUSHMAN). —
Annähernd axialer Schnitt. 150×.
Orbitolinen-Sandstein. Wetzstein-Laine.
- Fig. 3 *Marssonella trochus* (d'ORBIGNY). —
Axialer Schnitt. 60×.
Unter- bis ?Mittelenoman: *brotzeni* bis ?*reicheli*-Zone. Orbitolinen-Sandstein. Wetzstein-Laine.
- Fig. 4 *Orbitolina (Orbitolina) concava* (LAMARCK). —
Axialer Schnitt. 60×.
Umgelagerter Cenoman-Sandstein in turonen Mergeln der Kaltwasser-Laine.
- Fig. 5 *Orbitolina (Orbitolina)* sp. —
Tangentialer Schnitt durch den Proloculus, die Marginal- und die Radialzone. 25×.
Umgelagerter Cenoman-Sandstein im Olisthostrom (Coniac) der Regau.
- Fig. 6 *Orbitolina (Conicorbitolina)* cf. *paeneconica* VIAL. —
Axialer Schnitt. 60×.
Unter- bis ?Mittelenoman: *brotzeni* bis ?*reicheli*-Zone. Orbitolinen-Sandstein. Wetzstein-Laine.

Plate 4

- Fig. 1 *Orbitolina (Orbitolina) concava* (LAMARCK). —
Axial section. 25×.
Reworked sandstone (Cenomanian) in an olistostrome (Coniacian) of the Regau area.
- Fig. 2 *Pseudotextulariella cretosa* (CUSHMAN). —
Approximate axial section. 150×.
Orbitolina sandstone. Wetzstein-Laine.
- Fig. 3 *Marssonella trochus* (d'ORBIGNY). —
Axial section. 60×.
Lower to ?Middle Cenomanian: *brotzeni* to ?*reicheli* zone. Orbitolina sandstone. Wetzstein-Laine.
- Fig. 4 *Orbitolina (Orbitolina) concava* (LAMARCK). —
Axial section. 60×.
Reworked sandstone (Cenomanian) in marls (Turonian) of a section at the Kaltwasser-Laine.
- Fig. 5 *Orbitolina (Orbitolina)* sp. —
Tangential section through the proloculus, the marginal, and the radial zone. 25×.
Reworked sandstone (Cenomanian) in an olistostrome (Coniacian) of the Regau area.
- Fig. 6 *Orbitolina (Conicorbitolina)* cf. *paeneconica* VIAL. —
Axial section. 60×.
Lower to ?Middle Cenomanian: *brotzeni* to ?*reicheli* zone. Orbitolina sandstone. Wetzstein-Laine.



Das Alter der Eibrunner Mergel im Autobahneinschnitt am Benberg nördlich Regensburg, NE-Bayern

The age of the Eibrunn Marls exposed in the highway cut at the Benberg, north of Regensburg, NE Bavaria

VON R. FÖRSTER*), R. MEYER, und H. RISCH**)

Mit 2 Abbildungen

Kurzfassung. Der neue Autobahneinschnitt am Benberg ermöglichte erstmals eine biostratigraphische Gliederung der Eibrunner Mergel mittels Makro- und Mikrofauna. In den Mergeln konnten die höhere *cushmani*-, *archaeocretacea*- und *helvetica*-Zone nachgewiesen werden. Die Makrofauna der obersten *cushmani*-Zone ist charakteristisch für die *Metoicoceras geslinianum*-Zone des Anglo-Pariser Beckens. Die Cenoman/Turon-Grenze liegt nach planktonischen Foraminiferen unmittelbar über einer markanten Kalkmergellage mit den letzten Vertretern von *M. geslinianum* (d'ORB.).

Abstract. New exposures along a highway construction 6.5 km north of Regensburg brought new biostratigraphic material for the correlation of the Eibrunn Marls. These marls can be equated with the upper part of the *cushmani*-, *archaeocretacea*- and *helvetica*-Zones. The macrofauna of the uppermost part of the *cushmani*-Zone can be correlated with similar faunas from the Anglo-Paris Basin, which are further equivalent to the Late Cenomanian *Metoicoceras geslinianum*-Zone of the Plenus Marls. The Cenomanian/Turonian boundary lies just above a significant marly limestone layer with the last occurrence of *M. geslinianum* (d'ORB.).

1. Einleitung

Die Regensburger Kreide verdient als nördlichster Randbereich der Tethys bei jeder Nord-Süd-Korrelation innerhalb Mitteleuropas besondere Beachtung. Wenn

*) Adresse: R. FÖRSTER, Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2.

***) Adresse: R. MEYER, H. RISCH, Bayer. Geol. Landesamt, Heßstraße 128, D-8000 München 40.

die Kenntnis bislang trotzdem relativ lückenhaft blieb, dann vor allem wegen der allgemein ungünstigen Aufschlußverhältnisse, der Seltenheit von Fossilien, insbesondere stratigraphisch signifikanter Formen, und ihrer meist mäßigen Erhaltung.

Beim Neubau der Autobahn Regensburg–Weiden (BAB A 93) wurden zahlreiche neue, wenn auch meist nur kurzfristige Aufschlüsse geschaffen. Westlich Zeitlarn, ca. 6,5 km nördlich Regensburg (R 4507 200, H 5438 00, Blatt Regensburg Nr. 6938), war während der Bauarbeiten in drei aufeinander folgenden, bis zu 30 m tiefen Einschnitten in den Benberg, Otterberg und Altenberg die gesamte obercenomane/unterturonone Schichtenfolge vom Grünsandstein bis in die Reinhausener Schichten aufgeschlossen. Nach einer ersten Einstufung mittels planktonischer Foraminiferen wurde der südlichste Einschnitt am Benberg als Standardprofil ausgewählt und beim 2. Kreide-Symposium in München (1982) vorgestellt. Eine anschließende Grabung lieferte eine individuenreiche, jedoch artenarme Makro-Fauna (FÖRSTER et al., 1983). Sie stammt ausschließlich aus einer einzigen, ca. 40 cm mächtigen Lage aus der obersten *cushmani*-Zone, unmittelbar unter der *archaeocretacea*-Zone.

Der Aufschluß am Benberg liegt noch im Zentrum des kretazischen Regensburger Golfes. Während beim Grünsandstein eine deutliche Abnahme der Gesamtmächtigkeit von S nach N zu beobachten ist (Bad Abbach 16 m, Benberg 8,75 m), nehmen die Eibrunner Mergel an Mächtigkeit zu (von 6,2 m auf über 8 m). Erst weiter nördlich bei Amberg sind sie stärker reduziert (1–3 m; MEYER, 1981), wobei der obercenomane Anteil (*cushmani*-Zone) bisher noch nicht nachgewiesen werden konnte. Das nördlichste Vorkommen an der Postleite westlich Sulzbach liegt in unmittelbarer Nähe der damaligen Küstenlinie. Die Reinhausener Schichten erreichen mit mehr als 14 m annähernd die Werte von Bad Abbach (15–25 m).

Die Cenoman/Turon-Grenze fällt in beiden Gebieten in den unteren Teil der Eibrunner Mergel: 2,3 m über dem Grünsandstein am Benberg, um 2 m (WEISS, 1981) am Mühlberg bei Bad Abbach.

2. Lithologie

Der Autobahneinschnitt am Benberg erschließt im Liegenden ca. 15 m hellgraue Massenkalke des Malm Epsilon (Oberkimmeridge). Sie sind teilweise stärker verkarstet und von Höhlen durchzogen. Karsttaschen von mehreren Metern Tiefe sind mit hellen, gelblich-weißen bis tiefroten groben Sanden und Kaolintonen der Schutzfelsschichten gefüllt. Diese fluviatil-terrestrischen Füllungen – häufig mit deutlichen Sackungserscheinungen – schließen nicht selten mit einer ca. 0,15 m mächtigen Lage kohligler Pflanzentone ab, lokal auch mit einem fossilen Wurzelboden. Sie enthalten zwar kohligle Pflanzenreste, lieferten jedoch keine Pollen.

Diskordant mit einer fast ebenen Transgressionsfläche setzt über Malm und Schutzfelsschichten der obercenomane Regensburger Grünsandstein ein: ca. 8,75 m dickbankige, fein- bis mittelkörnige Glaukonitkalksandsteine, häufig mit Freß/Grabbauten und einer gelegentlich reichen Muschelfauna (insbesondere *Exogyra columba* LAM. und *Merklinia aspera* [LAM.]). Die typische Fazies des plattigen

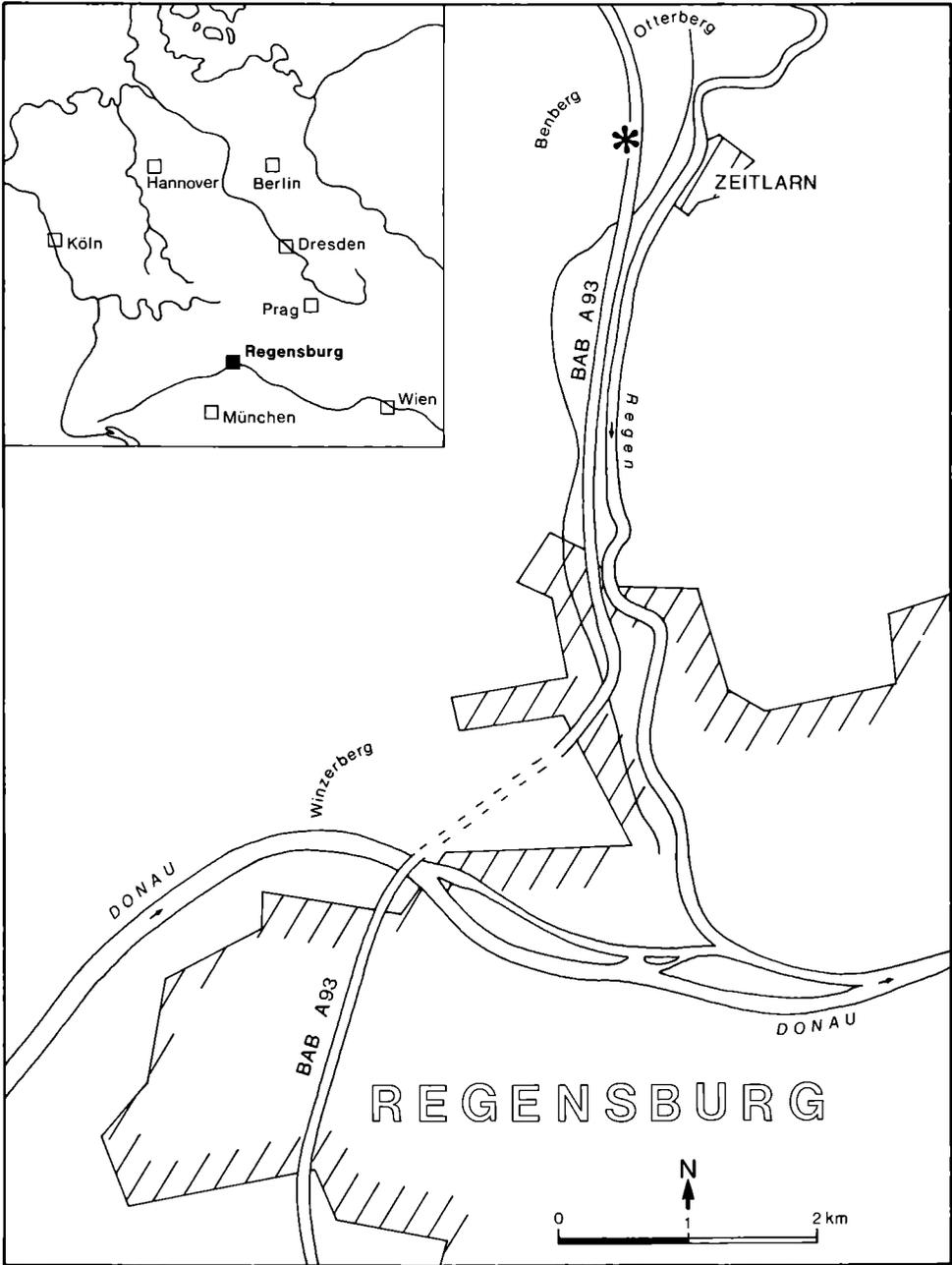


Abb. 1: Lageskizze des Autobahneinschnittes am Benberg (BAB A 93, Regensburg–Weiden) ca. 6,5 km nördlich von Regensburg.

oberen Grünsandsteins ist hier nur durch die Abnahme der Bankmächtigkeiten im oberen Drittel angedeutet.

Mit scharfer Grenze folgen über dem Grünsandstein die ca. 7,5–8,5 m mächtigen Eibrunner Mergel; genaue Mächtigkeitsangaben sind nicht möglich, da zu den hangenden, kieselig-kalkigen Reinhausener Schichten ein allmählicher, kontinuierlicher Übergang besteht. Die dunkelgrauen, im verwitterten Zustand grünlich-graubraunen, feinsandigen, glimmerhaltigen, pyritreichen, gelegentlich undeutlich feingeschichteten Mergel enthalten vor allem an der Basis noch etwas größeren Glaukonitsand. Der Kalkgehalt des frischen Mergels liegt zwischen 6 und 34 %. Der Feinsandgehalt schwankt nach Eliminierung des unsicheren Karbonatanteils gewöhnlich um 20 % (± 10 %); ab 7,20 m steigt er stetig an, von zunächst 30 % bis auf über 50 % (bei 8 m), und zeigt so den allmählichen, unscharfen Übergang in die Reinhausener Schichten an. Hauptbestandteile der Mergel sind die Tonminerale Montmorillonit (in der Fossilage ca. 85 % des Ton-Anteils) und Illit (15 %).

Die insgesamt eintönige, uniforme, an Makrofossilien extrem arme Folge wird 1,7 m über der Basis durch eine 20–40 cm mächtige, stark bioturbate Lage unterbrochen. Der Wechsel der ökologischen Bedingungen kündigt sich durch ein plötzliches, massenhaftes Auftreten von *Chondrites* an. Nach 20–30 cm nimmt die Dichte des Freißbauten-Netzwerkes rasch ab; sie verschwinden schließlich ganz, noch vor Einsetzen der hangenden Kalkmergel. In den Kalkmergeln fehlt *Chondrites*. Sehr selten treten dagegen Bauten vom Typ *Spongiomorpha/Thalassinoides* auf, die bereits im Grünsandstein und später in den Reinhausener Schichten – hier nicht selten mit Scheren des Erzeugers *Callianassa antiqua* ROEMER – häufig vorkommen. Mit der Bioturbation setzt auch eine für die Eibrunner Mergel einmalig reiche Fossilführung ein. Die Ammoniten belegen ein höheres Obercenoman-Alter (*Metoicoceras gestlinianum*-Zone). Die größte Fossildichte lag im mittleren Bereich der *Chondrites*-Lage; sie nimmt gegen die hangenden Kalkmergel ebenfalls rasch ab. Die Fauna setzt sich größtenteils aus kleinen Individuen zusammen (vergl. FÖRSTER et al., 1983: 128).

Ab 2,10 m folgt – bei einem nach oben rasch ansteigenden Karbonatgehalt – eine 15–20 cm mächtige, teils bankartige, teils knollig absondernde Kalkmergel-Lage. Sie führt gelegentlich noch Einzelklappen größerer Bivalven, vereinzelt *Metoicoceras gestlinianum* und *Actinocamax plenus* (BLAINV.).

Darüber setzen erneut die dunklen, uniformen Mergel ein, die ab 8 m kontinuierlich in die hellen Reinhausener Schichten übergehen. Nach dem mikropaläontologischen Befund mittels planktonischer Foraminiferen reicht die obercenomane *cushmani*-Zone bis mindestens 2,3 m, d. h. bis unmittelbar über die Kalkmergelbank. Ab 2,6 m tritt erstmals *Whiteinella archaeocretacea* (PESSAGNO) auf (Grenzbe-
reich Cenoman/Turon = Zone à grandes Globigerines, SIGAL) und reicht bis mindestens 3,6 m. Ab 4 m setzt *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI) ein und ist bis 6,9 m nachweisbar, d. h. ab hier gehören die Mergel ins Unterturon. In den höheren Partien des Profils kommt es zu einer zunehmenden Verarmung an kalkschaligem Plankton, während der Anteil an Sandschalern zunimmt. Dieser scheinbare faunistische Wechsel ist zumindest lokal auf die starke Entkalkung bei späteren Verwitterungsvorgängen zurückzuführen, wobei gleichzeitig eine deutliche Aufhellung der dunklen Mergel

Autobahneinschnitt Benberg, Regensburger Kreide, Bayern (Obercenoman - Unterturon)

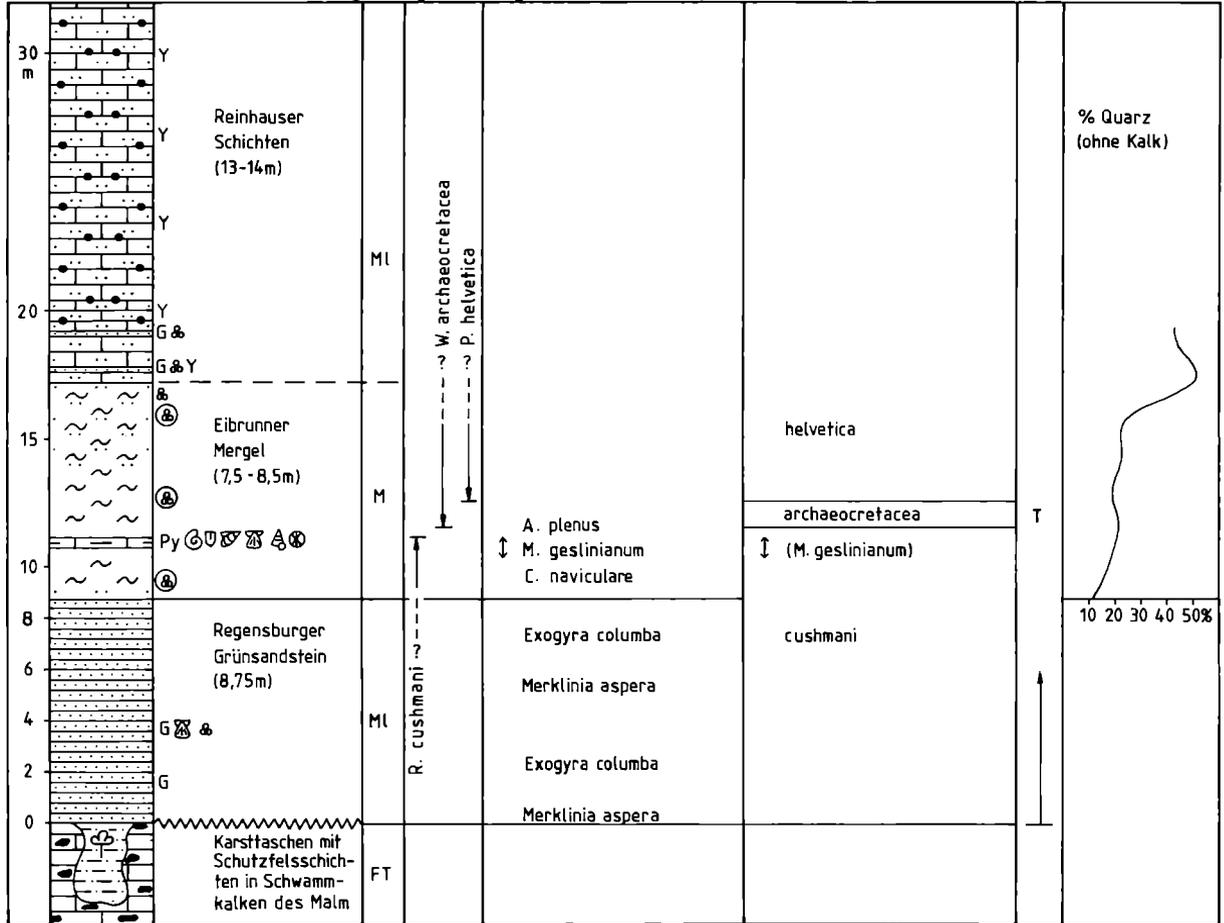


Abb. 2: Lithologisches Profil im Autobahneinschnitt am Benberg

durch die Oxydation des hohen, feinverteilten Pyritgehalts erfolgte. Das dürfte auch der Grund dafür sein, daß hier am Benberg *Marginotruncana schneegansi* (SIGAL) und damit die *schneegansi*-Zone für den oberen Teil der Eibrunner Mergel nicht nachgewiesen werden konnte wie am Mühlberg bei Bad Abbach, ca. 15 km weiter südlich (WEISS, 1981: 281).

Ab 7,5 m schalten sich zunehmend dünne, kieselige, feinkörnige Kalksandsteinlagen ein, bzw. in verwittertem Zustand helle, leichte Kieselskelettsandsteine, bis schließlich ab 8,5 m die kieselig-kalkige Fazies der Reinhausener Schichten vorherrscht. Diese werden nach 10–15 m durch tertiäre Rotlehme und Sande gekappt und überdeckt. Die Reinhausener Schichten enthalten nur eine arme Makro- und Mikrofauna (Bivalven, u. a. *Inoceramus labiatus* SCHLOTH., Seeigelreste, Sandschaler). Sie sind reich an Schwamm-Spiculae. Schon im tiefsten Teil (erstmal bei 8,4 m) treten zwischen den bis zu 1 m mächtigen, von Hornsteinknollen durchsetzten hellen Kalksandsteinbänken einzelne dünne (bis 0,25 m), mürbe Glaukonitsandmergel auf mit einer armen Sandschalerfauna und mit Fischzähnen.

3. Stratigraphie

Die zum Teil gegensätzlichen Meinungen über das Alter der Eibrunner Mergel – Obercenoman, Obercenoman/Unterturon oder Unterturon – wurden von OSCHMANN (1958: 81 ff.) eingehend diskutiert. Seine Einstufung ins oberste Cenoman/unterste Turon wurde durch WEISS (1981, 1982) und RISCH (in FÖRSTER et al., 1983) mittels planktonischer Foraminiferen bestätigt.

Danach gehören die basalen 2,3 m noch zur obercenomanan *cushmani*-Zone. Dafür spricht auch die Makrofauna mit *Inoceramus pictus bohemicus* LEONHARD, *Actinocamax plenus* BLAINV. und den Ammoniten. Ähnliche Ammonitenfaunen mit *Calycoceras naviculare*, *Pseudocalyoceras dentonense*, *Euomphaloceras septemseriatum*, *Metoicoceras gestlinianum* und *Vascoceras diartianum* sind aus der *M. gestlinianum/S. gracile*-Zone des obersten Cenoman des Anglo-Pariser Beckens (u. a. WRIGHT & KENNEDY, 1981, ROBASZYNSKI et al., 1982) beschrieben worden bzw. zusätzlich mit *Worthoceras vermiculum* und *Hemiptychoceras reesidei* aus dem mittleren Westen der USA. *Rotalipora cushmani* reicht über das letzte Vorkommen von *M. gestlinianum* in der Kalkmergelbank bis mindestens 2,3 m. Die darüber folgenden 1,7 m Mergel enthalten eine Foraminiferen-Fauna der *archaeocretacea*-Zone, und ab 4 m über der Basis beginnt die *helvetica*-Zone des Unterturons.

Beim Vergleich mit der Sächsisch-Böhmischen Kreide (und den in Oberösterreich erbohrten Vorkommen [WESSELY et al., 1981]) fällt eine gewisse Übereinstimmung in der faziellen Entwicklung des Obercenoman auf: über glaukonitreichen Sandsteinen folgen Mergel und Kalkmergel, die schließlich in Mergelkalke übergehen. Diese zur *plenus*-Zone gerechneten Mergel und Kalkmergel – *Dölzschener Schichten* in Sachsen (PRESCHER, 1981: 370) bzw. die höheren *Korycany-Schichten* in Böhmen (ČECH et al., 1980: 284, KLEIN et al., 1982: 40) – lieferten zwar vergleichbare Muschel-Faunen und *Actinocamax plenus*, Ammoniten und Mikrofaunen blieben jedoch bislang auf einzelne Vorkommen beschränkt (*M. gestlinianum* in Sachsen, *C. cf.*

naviculare in Böhmen). Eine Sedimentationsunterbrechung, wie sie KLEIN et al. (1982: 43) teilweise für Böhmen annehmen, ist für den zentralen Bereich des Regensburger Golfes nicht nachweisbar; über der Kalkmergelbank setzt sich die Mergelfazies der basalen 2 m unverändert fort.

Eine interessante Parallelentwicklung besteht mit dem östlichen Niedersachsen. Auch dort ist das Vorkommen von *Actinocamax plenus* (BLAINV.) auf einen nur geringmächtigen Horizont, die sog. *plenus*-Bank beschränkt (ERNST et al., 1983), an deren Basis – ähnlich wie am Benberg – eine regional bedeutsame *Chondrites*-Lage auftritt.

Im Regensburger Raum ist die *Chondrites*-Lage mit einer identischen Fauna noch ca. 5 km südlich am Winzerberg ausgebildet; am Mühlberg bei Bad Abbach (WEISS, 1981) konnte sie nicht nachgewiesen werden. Von der ca. 100 km südöstlich in der Braunauer Senke gelegenen Bohrung Birnbach 1 wurde jedoch eine *Chondrites*-Lage in etwa gleicher stratigraphischer Position aus einer den Eibrunner Mergeln vergleichbaren Abfolge von dunklen Mergeln aus der Teufe von 1360–1369 m beschrieben, die nach der kurzen Charakterisierung – „schwarze Mergelkalke mit vielen Fischresten, Pecten, kleinwüchsiger Muschelfauna, Fucoiden, Schwefelkiesknöllchen . . .“ (unveröffentl. Ber.) – gut den Verhältnissen am Benberg entspräche. Nach RISCH (1983: 145) sind die Mergel ab 1364,50 m Teufe zur obercenomanen *cushmani*-Zone zu rechnen, ab 1358,70 m zur unterturonen *helvetica*-Zone.

Literatur

- ČECH, S., KLEIN, V., KŘIŽ, J., & VALEČKA, J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. – Věst. Ústřed. úst. geol. 55: 277–296, 11 Abb.; Prag.
- ERNST, G., SCHMID, F., & SEIBERTZ, E. (1983): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana 10: 531–554, 7 Abb.; München.
- FÖRSTER, R., MEYER, R., & RISCH, H. (1983): Ammoniten und planktonische Foraminiferen aus den Eibrunner Mergeln (Regensburger Kreide, Nordostbayern). – Zitteliana 10: 123–141, 3 Taf., 2 Abb.; München.
- KLEIN, V., HERCOGOVÁ, J., & REJCHRT, M. (1982): Stratigraphie, Lithologie und Paläontologie der Kreide im Elbe-Faziesgebiet. – Sbor. geol. věd. 36: 27–92, 10 Abb., 12 Taf.; Prag.
- MEYER, R. (1981): Die Küste des Obercenoman-Meerres (Oberkreide) westlich von Amberg. – Geol. Bl. NO-Bayern 31: 306–321, 4 Abb.; Erlangen.
- OSCHMANN, F. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. – 184 S., 3 Taf., 2 Abb.; München.
- PRESCHER, H. (1981): Probleme und Korrelation des Cenomans und Turons in der Sächsischen und Böhmisches Kreide. – Z. geol. Wiss. 9: 367–373; Berlin.
- RISCH, H. (1983): Zur Mikrobiostratigraphie der Regensburger Kreide. – Zitteliana 10: 143–153, 1 Taf.; München.
- ROBASZYNSKI, F., ALCAYDÉ, G., AMÉDRO, F., BADILLET, G., DAMOTTE, R., FOUCHER, J. C., JARDINÉ, S., LEGOUX, O., MANIVIT, H., MONCIARDINI, C., SORNAY, J. (1982): Le Turonien de la région-type: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. – Bull. Centres Rech. Explor. – Prod. Elf-Aquitaine 6: 119–225, 18 Taf., 24 Abb.; Pau.

- WEISS, W. (1981): Regensburger Kreide. — *Geol. Bavarica* 82: 279–282, Abb. G6; München.
- WEISS, W. (1982): Planktonische Foraminiferen aus dem Cenoman und Turon von Nordwest- und Süddeutschland. — *Palaeontographica A* 178: 49–108, 6 Taf., 9 Abb.; Stuttgart.
- WESSELY, G., SCHREIBER, O. S., & FUCHS, R. (1981): Lithofazies und Mikrostratigraphie der Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes im östlichen Oberösterreich. — *Jahrb. Geol. B.-A.* 124: 175–281, 20 Taf., 5 Abb.; Wien.
- WRIGHT, C. W., & KENNEDY, W. J. (1981): The Ammonoidea of the Plenus Marls and the Middle Chalk. — *Palaeontogr. Soc. Monogr.* 134 (Nr. 560), 148 S., 32 Taf., 39 Abb.; London.

Kondensiertes Apt und Alb im Helvetikum (Allgäu und Vorarlberg) – Biostratigraphie und Fauneninhalt

Condensed Aptian and Albian strata in the Helvetic zone (Allgäu and Vorarlberg)

Von G. GEBHARD*)

Mit 3 Abbildungen und 3 Tafeln

Zusammenfassung. Drei Profile der helvetischen Mittelkreide werden revidiert und der biostratigraphische Inhalt der phosphoritischen Kondensationshorizonte bestimmt.

Summary. Three sections of the Helvetic Mid-Cretaceous are revised and the biostratigraphic content of the phosphoritic condensation horizons is determined.

1. Einleitung

Bereits seit langem sind die phosphoritischen Kondensationshorizonte des Apt und Alb in der helvetischen Mittelkreide bekannt und mit Namen wie Luiterezug-Fossilschicht (JACOB & TOBLER, 1906), Durchschlägi-Schicht (HEIM, 1910), Lochwald-Schicht (JACOB & TOBLER, 1906) und Plattenwald-Schicht (HEIM & SEITZ, 1934) belegt worden. Wenn auch das ungefähre biostratigraphische Alter dieser Horizonte bei der Namengebung berücksichtigt wurde, so sind sie doch weitgehend nach ihrer lithostratigraphischen Position definiert. Bestimmt man den biostratigraphischen Umfang der Kondensationshorizonte, so stellt man fest, daß dieser von Ort zu Ort stark schwankt, wie dies SCHOLZ (1978) erwähnt. Auch HEIM & SEITZ (1934) weisen auf den unterschiedlichen Umfang hin, führen dies jedoch auf noch mangelnde Kenntnis der tatsächlich enthaltenen Fauna zurück. Neues umfangreiches Material hat jedoch gezeigt, daß dies nur in wenigen Fällen zutrifft und die unterschiedliche biostratigraphische Reichweite primäre Ursachen hat. Diese sind in den paläogeogra-

*) Adresse: Dr. Gunter Gebhard, Geol.-Paläont. Institut, Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13.

phischen und paläotektonischen Gegebenheiten zur Zeit der Kondensationsbildung zu suchen (BERGNER et al., 1982).

Als biostratigraphische Grundlage dienen die Gliederungen von CASEY (1960) für das Apt und von SPATH (1943) für das Alb, wobei die Vorschläge von BREISTROFFER (1947) und OWEN (1971) Berücksichtigung fanden.

Im Folgenden sollen anhand von drei Einzelprofilen die unterschiedliche Biostratigraphie und der Fauneninhalt der Kondensationshorizonte dargestellt werden.

2. Profile

2.1. Grünten-Gipfel (Abb. 1)

Dieses Profil befindet sich auf dem Gipfelgrat des Grünten bei Sonthofen, zwischen dem Jägerdenkmal und der Hochwarte. Es wurde bereits von HEIM (1919) ausführlich beschrieben.

Der rezifale Schrägen-Kalk wird von mehreren Metern feinsandiger Tone und Mergel überlagert, die bisweilen etwas Glaukonit führen. Zum Hangenden nimmt der Karbonatgehalt deutlich zu, und die oberen Meter dieses von HEIM (1919) als Grünten-Schichten bezeichneten Profilabschnittes werden von schlecht gebankten, feinsandigen Kalken gebildet. Bei diesen Grünten-Schichten handelt es sich um geschütete Serien, die in größerer Tiefe als die umgebende Schrägenkalk-Plattform abgelagert wurden. Sie werden neben einem wechselnden Quarz-Gehalt von Flachwasserdetritus aufgebaut (miliolide Foraminiferen, Bryozoen u. a.). Die obersten Kalkbänke der Grünten-Schichten sind sehr glaukonitreich und schließen mit einer Lage ab, die reich an Fossilien und Phosphoritknollen ist. Diese Lage wurde von HEIM (1919) mit der Luiterezug-Fossilschicht des Schweizer Helvetikum verglichen; er wies jedoch darauf hin, daß die Fauna ein größeres Alter, nämlich Untergargas, anzeige. Die Luiterezug-Fossilschicht bei Wolfenschießen in der Schweiz zeigt ein Obergargas-Alter (JACOB & TOBLER, 1906; JACOB, 1907), während der so bezeichnete Horizont auf dem Grünten ein Bedoule-Alter aufweist. Hier ist nahezu das gesamte Bedoule in einer Bank (20–30 cm) kondensiert: Mit *Prodeshayesites fissicostatus* (PHILLIPS) (Taf. 2, Fig. 2) ist das tiefste Apt (*fissicostatus*-Zone) nachgewiesen. Vertreter der folgenden *forbesi*-Zone fehlen bislang, jedoch die *deshayesi*-Zone ist mit *Deshayesites deshayesi* (LEYMERIE), *D. aff. grandis* SPATH und *D. planus* CASEY sicher vertreten (Taf. 2, Fig. 1). Die höchste Zone des Bedoule, die *bowerbanki*-Zone, ist durch *Chelonicerias (Ch.) meyndorffi* (d'ORBIGNY), *Ch. (Ch.) minimum* CASEY und *Ch. (Ch.) cornuelianum* (d'ORBIGNY) belegt (Taf. 2, Fig. 3, 4). Faunen des Gargas wurden nicht angetroffen, mit Ausnahme eines Fragments von *Chelonicerias (Epicheloniceras) sp.* Das interessante an dieser kondensierten Fauna ist ihr Bedoule-Alter. Während an anderen Orten die Schrägenkalk-Fazies bis in das Gargas hineinreicht, kam es lokal bereits im Bedoule zu Kondensationserscheinungen; zumindest im Südhelvetikum, dem der Grünten faziell angehört. Neben den oben und in Abb. 1 aufgeführten Ammoniten sind Phylloceraten, Lytoceraten und zahlreiche von VON KOENEN (1902) aus dem norddeutschen Apt beschriebene Arten der Gattung (?) *Ancyloceras* anzutreffen. Die

Grünten-Gipfel bei Sonthofen, Allgäu, Helvetikum, Mittel-Kreide

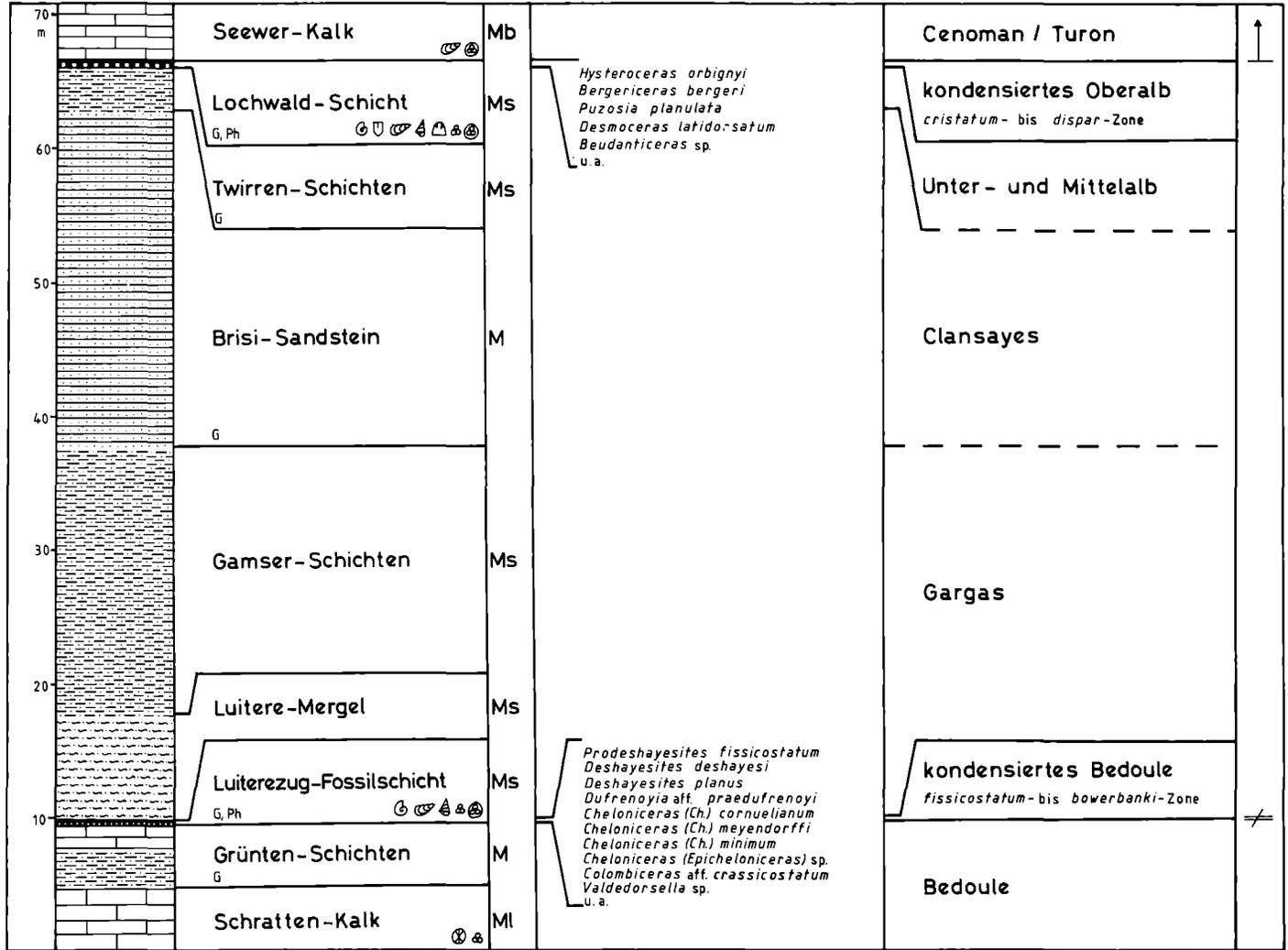


Abb. 1

übrige Invertebraten-Fauna wird hauptsächlich von Inoceramen, terebratuliden Brachiopoden und Gastropoden gebildet. Überlagert wird die Luiterezug-Fossilschicht von sandigen, bioturbaten Mergeln und Tonen (Luitere-Mergel, Gamser-Schichten), die dem Gargas zugeordnet werden. Auf dem Grünten haben diese jedoch ebensowenig eine datierbare Fauna geliefert wie der überlagernde glaukonitführende Brisi-Sandstein. Über dem Brisi-Sandstein folgen stark glaukonitische, sandige Tone, die als Twirren-Schichten anzusprechen sind. Die sonst so häufig zwischen Brisi-Sandstein und Twirren- bzw. Flubrig-Schichten anzutreffende Durchschlägi-Schicht ist am Grünten-Gipfel nicht entwickelt. Auf die Twirren-Schichten folgt die Lochwald-Schicht, ein stark glaukonitischer, feinsandiger Kalk, mit zahlreichen Fossilien und Phosphoritknollen. Dieser 40–60 cm mächtige Kondensationshorizont vertritt hier das Oberalb. Mit *Hysterocheras orbignyi* SPATH ist die *orbignyi*-Subzone der *cristatum*-Zone nachgewiesen, also tiefes Oberalb; *Bergericeras bergeri* (BRONGNIART) vertritt die *dispar*-Zone (Vracon). Die Aufschlußverhältnisse ließen eine umfangreiche Aufsammlung nicht zu, sodaß nicht entschieden werden kann, ob die zwischen *cristatum*- und *dispar*-Zone liegende *inflatum*-Zone primär fehlt oder ob die entsprechenden Faunen bislang nicht gefunden wurden. Neben der Ammonitenfauna (Abb. 1) sind Belemniten (*Neohibolites minimus* [LISTER]), Inoceramen (*Inoceramus concentricus* [PARKINSON], *Inoceramus sulcatus* [PARKINSON]), irreguläre Echiniden (*Discoidea* sp.) und Gastropoden kennzeichnend. Vereinzelt ist die Einzelkoralle *Trochocyathus (Platygyathus) conulus* FROMENTEL nicht selten. In der mikritischen Matrix sind neben benthonischen Foraminiferen auch planktonische nicht selten: *Hedbergella* sp., *Globigerinelloides* sp. und *Rotalipora appeninica* (RENZ).

Überlagert wird die Lochwald-Schicht vom Seewer-Kalk, einem mikritischen Kalk von pelagischem Charakter, der an seiner Basis Belemniten (*Neohibolites* sp.) führt und vereinzelt glaukonitreiche Lagen aufweist. HEIM (1919) erwähnt aus dem oberen Seewer-Kalk *Inoceramus cuvieri* SOWERBY, der mittleres bis höheres Turon anzeigt (KELLER, 1982). Auch die Mikrofauna, die überwiegend von planktonischen Foraminiferen und Pithonellen gebildet wird, ergibt ein Turon-Alter.

2.2. Plattenwald bei Klaus (Abb. 2)

Im Plattenwald bei Klaus, 13 km südwestlich Dornbirn ist folgendes Profil anzutreffen: Der rezifale Schratten-Kalk wird von ca. 7 m fossilieerem, leicht glaukonitischem Brisi-Sandstein überlagert, auf den 2,5 m Brisi-Echinodermenbreccie folgen. Es handelt sich hierbei um einen quarz- und glaukonitreichen Biosparit, der zahlreiche Echinodermenfragmente enthält. Vereinzelt finden sich auch kleine Aufarbeitungsgerölle, die dem Schratten-Kalk entstammen. Aufgrund von Drucklösungserscheinungen ist der Kalk hier in einzelne „Knollen“ aufgelöst. Dieses Schichtglied, die Brisi-Echinodermenbreccie, ist im Schweizer Helvetikum weit verbreitet, während es in Vorarlberg nur in Ausnahmen entwickelt ist und im Helvetikum des Allgäu völlig fehlt.

Überlagert wird die Echinodermenbreccie von einem stark phosphoritischen Kondensationshorizont, der eine reiche Ammonitenfauna geliefert hat. HEIM &

Plattenwald bei Klaus, Vorarlberg, Helvetikum, Mittel-Kreide

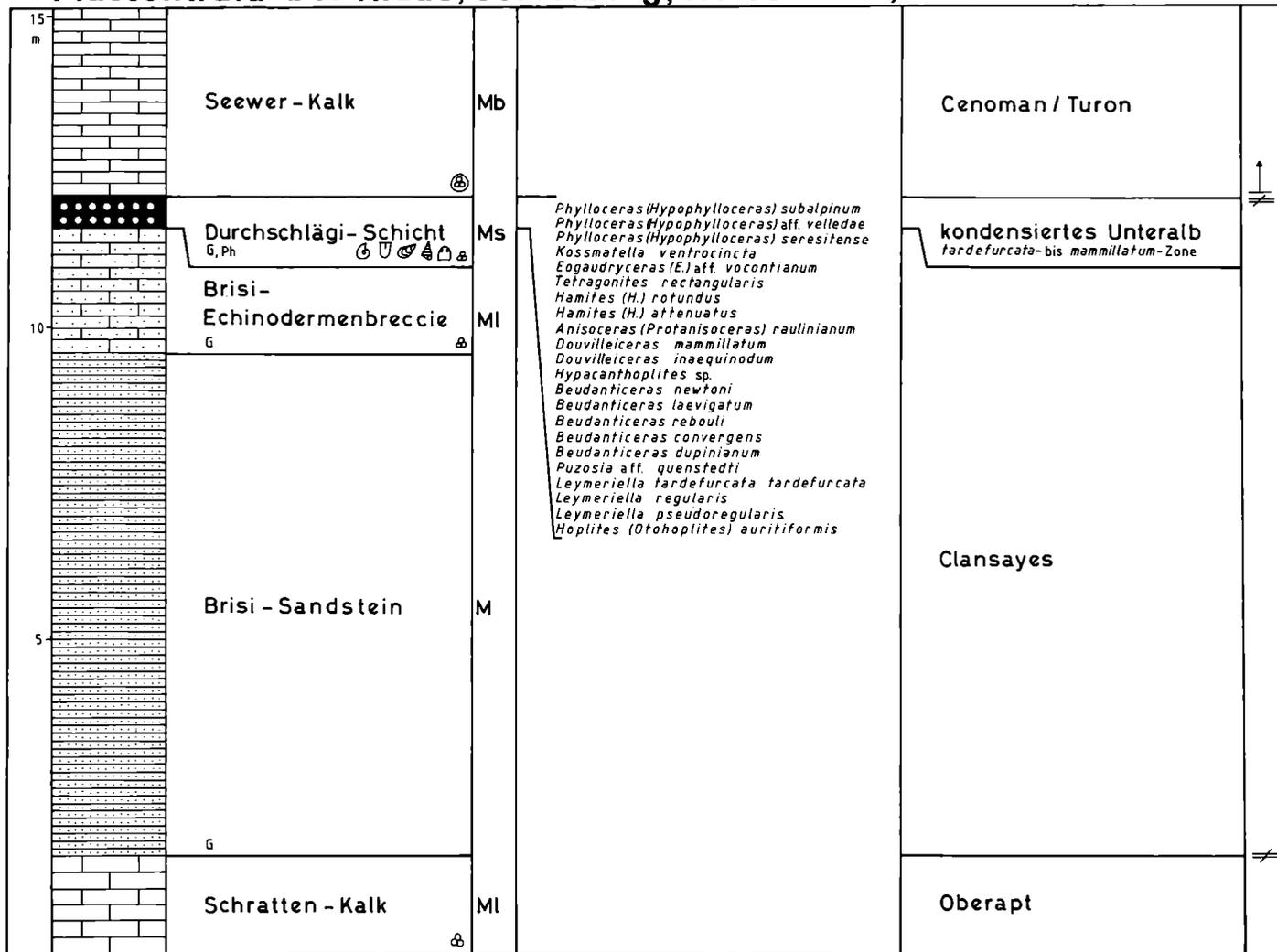


Abb. 2

SEITZ (1934) bezeichnen diesen Horizont als „Plattenwald-Schicht“, da die Kondensationslage durch ihre lithologische Verknüpfung sowohl mit dem liegenden Brisi-Sandstein als auch mit dem hangenden Seewer-Kalk eine Vereinigung von Durchschlägi- und Lochwald-Schicht darstellte und ein Alter von Unter- und Mittelalb aufweise. Umfangreiche Neuaufsammlungen haben jedoch ergeben, daß lediglich kondensiertes Unteralb vorliegt und dieser Horizont daher am ehesten ein Äquivalent der Durchschlägi-Schicht darstellt. Bei dem Fund von *Hoplites* juv. cf. *canavarii* PARONA & BONARELLI, der für HEIM & SEITZ der einzige Nachweis für Mittelalb ist, handelt es sich in Wirklichkeit um einen Vertreter von *Hoplites* (*Otohoplites*), also Unteralb. Die reiche Ammonitenfauna (Abb. 2) gehört ausnahmslos dem Unteralb an, wobei die meisten Arten und auch Individuen die *mammillatum*-Zone vertreten. Die übrige Invertebratenfauna wird wie an anderen Orten hauptsächlich von terebratuliden Brachiopoden, Inoceramen und irregulären Echiniden gebildet.

Sowohl die Flubrig- und Twirren-Schichten als auch die Lochwald-Schicht und die Aubrig-Schichten, die im „Idealprofil“ über der Durchschlägi-Schicht folgen, fehlen hier. Auf die Durchschlägi-Schicht des Unteralb folgt unmittelbar der Seewer-Kalk, der bereits dem Cenoman bzw. Turon angehört.

2.3. Schwarzenberg (Abb. 3)

Dieses Profil, 8 km östlich Dornbirn, zeigt wohl die extremste Kondensation in der helvetischen Kreide. Der rezifale Schratten-Kalk ist an der Oberfläche stark verkarstet, mit Karsthohlräumen, die bis 30 cm tief sein können. Die Karstoberfläche und auch die in den Karsthohlräumen liegenden Aufarbeitungsgerölle des Schratten-Kalk sind von einer phosphoritischen Kruste überzogen. Lokal zeigt die Karstoberfläche auch Anbohrungen von Muscheln (HEIM & SEITZ). Neben den Aufarbeitungsgeröllen des Schratten-Kalk befinden sich in den Karsthohlräumen zahlreiche Phosphoritknollen in glaukonitischer Matrix, und der Schratten-Kalk wird von einer bis 20 cm mächtigen Phosphoritlage überlagert. Dieser Abschnitt vertritt die Durchschlägi-Schicht, was durch *Leymeriella pseudoregularis* SEITZ und *Hypachanthoplites* sp. belegt ist. Dieser Horizont ist von einem 3–4 cm dicken Stromatolith-Horizont überlagert, der jedoch nur stellenweise zu beobachten ist. Über diesem folgt ein 10–30 cm mächtiger Kondensationshorizont mit Phosphoritknollen, der der Lochwald-Schicht entspricht (Abb. 3). Die reiche Ammonitenfauna hat Vertreter des gesamten Oberalb geliefert. Durch *Hysterocheras orbigny* SPATH ist die höhere *cristatum*-Zone belegt, *H. varicosum* (SOWERBY) und *Mortoniceras* (*Pervinquieria*) *inflatum* (SOWERBY) vertreten die *inflatum*-Zone, und *Bergericeras gresslyi* (PICTET & CAMPICHE) und *Ostlingoceras puzosianum* (d'ORBIGNY) gehören der *dispar*-Zone an. Die Begleitfauna ist mit der der Lochwald-Schicht am Grünen-Gipfel identisch.

Überlagert wird die Lochwald-Schicht von ca. 6 m Aubrig-Grünsand. Es handelt sich um einen karbonatisch gebundenen Quarzsand, der zahlreiche Glaukonitkörner enthält. Primär war der Karbonatgehalt dieses Schichtglieds sehr viel höher, wurde jedoch diagenetisch durch Drucklösung stark abgereichert. Dieser Bereich entspricht den Aubrig-Knollenschichten anderer Profile, bei denen die Drucklösung

Schwarzenberg, Vorarlberg, Helvetikum, Mittel-Kreide

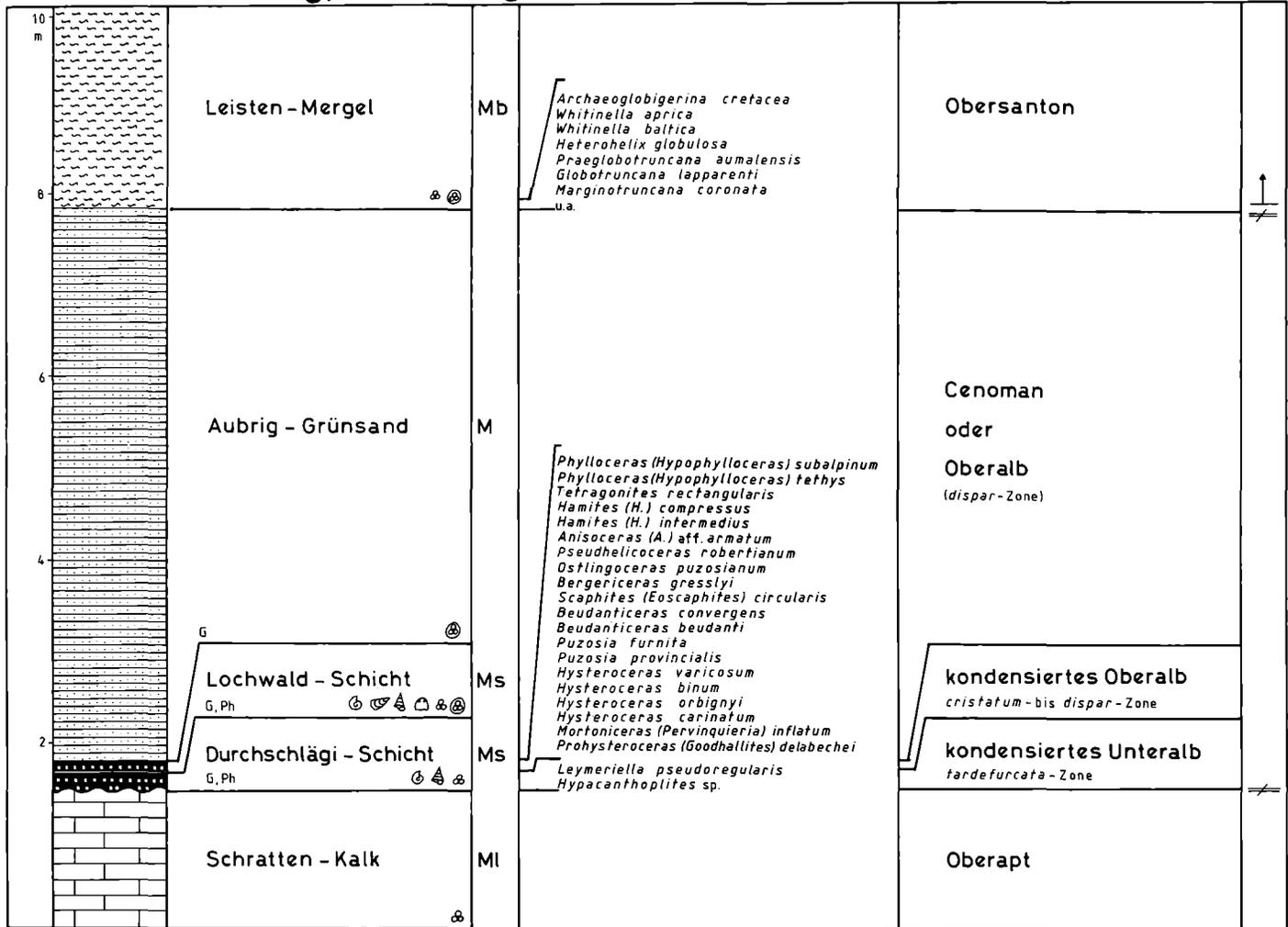


Abb. 3

nicht so stark war, sodaß das primäre, karbonatreiche Sediment in Form von Knollen noch teilweise erhalten ist. Das Alter des Aubrig-Grünsandes ist nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Makrofossilien sind nicht vorhanden, und Mikrofaunen lassen keine eindeutige Datierung zu. Im Drucklösungsschatten zwischen einzelnen Quarzkörnern sind planktonische Foraminiferen erhalten, die den Gattungen *Hedbergella* und *Globigerinelloides* angehören. Das Fehlen von gekielten planktonischen Foraminiferen kann auf ein Alb-Alter hindeuten, kann jedoch ebensogut ökologisch bedingt sein, was dann ein Cenoman-Alter nicht ausschließt. Überlagert wird der Aubrig-Grünsand von glimmerhaltigen Mergeln, den Leisten-Mergeln. Die Mikrofauna (Abb. 3) an der Basis dieser Mergel hat ein Obersanton-Alter ergeben (det. BUTT, Tübingen), d. h., der Zeitraum von Cenoman bis Untersanton ist durch keinerlei Sediment vertreten, und es fehlt jedes Anzeichen einer Erosion des normalerweise zu erwartenden Seewer-Kalks. Diese große Schichtlücke kann in Zusammenhang mit der Mittelkreide-Transgression gesehen werden. Nach VAIL et al. (1977) kann eine starke Transgression in distalen Faziesräumen zu erheblichen Schichtlücken führen.

3. Schlußbemerkungen

Spätestens seit HEIM (1934) sind die phosphoritischen Fossilhorizonte des Apt und Alb im Helvetikum als Kondensationshorizonte erkannt. Wie bereits erwähnt, haben HEIM & SEITZ (1934) die unterschiedliche biostratigraphische Reichweite dieser Horizonte erkannt, dies jedoch auf ungenügende Funde zurückgeführt. Tatsächlich jedoch ist der biostratigraphische Inhalt von Ort zu Ort großen Schwankungen unterworfen. So hat die Lochwald-Schicht am Locus typicus (JACOB & TOBLER) ein Mittelalb-Alter, während die im Vorarlberger Helvetikum als Lochwald-Schicht bezeichneten Horizonte meist ein Oberalb-Alter zeigen. Jedoch treten auch in Vorarlberg Kondensationshorizonte auf, die das Mittelalb vertreten. Diese Schwankungen machen es schwer, die Kondensationshorizonte mit Schichtnamen zu belegen, bzw. die bereits existierenden Namen verführen dazu, nicht Zeitgleiches miteinander zu vergleichen. Namen wie Durchschlägi- oder Lochwald-Schicht sollten daher möglichst nur im lithostratigraphischen Sinne gebraucht werden, auch wenn erstere meist Unteralb und letztere häufig Oberalb vertritt. Der laterale Fazieswechsel in der helvetischen Mittelkreide ist damit erheblich, wie schon aus den drei vorgestellten Profilen hervorgeht. Aus diesem Grund dürfen hier Schichtnamen nicht mit biostratigraphischen Einheiten gleichgesetzt werden.

Auf den Tafeln 1–3 sind einige der charakteristischen Fossilien der Kondensationshorizonte der helvetischen Mittelkreide wiedergegeben.

Danksagung

Herr Dr. KRIEG (Dornbirn) ermöglichte die Durchsicht von Fossilmaterial der Sammlung FUSSENEGGER, Herr Dr. SCHAIRER (München) überließ Sammlungsmaterial zur Bearbeitung, und Herr Dr. SCHWERD (München) war im Gelände eine hilfreiche Unterstützung. Herr

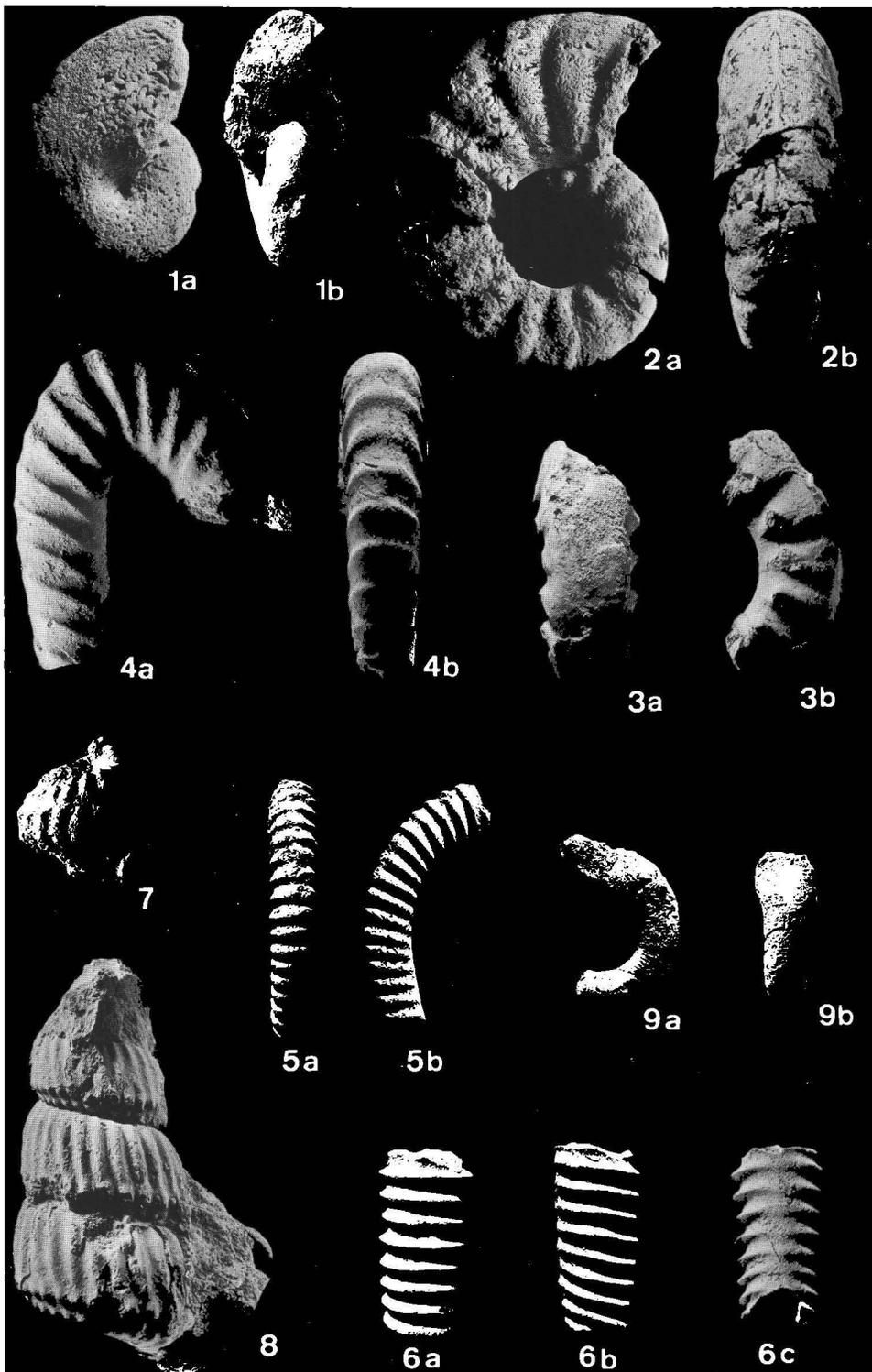
Prof. Dr. WIEDMANN (Tübingen) kritisierte das Manuskript, und Herr WETZEL (Tübingen) fertigte die Fototafeln. Ihnen allen gilt mein herzlicher Dank. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanzierte die Geländearbeit im Sommer 1981.

Literatur

- BERGNER, H. D., GEBHARD, G., & WIEDMANN, J. (1982): Kondensationserscheinungen in der marokkanischen und alpinen Mittelkreide (Apt, Alb). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 165: 102–124; Stuttgart.
- CASEY, R. (1960–78): A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. — *Palaeontogr. Soc.*, 632 S., 100 Taf.; London.
- HEIM, A. (1910): Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. — *Beitr. geol. Karte Schweiz N. F.*, 20: 1–272, Abb. 1–89, Taf. 1–16; Bern.
- HEIM, A. (1919): Zur Geologie des Grünten im Allgäu. — *Vjschr. naturf. Ges. Zürich*, 64: 458–486; Zürich.
- HEIM, A. (1934): Stratigraphische Kondensation. — *Eclogae geol. helvet.*, 27: 372–383; Basel.
- HEIM, A., & SEITZ, O. (1934): Die mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. — *Denkschr. schweiz. naturf. Ges.*, 69: I–XI u. 185–310, 3 Taf.; Zürich.
- JACOB, CH. (1907): Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. — *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 8: 280–590, 6 Taf.; Grenoble.
- JACOB, CH., & TOBLER, A. (1906): Etude stratigraphique et Paléontologiques du Gault de la Vallée de la Engelberger Aa. — *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, 33: 3–26, Taf. 1–2; Genève.
- KELLER, S. (1982): Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman-Unter-Coniac) Lithologie, Biostratigraphie und Inoceramen. — *Geol. Jb.*, (A) 64: 3–171, 8 Taf.; Hannover.
- KOENEN, A. v. (1902): Die Ammonitiden des Norddeutschen Neocom (Valanginien, Hauterivien, Barrémien und Aptien). — *Abh. k. preuss. geol. Landesanst. N. F.*, 24: 451 S., 55 Taf.; Berlin.
- OWEN, H. G. (1971): Middle Albian stratigraphy in the Anglo-Paris Basin. — *Bull. Brit. Mus. Nat. Hist., Geol., Suppl.* 8: 164 S., 3 Taf.; London.
- SCHOLZ, G. (1978): Die Lochwaldschicht zwischen Kühberg (an der Wertach) und Pfronten im Allgäu. — *Mitt. bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 18: 29–37; München.
- SPATH, L. F. (1923–43): A monograph of the Ammonoidea of the Gault. — *Palaeontogr. Soc.*, XIV u. 787 S., 72 Taf.; London.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., jr., & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26: 83–97, Tulsa, Okla.

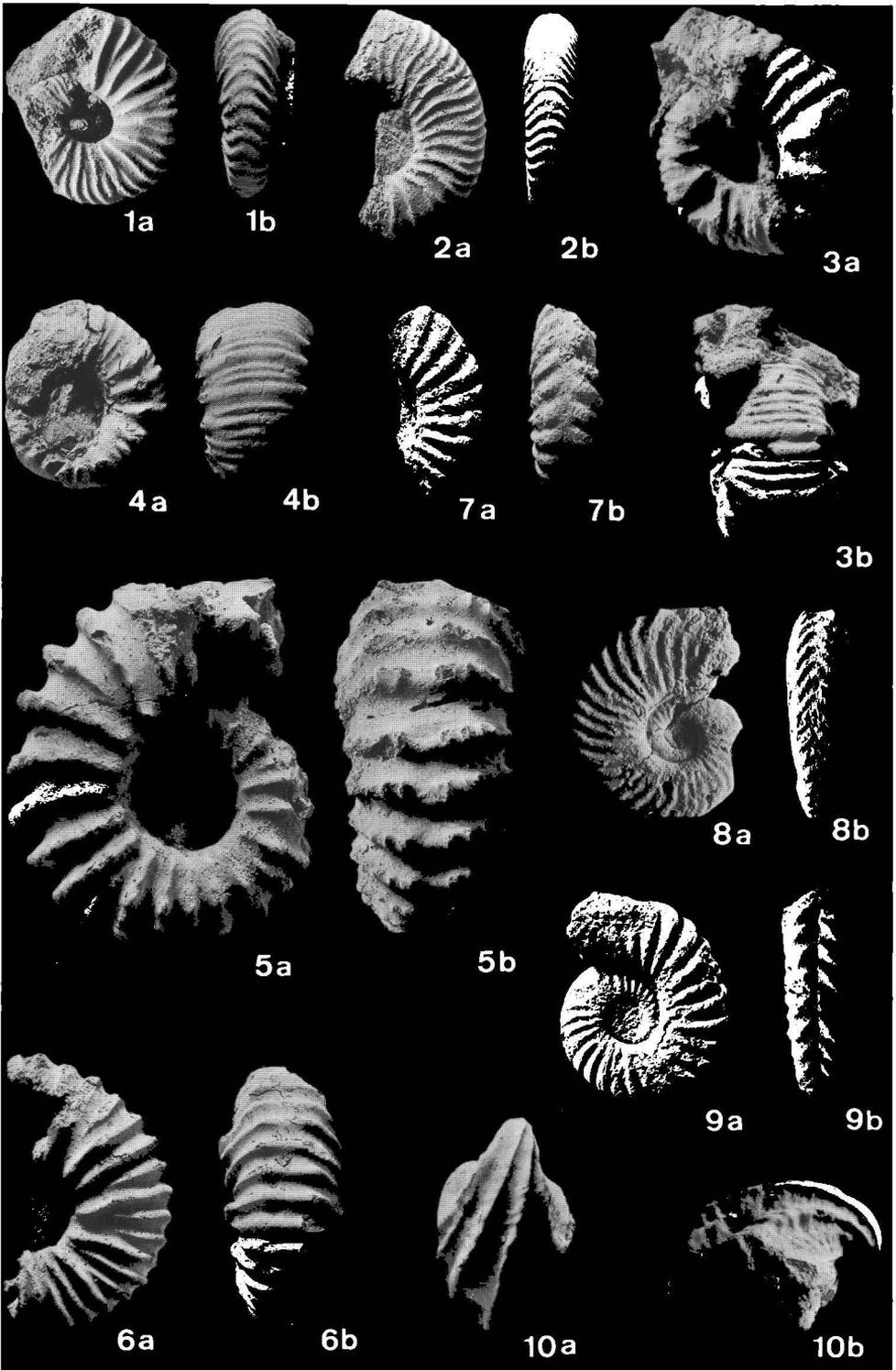
Tafel 1

- Fig. 1. *Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum* (d'ORBIGNY), kondensiertes Unter- bis Oberalb, Gütle-Elektrizitätswerk, Vorarlberg. GPIT 1594/63-1. a: Lateral-, b: Frontalansicht.
- Fig. 2. *Kossmatella romana* WIEDMANN, wie oben. GPIT 1594/63-2. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 3. *Kossmatella oosteri* BREISTROFFER, wie oben. GPIT 1594/63-3. a: Ventral-, b: Lateralansicht.
- Fig. 4. *Hamites (Hamites) aff. funatus* BRONGNIART, wie oben. GPIT 1594/63-4. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 5. *Hamites (Hamites) intermedius* SOWERBY, wie oben. GPIT 1594/63-5. a: Ventral-, b: Lateralansicht.
- Fig. 6. *Hamites (Hamites) gibbosus* SOWERBY, wie oben. GPIT 1594/63-6. a: Ventral-, b: Lateral-, c: Dorsalansicht.
- Fig. 7. *Bergericeras gresslyi* (PICTET & CAMPICHE), kondensiertes Oberalb, Schwarzenberg, Vorarlberg. GPIT 1594/63-7, ($\times 1,5$).
- Fig. 8. *Ostlingoceras puzosianum* (d'ORBIGNY), kondensiertes Unter- bis Oberalb, Wetachenge, Allgäu. GPIT 1594/56-8, leg. G. SCHOLZ.
- Fig. 9. *Scaphites (Eoscapites) circularis* (SOWERBY), kondensiertes Unter- bis Oberalb, Gütle-Elektrizitätswerk, Vorarlberg. GPIT 1594/63-9, ($\times 1,5$). a: Lateral-, b: Ventralansicht.



Tafel 2

- Fig. 1. *Deshayesites deshayesi* (LEYMERIE), kondensiertes Unterapt, Grünten-Gipfel, Allgäu. GPIT 1594/50-10. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 2. *Prodeshayesites fissicostatus* (PHILLIPS), wie oben. GPIT 1594/50-11. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 3. *Cheloniceras (Cheloniceras) cornuelianum* (d'ORBIGNY), wie oben. GPIT 1594/50-12. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 4. *Cheloniceras (Cheloniceras) meyendorffi* (d'ORBIGNY), wie oben. GPIT 1594/50-13, ($\times 1,5$). a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 5. *Douvilleiceras mammillatum* (SCHLOTHEIM), kondensiertes Unteraltb, Plattenwald bei Klaus, Vorarlberg. GPIT 1594/65-14. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 6. *Hypacanthoplites milletianus* (d'ORBIGNY), kondensiertes Unter- bis Oberaltb, Wertachenge, Allgäu. GPIT 1594/59-15. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 7. *Leymeriella rencurelensis* (JACOB), wie oben. GPIT 1594/56-16, ($\times 1,5$). a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 8. *Leymeriella tardefurcata densicostata* SPATH, wie oben. GPIT 1594/56-17, ($\times 1,5$). a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 9. *Leymeriella tardefurcata tardefurcata* (LEYMERIE), wie oben. GPIT 1594/56-18, ($\times 1,5$). a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 10. *Inoceramus sulcatus* (PARKINSON), kondensiertes Unter- bis Oberaltb, Gütle-Elektrizitätswerk, Vorarlberg. GPIT 1594/63-19. a: Rücken-, b: Seitenansicht.



Tafel 3

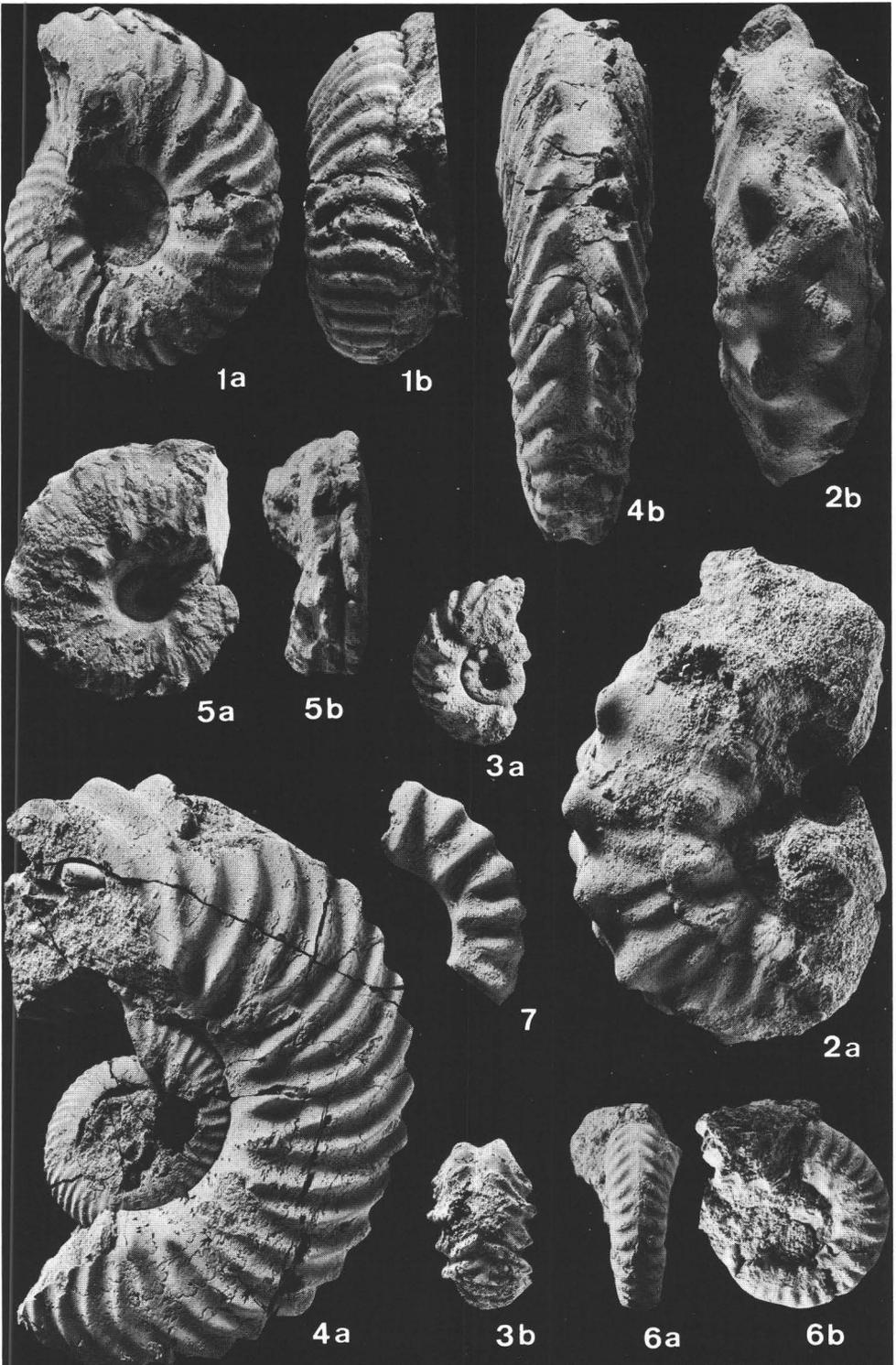
- Fig. 1. *Sonneratia* aff. *trigonalis* CASEY, kondensiertes Unter- bis Oberalb, Gütle-Elektrizitätswerk, Vorarlberg. BSPG 1923 II 21. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 2. *Hoplites* (*Otohoplites*) *polygonalis* CASEY, kondensiertes Unter- bis Oberalb, Wertachenge, Allgäu. GPIT 1594/56-20, leg. G. SCHOLZ. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 3. *Hoplites* (*Hoplites*) *baylei* SPATH, wie oben. GPIT 1594/56-21, leg. HEINZ & SCHILL. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 4. *Hoplites* (*Anahoplites*) *praecox* SPATH, kondensiertes Unter- bis Mittelalb, Klaus bei Mellau, Vorarlberg. GPIT 1594/55-22. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 5. *Hoplites* (*Euhoplites*) aff. *lautus* (PARKINSON), kondensiertes Mittel- bis Oberalb, Bezau, Vorarlberg. BSPG 1867 XII 106. a: Lateral-, b: Ventralansicht.
- Fig. 6. *Hysterocheras orbigny* SPATH, kondensiertes Unter- bis Oberalb, Gütle-Elektrizitätswerk, Vorarlberg. GPIT 1594/63-23, ($\times 1,5$). a: Ventral-, b: Lateralansicht.
- Fig. 7. *Hysterocheras varicosum* (SOWERBY), kondensiertes Oberalb, Schwarzenberg, Vorarlberg. GPIT 1594/51-24.

Alle Exemplare $\times 1$, wenn nicht anders angegeben;

Abkürzungen:

GPIT = Geologisch-Paläontologisches Institut Tübingen

BSPG = Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.



Die Bohrung Heidental 4/79n, ein Referenzprofil der Mittleren Kreide, in der Kernzone des Osning bei Detmold, Lippisches Bergland

The borehole Heidental 4/79n, a reference section of the Middle Cretaceous in the central zone of the Osning near Detmold, Lippisches Bergland

Von M. J. KAEVER*) und L. B. F. BECKER**)

Mit 2 Abbildungen

Kurzfassung. Die Bohrung Heidental 4/79n bei Detmold durchörtert eine lückenlose Folge der Mittleren Kreide vom Mitteluron bis einschließlich des hier in das Apt/Alb zu stellenden Osning-Sandsteines. Die z. T. fossilreiche Kreide-Schichtenfolge wird gegliedert, das Profil als Referenzprofil für die Mittlere Kreide des Lippischen Berglandes vorgeschlagen.

Abstract. The drilling Heidental 4/79n near Detmold passes through an uninterrupted sequence of the Middle Cretaceous starting in the middle Turonian and including the Osning sandstone which has here to be placed into the Aptian/Albian. The Cretaceous sequence, partly rich in fossils, can be divided and the profile is proposed as the Middle Cretaceous reference profile for the Lippe Uplands.

1. Einleitung

Das Münstersche Kreidebecken wird im Norden und Osten von einem tektonisch stark beanspruchten Gebirgssystem (Osning) umgeben, das die Grenze zwischen dem Lippischen Keupergebiet (Niedersächsisches Tektogen) im NE und dem Kreidebecken bildet. Die östliche Begrenzung liegt an einer „rheinischen Schwäche-

Beitrag zum IGCP-Projekt „Mid-Cretaceous Events“, nationale Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft. Beitrag Nr. 18 der Arbeitsgruppe Münster.

*) Adresse: Prof. Dr. M. J. KAEVER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster, Corrensstraße 24, D-4400 Münster.

***) Adresse: Dr. L. B. F. BECKER, Städtische Werke AG, Königstor 3–13, D-3500 Kassel.

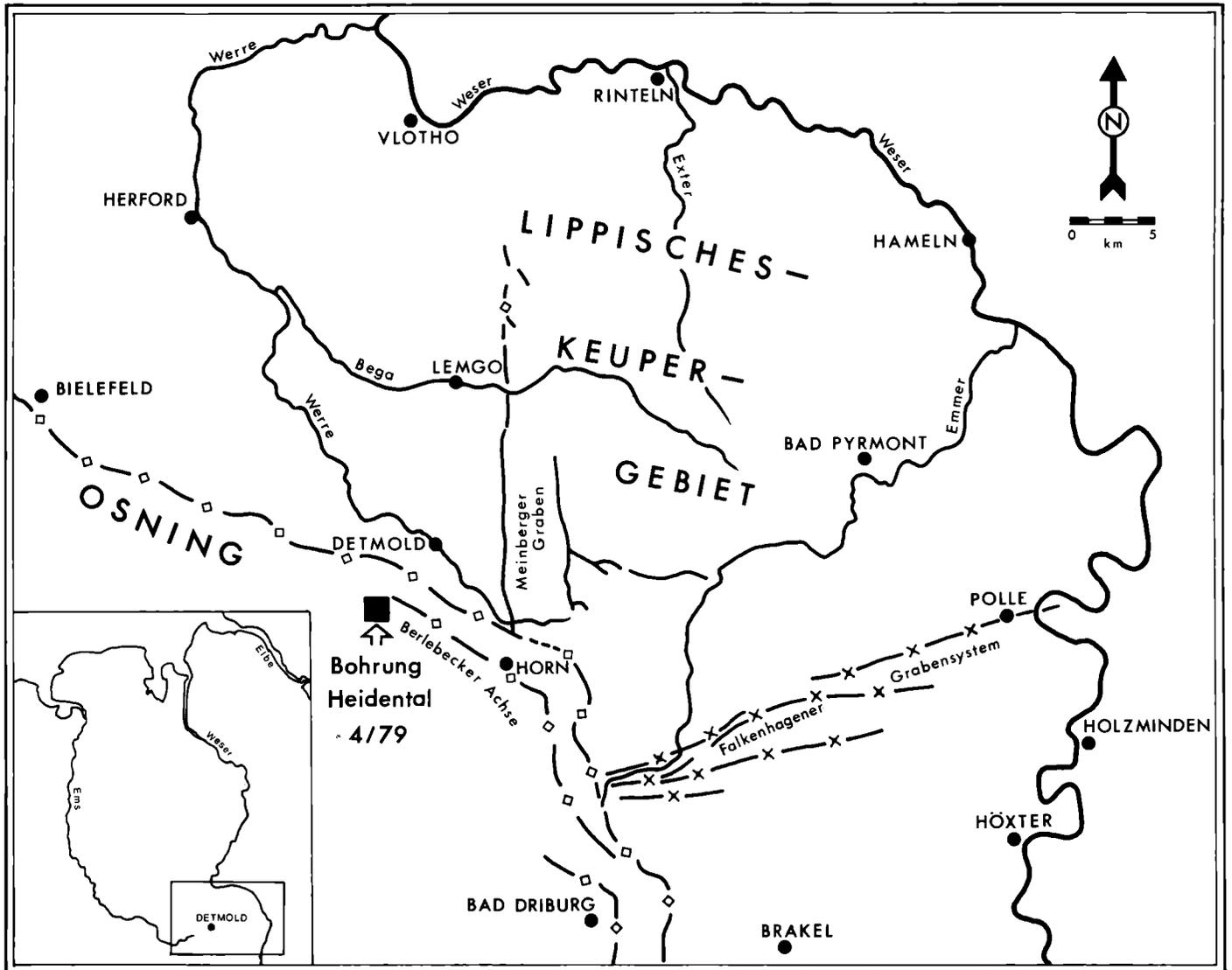


Abb. 1. Lage der Bohrung Heidental 4/79n

Fig. 1. Site of drilling Heidental 4/79n

zone“, die im Süden bis an den Oberrheingraben und im Norden bis über die Osning-Achse hinaus nachzuweisen ist. Dort, wo bei Horn – Bad Meinberg die Osning-Achse in eine SE-NW-(herzynische)-Richtung umbiegt, befindet sich mit dem „Meinberger Dom“ der Ausgangspunkt einer Vielzahl weiterer tektonischer Elemente. Das im Süden gelegene „Falkenhagener Grabensystem“ trennt das Lippische Keupergebiet von der Brakeler Muschelkalk-Schwelle und gehört im weiteren Sinne ebenfalls dazu.

In der alpidischen Ära beginnen sich während der jungkimmerischen Phase das Egge-System und die Osning-Achse aufzuwölben; daraus resultiert, daß die Kreide transgressiv entweder auf Keuper oder Jura, stellenweise sogar auf Wealden lagert.

2. Die Bohrung Heidental 4/79n

Zur Erschließung nutzbarer Grundwasservorkommen wurden durch die Stadtwerke Detmold GmbH quer zum Streichen der tektonisch stark beanspruchten Randzone des Osnings eine Reihe Untersuchungsbohrungen niedergebracht, die mehr oder weniger vollständig die Schichtenfolge der Mittleren Kreide durchhörten. Diese Bohrungen trafen die Kreide in unterschiedlichem Einfallen an. Außerdem wurden Schichtausfälle und Schichtverdoppelungen nachgewiesen, Phänomene, die in dem erwähnten Gebiet nicht außergewöhnlich sind.

Die Bohrung Heidental 4/79n, die bisher südlichste Bohrung, stellt insofern eine Ausnahme dar, als mit ihr die gesamte Schichtenfolge vom mittleren Turon bis einschließlich Osning-Sandstein, der hier der höheren Unterkreide angehört und diskordant dem stark gefalteten Lettenkohlen-Keuper (unterer Keuper) diskordant aufgelagert, aufgeschlossen wurde. Die Mittlere Kreide ist in dieser Bohrung kaum gestört und lagert nahezu söhlig. Als Referenzprofil ist die z. T. fossilreiche Schichtenfolge dieser Bohrung daher prädestiniert.

3. Das Referenzprofil Heidental 4/79n

Vorbemerkungen: Die nachfolgenden Mächtigkeitsangaben entsprechen etwa den Teufenangaben. Dies setzt völlig söhliche Lagerung voraus. Beobachtetes bzw. vermutetes schwaches Einfallen kann dazu führen, daß die Angaben geringfügig zu hoch angesetzt worden sind. Wo möglich und notwendig wurde dies zwar schon berücksichtigt, dennoch können noch Abweichungen von der wahren Mächtigkeit, die auf bohrtechnische Faktoren zurückzuführen sind, verblieben sein. Keinesfalls wird dieser Fehler mehr als 1 m je Schichteneinheit betragen.*)

*) Die Bohrung wurde bis in den Osning-Grünsand im Lufthebeverfahren gebohrt, wodurch ein einwandfreies und fast völlig nachfallfreies Bohrgut zur Verfügung stand. Der Osning-Sandstein und der Keuper wurden gekernt.

Osning-Sandstein

Der den Keuper diskordant überlagernde Osning-Sandstein erreicht eine Mächtigkeit von etwa 35 m. Das weitgehend mittelkörnige massige Sediment läßt sich in zwei Einheiten untergliedern.

Der untere Osning-Sandstein, 8 m, ist stark bioturbat, führt Kohlebröckchen und enthält feinverteilten und in Nestern konzentrierten Pyrit. An der Basis befindet sich eine 0,2 m mächtige, feste, mittelgraue und pyritreichere Sandbank, die womöglich eine fazielle Vertretung des Lettenflözes ist. Es folgen 5,4 m mittelsandige, vorwiegend hellgelb/braune Sandsteine und 2,5 m Feinsandstein mit einer Häufung von Kohlebröckchen sowie mit kohligen Häutchen.

Im Gegensatz zu benachbarten Gebieten ist das Gestein nicht gebankt, auch fehlen gröbere, konglomeratische Lagen, andererseits aber auch tonige Einschaltungen. Solche lokalen Abweichungen sind jedoch nichts Außergewöhnliches in einem litoral/infralitoral Sedimentationsraum (A. HENDRICKS, 1979).

Der obere, eisenschüssige Osning-Sandstein, 27,5 m, unterscheidet sich deutlich durch fehlende Bioturbation und Pyritfreiheit. Auch dieser Sandstein ist kompakt, seine unteren 11,2 m weisen vorwiegend hellgraue, die oberen 16,3 m hellbraune bis beige Farben auf. Bei dieser Farbnuanzierung handelt es sich offensichtlich um ein post-sedimentäres Phänomen. Auffällig sind stark variierende Kluftrichtungen, wobei ein sich etwa rechtwinklig kreuzendes und 45° bis 60° zum Kern stehendes Kluftsystem, das häufig mit Eisen-Manganoxyd belegt ist, dominiert.

Neben dem bioturbaten Gefüge und den kohligen Häutchen, die wahrscheinlich pflanzlichen Ursprungs sind, konnten keine Fossilien nachgewiesen werden. Nach H. STILLE & A. MESTWERDT (1911), E. SPEETZEN (1970) und A. HENDRICKS (1979), die in vorwiegend gebanktem Osning-Sandstein der weiteren Umgebung von Detmold Fossilien nachgewiesen haben, gehört der Osning-Sandstein im Raum Detmold dem Apt und tieferen Alb an.

Osning-Grünsand

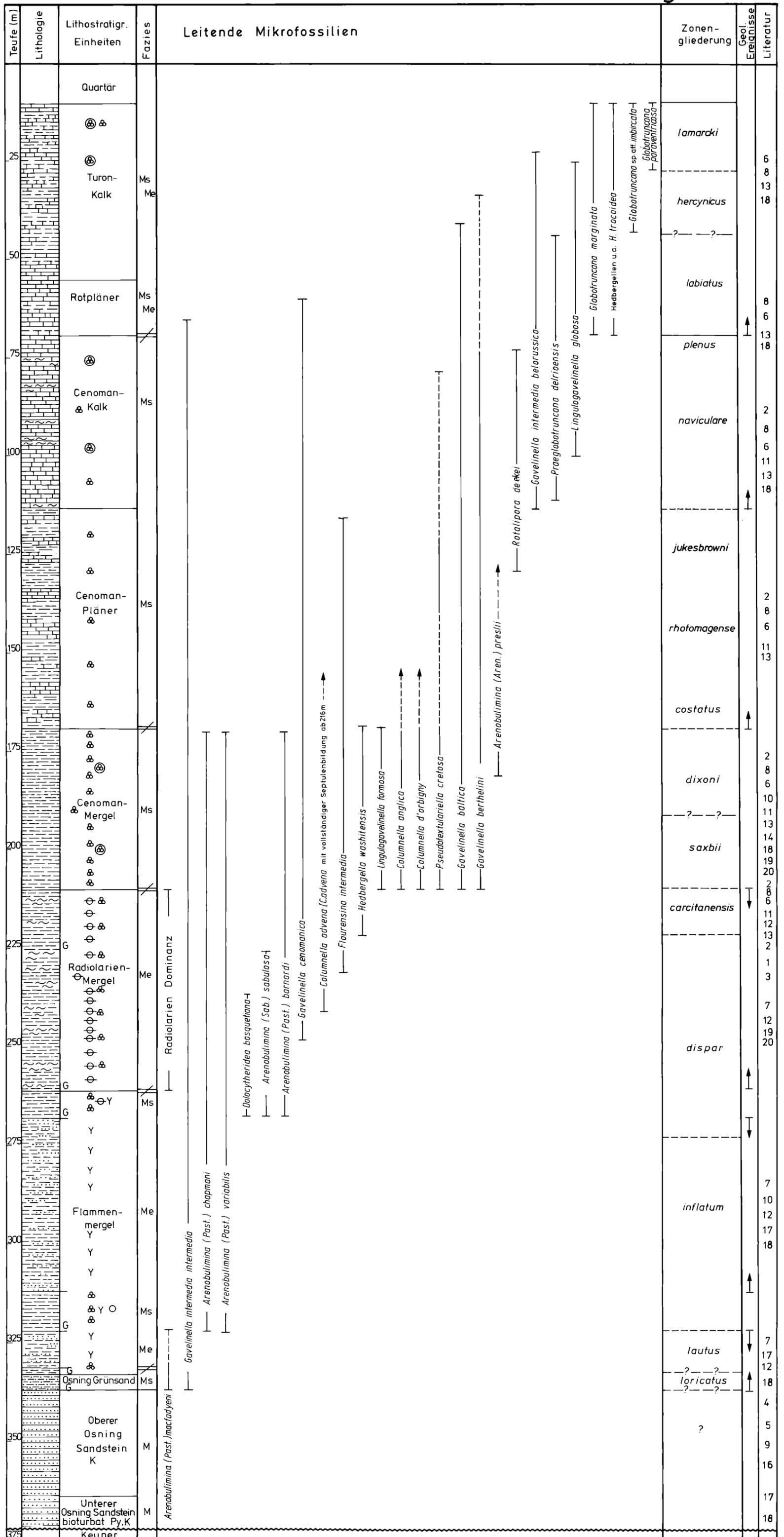
Als lithologische Einheit ist der 4 m mächtige, dunkelgrau-grüne, tonige Osning-Grünsand gut zu definieren. Glaukonit-Pellets bilden in seiner unteren Hälfte ca. 50–60 %, in der oberen Hälfte 20–25 % des Gesteins. Die Fossilführung ist gering. Neben *Arenobulinina (Pasternakia) macfadyeni* CUSHMAN, *Gavelinella intermedia intermedia* (BERTHELIN) findet sich vereinzelt *Hedbergella cf. infracretacea* (GLAESNER). Das Schichtenglied gehört damit noch dem Mittelalb, vermutlich der *loricatus*-Zone an.

Flammenmergel

Überlagert wird der Grünsand vom Flammenmergel, der etwa eine Mächtigkeit von 70 m erreicht. Lithologisch hebt er sich mit seinen vorwiegend kieselig-schluffigen, untergeordnet auch tonigen Sedimenten deutlich von den glaukonitführenden tonigen Sanden im Liegenden und den karbonathaltigen Sedimenten des Hangenden ab.

BOHRUNG HEIDENTAL 4/79 SE - Detmold im Osning / Westf.

Abb. 2. Das Referenzprofil Heidental 4/79 n. (Zusätzlich zu den in der Vorlage angegebenen Signaturen wurden noch verwendet: Py = Pyrit; K = Kohlrückchen; G = Glaukonit.)
Fig. 2. The reference profile Heidental 4/79 n. (The following symbols were used in addition to the legend at the beginning of this volume: Py = pyrite; K = coal particles; G = glauconite.)



Der Flammenmergel setzt sich aus spikulitischen hell- bis dunkelgrauen Schluffsteinen bis Feinsanden zusammen. Glaukonithaltige Tonsteineinschaltungen erlauben eine Gliederung des Schichtengliedes in drei Sequenzen, die jeweils mit Tonsteinen beginnen und in Spikulite übergehen. Lediglich die dritte Sequenz ist nicht vollständig ausgebildet, ihr fehlt der spikulitische Anteil.

Neben den z. T. gesteinsbildenden Schwammresten der spikulitischen Sedimente konnten in der Bohrung keine Makrofossilien nachgewiesen werden. Die Mikrofossilführung, Foraminiferen und vereinzelt Radiolarien sowie Ostracoden, sind auf die spikulitfreien, zumindest jedoch spikulitarmen Horizonte beschränkt.

Die Mikrofaunen des basalen Flammenmergels stimmen weitgehend mit denen des Osning-Grünsandes überein. Oberes Mittelalb, vermutlich *lautus*-Zone, ist hierfür wahrscheinlich. In den Tonsteinen der zweiten Sequenz wird *Arenobulimina (Pasternakia) macfadyeni* CUSHMAN durch *Arenobulimina (Pasternakia) chapmani* (CUSHMAN) und *Arenobulimina (Arenobulimina) variabilis* (d'ORBIGNY) ersetzt. Die Fauna ist in das tiefere Oberalb (*inflatum*-Zone) zu stellen. In die *dispar*-Zone gehört die dritte Sequenz des Flammenmergels, die etwa die oberen 5 bis 7 m des Schichtengliedes umfaßt. Die Mikrofaunen zeichnen sich durch eine geringfügig höhere Diversität aus. Neu hinzu treten: *Arenobulimina (Pasternakia) barnardi* FRIEG & PRICE sowie *Arenobulimina (Sabulina) sabulosa* (CHAPMAN), Ostracoden der Gattung *Cytherella* u. a. mit *C. cf. ovata* (ROEMER), *Protocythere*, vorwiegend mit *P. cf. lineata* (CHAPMAN & SHERBORN) sowie *Dolocytheridea bosquetiana* JONES & HINDE. Die Grenze *inflatum/dispar*-Zone kann mit dieser Fauna nur in einiger Annäherung festgelegt werden, sie muß im spikulitischen Bereich der zweiten Sequenz liegen.

Radiolarienmergel

Bei der Teufe 261 m wird der Flammenmergel durch den ca. 50 m mächtigen Radiolarienmergel, ein mittelgrauer, schluffiger Ton- bis Tonmergelstein, abgelöst. Das hervorstechendste Merkmal ist die auffallend starke Radiolarienführung, die in den liegenden Schichten nur ein rezessives Faunenelement darstellt. Neben Spumularien, die im allgemeinen über 0,1 mm Durchmesser aufweisen, finden sich untergeordnet auch kleinere Nasselarien. Schon im tieferen Teil der Schichtenfolge setzen *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN), *Flourensina intermedia* TEN DAM und *Columnella advena* (CUSHMAN) ein. Letztere besitzt hier unvollkommene Septulen, die sich jedoch schnell vervollständigen und in den Gehäusen des höheren Teils dieses Schichtengliedes komplett ausgebildet sind. *Hedbergella washitensis* (CARSEY) findet sich erstmals nahe des Tops des Radiolarienmergels.

Der wesentliche Teil des Radiolarienmergels gehört noch dem Alb an. Wie groß der in das tiefere Cenoman zu stellende Anteil dieses Schichtengliedes ist, wurde noch nicht geklärt, da die Grenzziehung Unter/Oberkreide mittels Mikrofaunen bislang mit zu vielen Unsicherheiten belastet ist.

Cenomanmergel

Sicher in das Cenoman zu stellen ist die darüberfolgende Einheit des Cenomanmergels, ein mürber Schluffstein bis Tonmergelstein mit unterschiedlicher Karbonat-

führung. Ein deutlicher Faunenschnitt trennt den Cenomanmergel und den Radiolarienmergel. Die reichen Radiolarienschüttungen setzten ebenso unvermittelt aus, wie sie an der Basis des Radiolarienmergels einsetzten.

Die reichen Mikrofaunen des Cenomanmergels enthalten neben den schon aus älteren Schichten bekannten Arten noch *Columnella d'orbigny* (REUSS), *Columnella anglica* (CUSHMAN), *Pseudotextulariella cretosa* (CUSHMAN), *Lingulogavelinella formosa* (BROTZEN), *Gavelinella berthelini* (KELLER) und *Gavelinella baltica* (BROTZEN) sowie im höheren Teil auch noch *Arenobulimina (Arenobulimina) prestii* (REUSS). Dieses Schichtenglied ist demnach dem unteren Cenoman (*saxbii*- und *dixonii*-Zone) zuzuordnen.

Cenomanpläner

Der ca. 55 m mächtige Cenomanpläner ist eine Abfolge aus mittel- bis dunkelgrauen Ton- bis Tonmergelsteinen mit teilweise sehr hohen Karbonatführungen. Besonders die unteren 20 m des Cenomanpläners zeichnen sich durch dunklere Farben und größere Härte aus.

Die Mikrofossilführung ist bedeutend geringer als im Cenomanmergel, wenngleich ein Faunenschnitt zwischen diesen beiden Schichtgliedern nicht vorliegt. Bei ähnlicher Faunenzusammensetzung, in der höchstens der Anteil agglutinierender Foraminiferen etwas zurückgedrängt ist, fällt auf, daß neben einigen weniger leitenden Arten *Hedbergella washitensis* (CARSEY) und *Lingulogavelinella formosa* (BROTZEN) fehlen. *Rotalipora deekei* (FRANKE) setzt ein. Hiernach dürfte der wesentliche Teil des Schichtengliedes dem Mittelcenoman angehören. Ob die Grenze Unter-/Mittelcenoman mit der lithologischen Grenze zwischen dem Cenomanmergel und dem Cenoman-Pläner zusammenfällt, ist nicht bewiesen. Ähnliches gilt für die Grenze Mittel-/Obercenoman, die bis zum Beweis des Gegenteils an dem markanten lithologischen Übergang vom Cenoman-Pläner zum Cenomankalk gelegt wird.

Cenomankalk

Der Cenomankalk, vorwiegend helle Kalksteine und Kalkmergelsteine, erreicht eine Mächtigkeit von etwas über 40 m. Anschliffe des Kalkes zeigen, daß das Gestein nicht fossilarm ist. Dennoch lieferte es nur eine ausgesprochen arme isolierte Mikrofauna. Wesentlicher Grund hierfür ist die Schwierigkeit, die der Kalk den üblichen Aufbereitungsmethoden entgegengesetzt. Dennoch konnten folgende leitende Foraminiferen nachgewiesen werden: *Gavelinella intermedia belorussica* (AKIMETZ), *Lingulogavelinella globosa* (BROTZEN), *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) sowie die schon aus dem Cenomanpläner bekannte *Rotalipora deekei* (FRANKE). Diese Fauna verweist den Kalk in das Obercenoman.

Rotpläner

Die in NW-Deutschland weitverbreitete Rotfärbung von Plänerkalken an der Basis des Turons ist auch in dem hier beschriebenen Profil vorhanden. Abweichend ist, daß im Gegensatz zu der allgemein angegebenen Mächtigkeit von nur wenigen

Metern der Rotpläner in der Bohrung Heidental 4/79n eine Mächtigkeit von 13,5 m erreicht. Grund hierfür mögen regionale, bislang nicht näher bekannte Ökofaktoren sein.

Von den schon bekannten Leitformen reichen die benthonischen *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN), *Gavelinella intermedia belorussica* (AKIMETZ) und *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) bis in dieses Schichtglied. *Rotalipora deckei* (FRANKE) setzte schon im oberen Cenomankalk wieder aus. Erstmals treten planktonische Foraminiferen in großer Individuenzahl auf. Es sind dies neben Hedbergellen, u. a. mit *Hedbergella trocoidea* GANDOLFI auch *Globotruncana marginata* (REUSS). Eine Zuordnung der Gesamtfauna zum unteren Turon (*labiatus*-Zone) ist eindeutig.

In der Bohrung Heidental 4/79n beschränkt sich demnach die Rotfärbung nur auf das unterste Turon, während das obere Cenoman hiervon nicht betroffen wird.

Turonkalk

Im Hangenden des Rotpläners folgen bis zur quartären Überdeckung noch 47 m Karbonatgesteine. Diese setzen mit 2,5 m hellen Kalksteinen ein, worauf eine 41 m mächtige Wechselfolge von Kalksteinen und Kalkmergelsteinen folgt. Den Abschluß bilden abermals weiße bis hellgraue Kalke, die in einer Mächtigkeit von 2,5 m abgeschlossen wurden.

Hedbergellen, *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) und *Globotruncana marginata* (REUSS) finden sich in der gesamten Schichtenfolge. *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN) beschränkt sich auf den unteren Teil des Turonkalkes und *Gavelinella baltica* BROTZEN überschreitet die Grenze Rotpläner/Turonkalk nicht. Neu hinzu kommen vereinzelt *Globotruncana* sp. aff. *imbricata* sensu KOCH 1977 und im höchsten Teil der Schichtfolge auch *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER). Dieser Kalk ist demnach in das Unterturon (*labiatus*-Schichten einschließlich *hercynicus*-Zone) und zum geringen Teil auch in die *lamarcki*-Schichten zu stellen.

4. Schlußbetrachtungen

Daß es sich bei der Schichtenfolge der Bohrung Heidental 4/79n weitgehend um ein Profil normaler Ausbildung handelt, das dementsprechend vorzüglich als Referenzprofil geeignet ist, zeigen die generellen Übereinstimmungen mit bisher bekannten Beschreibungen der Mittelkreide benachbarter Gebiete durch andere Autoren.

Die Mächtigkeit des Osning-Sandsteines entspricht den von E. SPEETZEN (1970) und A. HENDRICKS (1979) für dieses Gebiet geforderten Werten. Offensichtliche geringe lithologische Unterschiede und abweichende Absonderungen sind auf starke Differenzierungen innerhalb des litoralen und infralitoralen Ablagerungsraumes zurückzuführen. Ähnliche Unterschiede würden auch bei allen anderen Profilen auftreten. Leider basiert die Alterseinstufung des Osning-Grünsandes vorliegender Bohrung nur auf Analogieschlüssen. Doch sind in der engeren Umgebung aus dieser lithologischen Einheit *Acanthoceras milleti* (d'ORBIGNY) und *Hoplites tardefurcatus* (LEYM.), Formen des unteren Alb, nachgewiesen (H. STILLE & A. MESTWERDT, 1911).

Die Grenze Unter-/Oberkreide wird in Ostwestfalen im allgemeinen dort gelegt, wo die kieselig-spikulitische Fazies in Tonmergelfazies übergeht. Die tieferen Schichten der hangenden Tonmergel beherbergen jedoch neben auffallend reichen Radiolarienfaunen auch Foraminiferen des obersten Alb. Die Grenze Unter-/Oberkreide muß demnach höher angenommen werden. Eine genaue Festlegung der Grenze ist mit den angetroffenen Mikrofossilien leider nicht möglich. So kann auch z. Zt. nicht entschieden werden, ob die Grenze mit dem unvermittelten Aussetzen der Radiolariendominanz übereinstimmt.

Die lithologische Dreiteilung des Cenomans im Mergel, Pläner und Kalkstein legt es nahe, die Grenzen Unter-/Mittelcenoman und Mittel-/Obercenoman jeweils mit dem lithologischen Wechsel zusammenfallen zu lassen. Mikropaläontologisch lassen sich diese Grenzen zumindest in dem Bohrprofil nicht genau festlegen, da aus den vorwiegend kompetenten Gesteinen trotz Faunenreichtums nur mäßige Faunen isoliert werden konnten. Die von G. ERNST et al. (1982) ausgeschiedenen und für weite Teile der westfälischen Kreide gültigen stratigraphischen Events, wie z. B. das Oyster-Event, lassen sich in dem Material der Rotary-Bohrung trotz Probennahmen im Luftheberverfahren nicht nachweisen.

Überraschend ist die Mächtigkeit des Rotpläners mit 13,5 m. Wenn dieses Schichtglied auch sonst lokale Mächtigkeitsänderungen aufweist, so sind die bisher festgestellten Mächtigkeiten doch immer deutlich unter 10 m geblieben. Ein Grund für die anomale Ausbildung kann bisher noch nicht angegeben werden. Eindeutig ist jedoch, daß die Rotfärbung erst mit dem basalen Turon und nicht schon im obersten Cenoman (*plenus*-Zone) einsetzt. Gleichzeitig mit dem Einsetzen der Rotfärbung treten unvermittelt die ersten Globotruncanen-Faunen auf, während Rotaliporen in den roten Sedimenten nicht mehr nachgewiesen wurden.

Literatur

- [1] BECKER, L., & KAEVER, M. (1982): Das Kreideprofil der Bohrung Heidental 4/79n in der Kernzone des Osnings, südwestliche Detmold. — Münster. Forsch. Geol. Paläont., 57: 1–31, 4 Abb.; Münster.
- [2] CARTER, D. J., & HART, M. B. (1977): Aspects of Mid-Cretaceous stratigraphical micropaleontology. — Bull. Brit. Mus. nat. Hist. (Geol), 29: 1–135; London.
- [3] ELLERMANN, C. (1962): Neue Alb-Vorkommen in der Münsterschen Kreidebucht und ihre Mikrofauna. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1962: 385–408, 21 Abb.; Stuttgart.
- [4] ERNST, G. (1977): Belemniten-Hohlformen als stratigraphische Indikatoren im Osningsandstein (U.-Kreide) und Modellvorstellungen zur Fazies-Analyse. — Nachr. dt. geol. Ges., 17: 56–57; Hannover.
- [5] — (1978): Senneberg-W-Sandsteinbruch westlich Bielefeld. — In: KEMPER, E., ERNST, G., & THIERMANN, A.: Fauna, Fazies und Gliederung der Unterkreide im Wiehengebirgsvorland, Osnig und im deutsch-niederländischen Grenzgebiet. — Symp. dt. Kreide, Ex. A₁: 30–33, 9 Abb.; Münster.
- [6] ERNST, G., SCHMID, F., SEIBERTZ, E., & KELLER, S. (1982): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. — 2. Symp. Kreide, Abstr., 22–24. 1 Abb.; München.
- [7] FRIEG, C. (1980): Neue Ergebnisse zur Systematik sandschaliger Foraminiferen im Cenoman des südwestlichen Münsterlandes. — Palaeont. Z., 54: 225–240, 3 Abb.; Stuttgart.

- [8] Geologische Karte Nordrh.-Westf. (1979): 1:100.000, C 4318 Paderborn: 55 S., 15 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- [9] HENDRICKS, A. (1979): Lithologische Untersuchungen in der marinen Unter-Kreide des Teutoburger Waldes zwischen Detmold und Bad Iburg (Westfalen) unter besonderer Berücksichtigung des Osning-Sandsteins. — Unveröff. Diss., 237 S., 42 Abb., 1 Tab., 9 Taf.; Münster.
- [10] HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. — 416 S., 255 Abb., 122 Tab.; Paderborn (Schöningh).
- [11] HISS, M. (1981): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee. — Unveröff. Diss., 337 S., 13 Tab., 7 Taf., 7 Kt.; Münster.
- [12] JORDAN, H. (1981): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der Transgressionssedimente des Alb und Cenoman im nördlichen Ruhrgebiet und südlichen Münsterland. — Unveröff. Diss., 266 S., 83 Abb., 1 Taf., 3 Kt.; Münster.
- [13] KOCH, W. (1977): Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckische Scholle). Teil 2: Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. — Geol. Jb., 438: 11–123, 2 Abb., 1 Tab., 17 Taf.; Hannover.
- [14] MICHAEL, E. (1966): Die Evolution der Gavelinelliden (Foram.) in der NW-deutschen Unterkreide. — Senckenb. Lethaea, 47: 411–459; Frankfurt.
- [15] ROSENFELD, U. (1977): Zur Tektonik zwischen Osning und Egge-Gebirge. — Z. dt. geol. Ges., 128: 25–39, 4 Abb.; Hannover.
- [16] SPEETZEN, E. (1970): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Osning-Sandstein (Unter-Kreide) des Egge-Gebirges und des südöstlichen Teutoburger Waldes (Westfalen, NW-Deutschland). — Münster. Forsch. Geol. Paläont., 18: 149 S., 43 Abb., 8 Tab., 21 Taf.; Münster.
- [17] STILLE, H. (1935): Der Ostrand der Rheinischen Masse und seine Kreidebedeckung. — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F., 139: 137–158, 3 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- [18] STILLE, H., & MESTWERDT, A. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Liefg. 167, Blatt Detmold: Preuß. Geol. Landesanst., 60 S.; Berlin.
- [19] WEAVER, P. P. E. (1981): The distribution of Ostracoda in the British Cenomanian. — Ser. Brit. micropaleont. Soc., 156–162, 4 Abb.; Chichester.
- [20] WILKINSON, I. P., & MORTER, A. A. (1981): The biostratigraphical zonation of the East Anglian Gault by Ostracoda. — Ser. Brit. micropaleont. Soc., 163–176, 3 Abb., 3 Taf.; Chichester.

Referenzprofile aus dem transgressiven Cenoman am Südrand der Münsterschen Kreidebucht zwischen Unna und dem Möhnesee

Reference sections of the transgressive Cenomanian at the South border of the Muenster Cretaceous basin

Von M. J. KAEVER*) und M. HISS**)

Mit 4 Abbildungen

Kurzfassung. Am Südrand der Münsterschen Kreidebucht zwischen Unna und dem Möhnesee überlagert das Cenoman diskordant den karbonischen Untergrund. Die vom Meer angetroffene Rumpffläche wies eine morphologische Gliederung in Klippen, Schwellen und Senken auf. Generell war diese Transgressionsfläche nach Westen angehoben. Alter der Transgression innerhalb des Cenomans sowie Lithologie und mögliche Schichtlücken sind abhängig von der paläogeographischen Lage sowie der Morphologie des Untergrundes.

Drei Referenzprofile unterschiedlicher Lage und Ausbildung werden vorgestellt.

Abstract. At the southern margin of the Münster Cretaceous Basin between Unna and the Möhnesee, the Cenomanian discordantly overlies the Carboniferous basement. The peneplain met by the sea exhibited a morphological division into reefs, rises and troughs. This transgression plain was generally uplifted to the West. Age of the transgression within the Cenomanian as well as the lithology and possible gaps in succession are related to the paleogeographical site and the morphology of the basement.

Three reference profiles from different sites and of different types are presented.

Beitrag zum IGCP-Projekt „Mid Cretaceous Events“, nationale Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft, Beitrag Nr. 20 der Arbeitsgruppe Münster.

*) Adresse: Prof. Dr. M. J. KAEVER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster, Corrensstraße 24, D-4400 Münster.

***) Adresse: Dr. M. HISS, Geologisches Landesamt NW, De-Greif-Strasse 195, D-4150 Krefeld.

1. Einleitung

Im prä-mittelkretazischen Mesozoikum war das variszisch gefaltete Münsterland ein Hochgebiet, das nur in seinen westlichen Teilen periodisch und meist nur kurzzeitig vom Meer bedeckt wurde. Die Erosionsprodukte dieses Hochlandes wurden in dem nördlich vorgelagerten Niedersächsischen Becken, in der Unterkreide auch in der Alstätter- und Egge-Bucht – zwei westlich und östlich des Münsterlandes weit nach Süden eingeschnittene Meeresarme – abgelagert. Mit der austrischen Inversion wird im Alb das Niedersächsische Becken partiell gehoben; das Münsterische Hochland sinkt demgegenüber ab und wird nun seinerseits Akkumulationsgebiet. Das seit dem Alb in zunehmendem Maße über das Münsterland transgredierende Meer erreicht im untersten Cenoman den Südrand der heutigen Kreideverbreitung zwischen Unna und dem Möhnesee.

Wie auch in anderen Teilen des Münsterlandes traf das Meer hier eine Rumpffläche des Karbongebirges an, die eine tektonisch und lithologisch bedingte morphologische Gliederung aufwies. Hierzu kommt, daß diese Rumpffläche deutlich nach Westen angehoben war. Diese Gliederung der Transgressionsfläche und ihre einseitige Hebung hatte ein unterschiedliches Transgressionsalter sowie die Ausbildung lithologisch verschiedenartiger Sedimente, abweichende Schichtmächtigkeiten und laterale Faziesvertretungen zur Folge. Vor allem in den tieferen Cenoman-Schichten, im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes jedoch im gesamten Cenoman, können

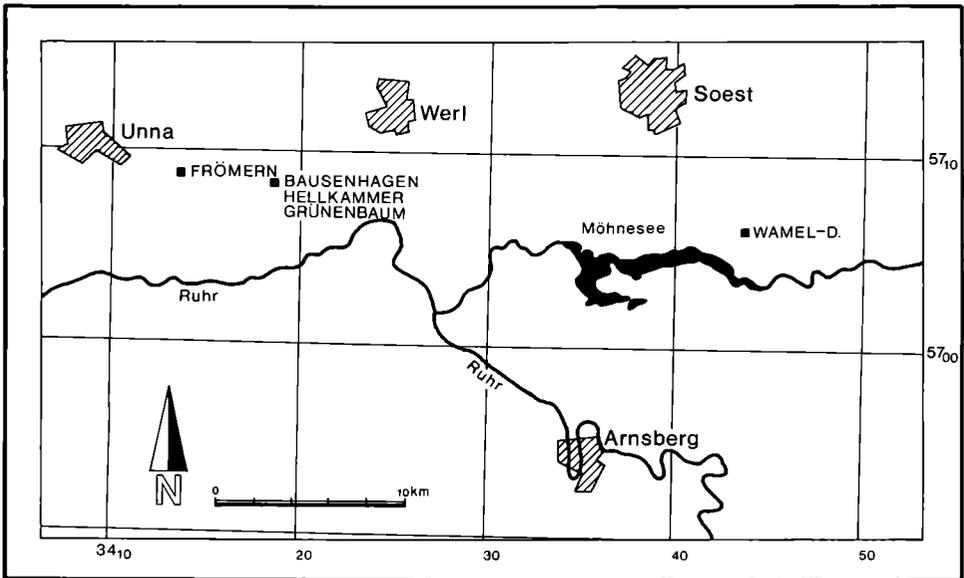


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes und der Referenzprofile am Südrand des Münsterischen Kreidebeckens zwischen Unna und dem Möhnesee.

Fig. 1. Site of investigation area and of reference profiles at the southern margin of the Münster Cretaceous Basin between Unna and the Möhne Lake.

daher gleichaltrige Schichten lithologisch unterschiedlich und Sedimente verschiedenen Alters gleich ausgebildet sein.

Bei einer derart starken lithologischen Differenzierung setzen sinnvolle stratigraphische Aussagen eine brauchbare Biostratigraphie voraus. Diese basiert für das Cenoman und das Unterturon am Südrand der Münsterschen Kreidebucht zwischen Unna und dem Mönnesee im wesentlichen auf Foraminiferen. Makrofaunen sind im allgemeinen nur in den basisnahen Sedimenten anzutreffen. Sie sind hier häufig auf sekundärer Lagerstätte. Makrofossilien, besonders Ammoniten, sind in höheren Teilen der Schichtenfolgen selten und immer so schlecht bzw. fragmentarisch erhalten, daß eine Artbestimmung, in vielen Fällen auch eine Gattungsbestimmung, nicht möglich ist.

2. Biostratigraphie

Die Allochthonie der Makrofauna in den basisnahen Transgressionssedimenten läßt folglich jeweils nur eine Aussage über das Minimalalter der Transgression zu. Hiernach beginnt die Kreide-Transgression in dem hier behandelten Gebiet im tiefsten Untercenoman (*carcitanensis*-Subzone). Die Möglichkeit, daß das Meer schon in der *Utaturiceras vincinale*-Zone den heutigen Südrand der Kreideverbreitung des Münsterlandes erreichte, kann weder bestätigt noch widerlegt werden. Andere Bereiche im Untersuchungsgebiet, vor allen Dingen in dessen westlichen Teilen, sind, wie Ammoniten-Funde vermuten lassen, erst später, so bei Billmerich während der *dixonii*-Subzone, überflutet worden (M. HISS, 1982a).

Foraminiferen-Faunen finden sich in fast allen Sedimenten. Das Untercenoman enthält jedoch fast ausschließlich Agglutinantier. Etwa seit dem Mittelcenoman treten in nennenswertem Maße benthische Kalkschaler hinzu, ein Trend, der sich im Obercenoman fortsetzt. Im Obercenoman stellen sich auch – abgesehen von vereinzelt Hedbergellen in tieferen Schichten – die ersten planktischen Foraminiferen ein. Im Unterturon ist das Spektrum der agglutinierenden Foraminiferen erheblich reduziert, kalkschalige benthische und vor allem planktische Formen dominieren. Die Zahl der Arten, die als brauchbare Elemente für eine Feinstratigraphie bekannt sind, ist unter diesen Formen, besonders im Unter- und Mittelcenoman, gering. Zusammen mit den wenigen guten Leitfossilien treten jedoch häufig Arten auf, denen bislang kein Wert für die stratigraphische Gliederung beigemessen wurde. Es zeigt sich aber, daß manche dieser Foraminiferen nach Abgleichung mit bekannten Leitarten, zumindest lokal als brauchbare Zeitindikatoren Verwendung finden können. Sie bilden z. T. Faunenassoziationen, die für bestimmte biostratigraphische Horizonte charakteristisch sind.

In Anlehnung an die Ammoniten-Orthostratigraphie konnten im Cenoman und Unterturon sechs Foraminiferen-Zonen unterschieden werden (M. HISS, 1981; 1983):

Foraminiferen-Zone I : tieferes Untercenoman
carcitanensis- bis *saxbii*-Subzone

Foraminiferen-Zone II : oberes Untercenoman
dixonii-Subzone

- Foraminiferen-Zone III : unteres Mittelcenoman
etwa *costatus*-Subzone
- Foraminiferen-Zone IV : mittleres Mittelcenoman
etwa *acutus*-Subzone
- Foraminiferen-Zone V : oberes Mittelcenoman und Obercenoman
etwa *jukesbrowni*-Zone bis *naviculare*-Subzone
- Foraminiferen-Zone VI : Unterturon
labiatus-Schichten, *nodosoides*-Zone

Wie aus den in der Einleitung dargelegten Gründen hervorgeht, kann die lithologische Ausbildung der einer Foraminiferen-Zone zuzuordnenden Sedimente recht unterschiedlich sein. Andererseits können Sedimente mit gleicher Lithologie verschiedenen Foraminiferen-Zonen angehören. Eine Ausnahme hiervon macht lediglich die Foraminiferen-Zone VI der *labiatus*-Schichten, das Sediment dieser Foraminiferen-Zone ist im gesamten Arbeitsgebiet nahezu homogen.

3. Zur Schichtenfolge und Paläogeographie

Generell läßt sich die cenomane Schichtenfolge zwischen Unna im Westen und dem Möhnesee im Osten in zwei Einheiten trennen: die Essener Grünsand-Formation und die darauf folgende untere Mergel-Kalk-Formation. Die Grenze zwischen beiden Einheiten verläuft diachron von Ost nach West aufsteigend, wobei im Osten nur das Untercenoman, im Westen hingegen das gesamte Cenoman in der Fazies der Essener Grünsand-Formation vorliegt. Überlagert wird das Cenoman von den weitgehend homogenen Mergeln und Mergelsteinen der *labiatus*-Schichten (M. HISS, 1982b).

Basale Ausbildungen des Essener Grünsandes können je nach paläogeographischer Lage recht unterschiedlich sein und verschiedenen stratigraphischen Horizonten angehören. Ein Basiskonglomerat, von maximal 30 cm Mächtigkeit, ist mit Ausnahme exponierter Lagen weit verbreitet. In Senken wird es im Westen häufig vom ebenfalls geringmächtigen Brauneisenstein-Horizont und im Osten vom bis zu 3 m mächtigen Limonit-Sandstein-Horizont vertreten. Beide Horizonte werden in älterer Literatur als Toneisensteinkonglomerat zusammengefaßt. Eine Anpassung der Benennung ist jedoch angebracht, da in diesen Sedimenten alle Toneisensteinkomponenten zu Brauneisen oxydiert sind. Auf den Klippen werden im Westen Konglomerate, brekziöse Kalke, Feinschuttkalke und lamellitische Algenkalke angetroffen, im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes finden sich auf den hier meist ausgedehnteren Hochlagen Kondensations-Sedimente mit schluffiger Kalkmergelstein-Matrix und Komponenten von z. T. phosphoritischen Fossilien, Algenkalken und Geröllen. Bei diesen Schwellensedimenten handelt es sich meist um reliktsche Vorkommen, die zeigen, daß die Schwellen schon sehr früh überflutet, die Ablagerungen jedoch weitgehend wieder erodiert worden sind.

Ein überlagernder, bis zu 2 m mächtiger Glaukonit-Sandstein-Horizont, ist, wenn auch in geringfügig unterschiedlichem stratigraphischem Niveau, weit verbreitet. Im Westen folgt hierauf nach einer Schichtlücke der Glaukonit-Sandmergelstein-

Profil FRÖMERN III (Schwellenprofil) r 34 13 550 h 57 09040 MTB 4412 Unna
 Aufschlußverhältnisse: aufgelassener Steinbruch

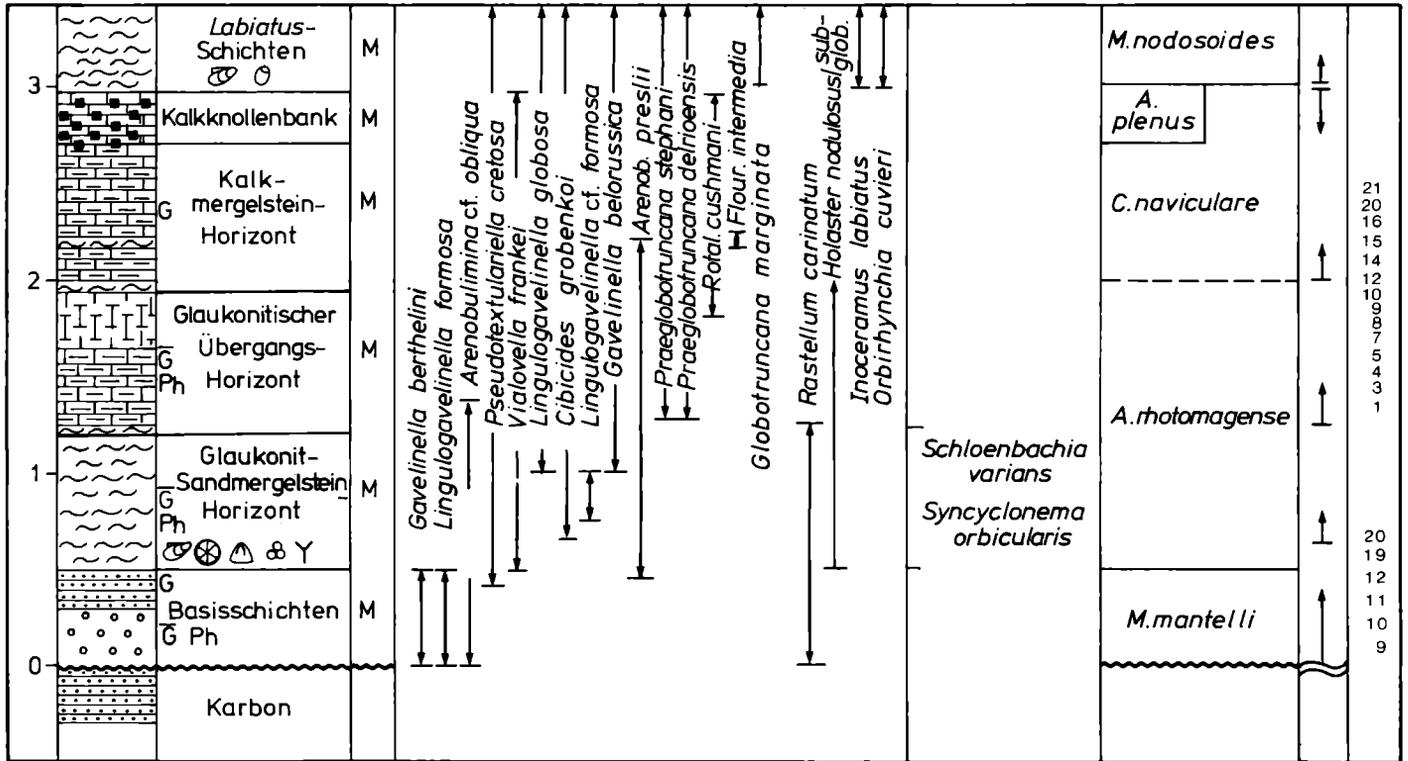


Abb. 2. Referenzprofil Frömer III.

Profil am Rande einer Klippe im Westen des Untersuchungsgebietes mit stark reduzierter Schichtenfolge. Die verhältnismäßig hohe Faunendiversität läßt auf synsedimentäre Umlagerungen schließen.

Fig. 2. Reference profile Frömer III.

Profile at the margin of a reef in the West of the investigation area showing a strongly reduced sequence. The relatively large faunal diversity points to synsedimentary re-depositions.

Horizont (bis 3 m) und der 0,5 m mächtige glaukonitische Übergangshorizont, wobei die Grenze zwischen beiden Schichteinheiten fließend ist und dort angenommen wird, wo die Glaukonitführung 2 % unterschreitet. Nach Osten hin verliert sich die Schichtlücke zugunsten eines ausgedehnteren Glaukonit-Sandmergelstein-Horizontes, der im höheren Niveau teilweise durch Glaukonit-Sandkalksteine vertreten wird.

Die untere Mergel-Kalk-Formation steigt in ihrer Mächtigkeit von Westen, wo sie mitunter noch fehlen kann, nach Osten kontinuierlich an. Im östlichen Bereich beginnt sie mit kieselligen und Hornstein-führenden Kalken, die von Wiehagen mit 0,6 m bis Delecke/Wamel auf 6 m anwachsen. Zwei Hornsteinbänke von je 30 cm Mächtigkeit mit einer Mergelzwischenlage schließen sich im Hangenden an. Nach Westen hin verliert sich dieses Schichtenglied, nachdem es vorher auf eine einzige Hornsteinbank reduziert wurde. Einheitlicher ist der Kalkmergelstein-Horizont ausgebildet. Jedoch auch er nimmt in östlicher Richtung von 0,8 m auf 15 m Mächtigkeit zu. Den Abschluß des Cenomans bildet die 0,2 m bis 0,7 m mächtige Kalkknollenbank, die allgemein als Vertretung der *plenus*-Zone angesehen wird. Es handelt sich um einen Kalkmergelstein mit geringer Glaukonitführung und starker Bioturbation sowie knolliger Absonderung. Die starke Lithifizierung des Gesteins sowie sein Bewuchs mit Epizoen und Epiphyten weist auf eine länger anhaltende Sedimentationsunterbrechung an der Grenze Cenoman/Turon hin.

Das Turon deckt mit seinen ca. 15 m mächtigen homogenen *labiatus*-Schichten mit Mergeln und Mergelsteinen, zum Hangenden hin auch Kalkmergelsteinen, das Cenoman ab. Es lagert, mit Ausnahme einer Karbonklippe bei Frömern, überall der Kalkknollenbank konkordant auf.

4. Die Referenzprofile

Die paläogeographisch bedingt stark differenzierte Schichtenfolge läßt es nicht zu, ein einziges typisches Profil für das Cenoman und Unterturon des Südrandes der Münsterschen Kreidebucht zwischen Unna und dem Möhnesee nachzuweisen. Es sind vielmehr drei Referenzprofile notwendig, mit denen sich die bio- und lithostratigraphischen Verhältnisse mit genügender Genauigkeit und Vollständigkeit darlegen lassen. Diese Profile wurden so gewählt, daß die stark reduzierte Schichtenfolge der Klippenregion im Westen des Arbeitsgebietes, die Ablagerungen in einer flachen Senke sowie die Sedimente des östlichen tieferen Ablagerungsraumes erfaßt werden.

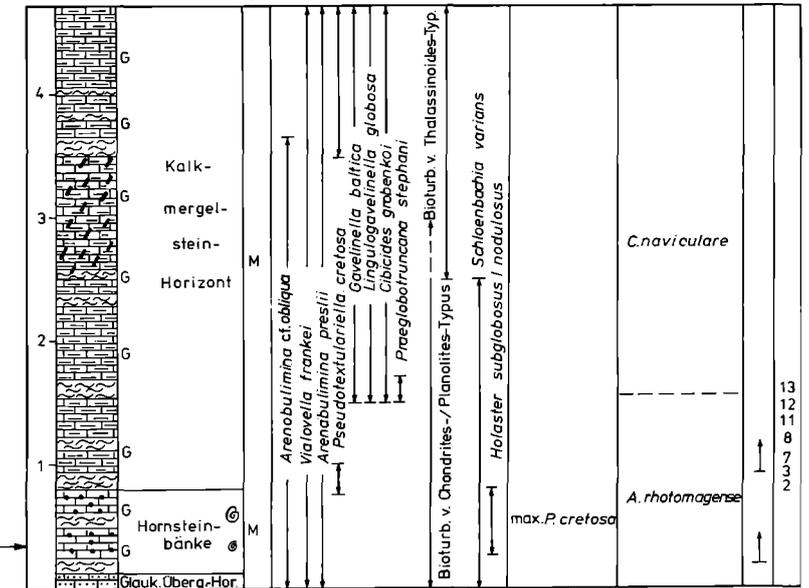
Das Profil Frömern III (Abb. 2) stellt eine typische Abfolge auf einer Klippe bzw. Schwelle im äußersten Westen des hier bearbeiteten Gebietes dar. Der Klippenrand wurde wahrscheinlich schon im tieferen Untercenoman (*carcitanensis*- oder *saxbii*-Subzone überflutet. Die gesamte Schichtenfolge des Cenomans ist auf nur 3 m Sedimentmächtigkeit reduziert. Extreme Flachwasserbedingungen mit einem ständigen Wechsel von Sedimentation und Abtragung mögen Grund für diese geringe Mächtigkeit sein. Bemerkenswert ist die relativ starke Diversität der Mikrofaunen. Synsedimentäre Umlagerungen werden bei diesen Faunen eine wichtige Rolle spielen.

PROFIL IN FLACHER SENKE

Profil GRÜNENBAUM

r 34 19230 h 5708475 MTB 4413 Werl

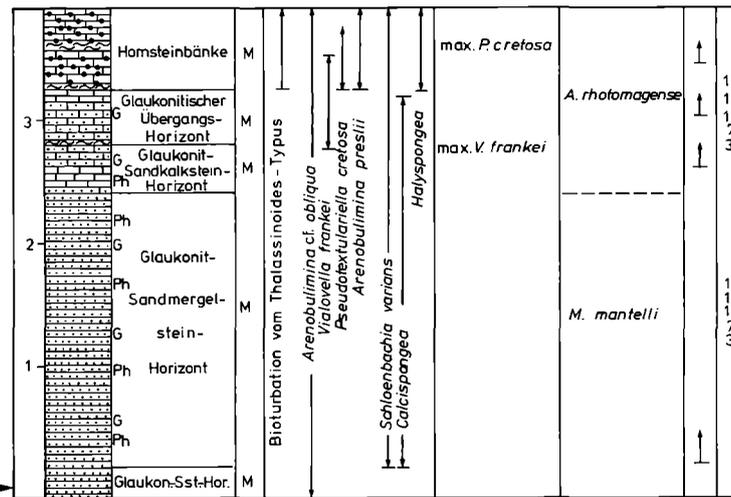
Aufschlußverhältnisse: aufgelassener Steinbruch



Profil HELLKAMMER

r 34 18290 h 5708350 MTB 4412 Unna

Aufschlußverhältnisse: aufgelassene Grünsandstein-Grube



Profil Quelle östlich BAUSENHAGEN

r 34 18130 h 5708690 MTB 4412 Unna

Aufschlußverhältnisse: steil angeschnittene Böschung

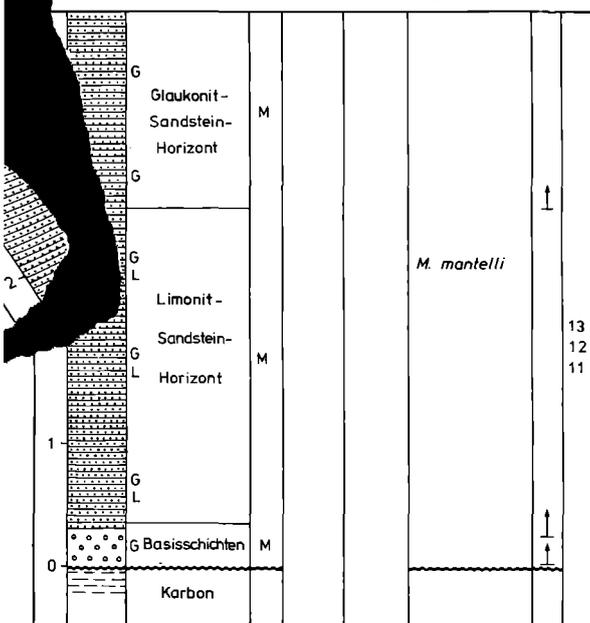


Abb. 3. Profil von einem Ablagerungsraum in flacher Senke (mittlerer Abschnitt des Untersuchungsgebietes).

Die drei Teilprofile Bausenhagen, Hellkammer und Grünenbaum sind nahe beieinander gelegen. Sie schließen zusammen, mit Ausnahme des Übergangs Cenoman/Turon, die gesamte cenomane Schichtenfolge auf.

Fig. 3. Profile from an area of deposition within a faint depression (central area). The three partial profiles Bausenhagen, Hellkammer and Grünenbaum are situated closely together. All of them are exposing the entire Cenomanian sequence with the exception of the Cenomanian/Turonian transition.

Profil WAMEL - DORF (Senkenprofil) r 3443700h 57 070 50

MTB 45 15 Hirschberg

Aufschlußverhältnisse: steil angeschnittene Straßenböschung

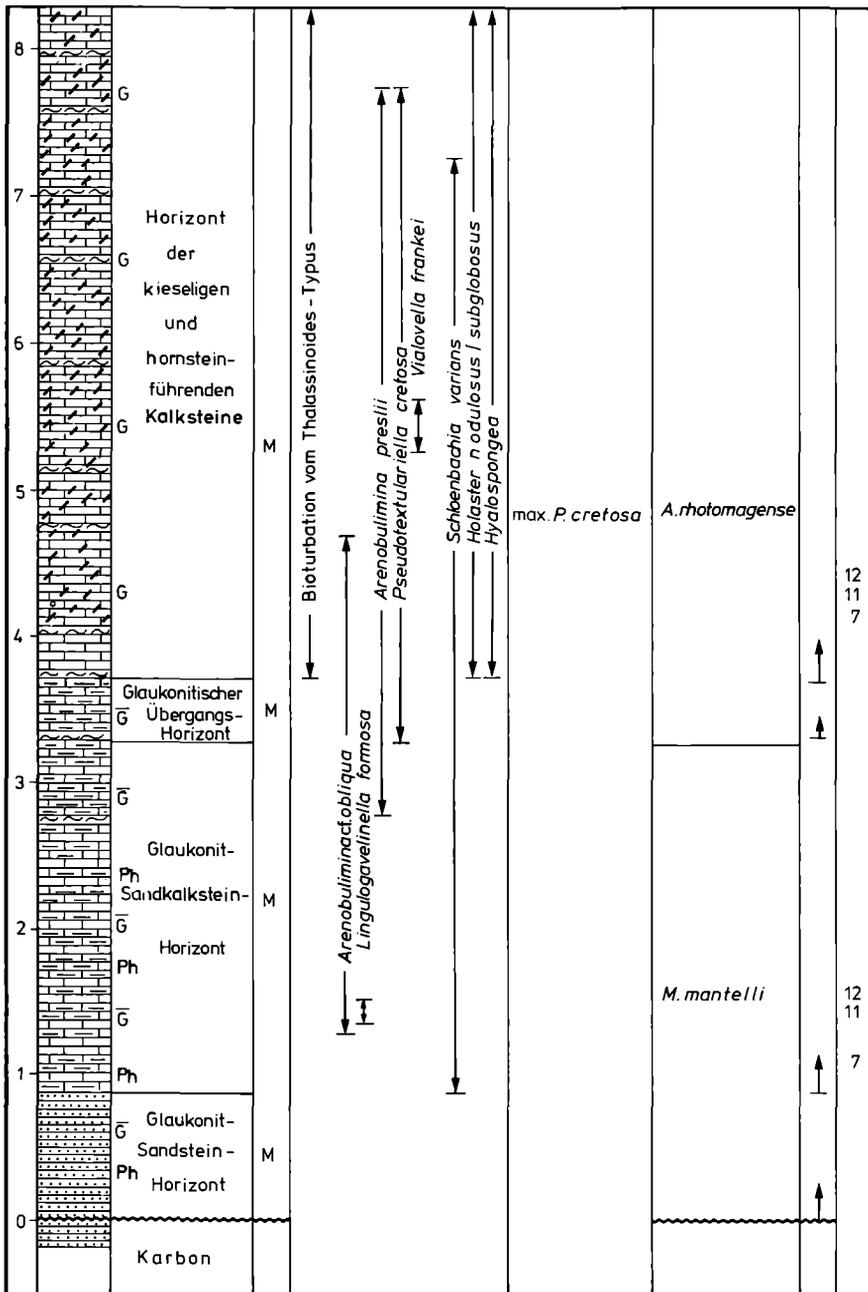


Abb. 4. Referenzprofil Wamel-Dorf.

Profil aus einem Senkenbereich im östlichen Teil des Arbeitsgebietes. Von dem hier ca. 25 m mächtigen Cenoman ist nur das untere Drittel aufgeschlossen.

Fig. 4. Reference profile Wamel-Dorf.

Profile showing a depression area in the eastern part of the investigation site. Only the lower third of the Cenomanian is exposed which is about 25 m in thickness.

Auf den Höhen der Klippen sind die Sedimente noch stärker reduziert. Von diesen nur noch reliktsch vorhandenen Sedimenten kann sinnvollerweise kein Referenzprofil dargestellt werden.

Im flachen Senkenbereich bei Bausenhagen ist die gesamte cenomanische Schichtenfolge nicht in einem einzigen Aufschluß erfaßbar. Drei unmittelbar benachbarte Steinbrüche erschließen jedoch mit Ausnahme des Übergangs Cenoman/Turon lückenlos das gesamte Cenoman (Abb. 3). Die Profilanalschlüsse sind eindeutig zu definieren. Diese drei Teilprofile werden daher als Referenzprofile für die Schichtenfolge in einer flachen Senke ausgewählt. Das Cenoman hat hier eine Mächtigkeit von etwa 11 m, die sich bis zur Grenze Cenoman/Turon vielleicht noch um 1 bis 3 m erhöhen kann. Der tiefere Teil der Schichtenfolge ist enttäuschend steril. Die Zuordnung zur *mantelli*-Zone basiert auf einem gesicherten Vergleich mit anderen Profilen. Auch die mittelcenomanen Sedimente führen nur geringe Mikrofaunen und vereinzelt Makrofauna. Mit dem Obercenoman setzt eine höhere Faunendiversität, nun auch mit planktischen Foraminiferen, ein. Auffällig ist in diesen Profilen die starke Bioturbation, die im Mittelcenoman von Organismen des *Thalassinoides*-Typ und im höheren Cenoman vom *Chondrites/Planolites*-Typ verursacht wurde.

Bedeutend ungünstiger sind die Aufschlußverhältnisse im Osten des Untersuchungsgebietes. Die hier am Südrand der heutigen Kreideverbreitung bis zu 25 m mächtigen Sedimente des Cenomans sind nur unvollkommen und meist auch nur in kleinen und kleinsten Aufschlüssen zugänglich. Bohrungen, die die gesamte Schichtenfolge durchörtern, sind seit langer Zeit nicht niedergebracht worden und in näherer Zukunft auch nicht geplant. Als Referenzprofil kann daher nur eine basale, dem Karbon diskordant aufliegende Folge von ca. 8 m genannt werden. Hiermit wird die *mantelli*-Zone und der untere Teil der *rhodomagense*-Zone erfaßt. Zu beachten ist die relativ geringe Mächtigkeit der *mantelli*-Zone und die Tatsache, daß ein Basiskonglomerat oder ein anderes gröberes Basissediment fehlt.

Literatur

- [1] ALUL, W. (1968): Feinstratigraphische Untersuchungen im Essener und Bochumer Grünsandstein. — Unveröff. Diss., 84 S., 9 Taf., 16 Beil.; Münster.
- [2] BÄRTLING, R. (1909): Erläuterungen zur geologisch-agronomischen Karte der Umgebung von Soest. — 47 S., 1 Abb., 2 Kt.; Berlin.
- [3] — (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Unna. — 144 S., 9 Abb., 9 Taf.; Berlin.
- [4] — (1920): Transgression, Regression und Faziesverteilung in der mittleren und oberen Kreide des Beckens von Münster. — Z. dt. geol. Ges., 72 (3/4): 161–217, 3 Tab., Taf. 5–8; Berlin.
- [5] BÖKE, E. (1961): Rupturen in Kreide und Karbon am Südrand des Kreidebeckens von Münster. — Unveröff. Diss., 68 S., 38 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Münster.
- [6] DECHEN, H. v. (1885): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzender Gegenden, II. Geologische und Paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzender Gegenden. — 933 S.; Bonn.

- [7] FIEGE, K. (1927): Die fazielle Differenzierung des Cenomans am Südrande der rheinisch-Westfälischen Kreide. — Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., 1926: 66–103, 3 Taf.; Bonn.
- [8] FRANKE, A., & FRANKE, F. (1925): Geologisches Heimat- und Wanderbuch für den östlichen Industriebezirk. — 148 S., 19 Abb., 35 Taf., 1 Kt.; Dortmund.
- [9] FRIEG, C., & HISS, M. (1978): Steinbrüche an der Straße Frömmern — Ostbüren. — In: Symposium deutsche Kreide, Münster 1978, Exkursion D: 22–26, Abb. 7–10; Münster.
- [10] HISS, M. (1979): Stratigraphie, Fazies und geologische Dynamik der Kreide-Basisschichten im Raum südlich Unna. — Diplomarb. FB Geowiss. WWU Münster: 171 S., 36 Abb., 11 Anl.; Münster (unveröff.).
- [11] — (1981): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee. — Unveröff. Diss., 337 S., 54 Abb., 13 Tab., 7 Taf., 7 Kt.; Münster.
- [12] — (1982a): Lithostratigraphie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee (südöstliches Münsterland). — Münster. Forsch. Geol. Paläont., 57: 99–136, 9 Abb., 3 Tab., 5 Kt.; Münster.
- [13] — (1982b): Ammoniten des Cenomans vom Südrand der westfälischen Kreide zwischen Unna und Möhnesee. — Paläont. Z., 56: 177–208, 9 Abb.; Stuttgart.
- [14] — (1983): Biostratigraphie der Kreide-Basisschichten am Haarstrang (SE-Westfalen) zwischen Unna und dem Möhnesee. — Zitteliana 10: 43–54, 7 Abb.; München.
- [15] KAEVER, M. (1983): Aspekte der Kreide Westfalens. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (Lotze-Gedenkband), 166 (1): 86–115, 5 Abb.; Stuttgart.
- [16] KUKUK, P. (1938): Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. — 706 S., 741 Abb., 48 Tab.; Berlin.
- [17] ROEMER, F. (1854): Die Kreidebildungen Westfalens. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., 11: 180 S., 1 Kt.; Bonn.
- [18] SCHLÜTER, C. (1871–1876): Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide I. — Palaeontographica, 21 (1–4): 1–120, Taf. 1–35; Cassel.
- [19] — (1876a): Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide II. — Palaeontographica, 24 (1–4): 1–144, Taf. 36–55; Cassel.
- [20] — (1876b): Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., 33: 330–406; Bonn.
- [21] STROMBECK, A. v. (1895): Beitrag zur Kenntnis des Pläners über der westphälischen Steinkohlenformation. — Z. dt. geol. Ges., 11: 27–77, 3 Tab.; Berlin.

Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des norddeutschen Cenoman

Ammonite and Inoceramid Zonation of the North German Cenomanian

Von U. KAPLAN*), S. KELLER**) und J. WIEDMANN***)

Mit 6 Abbildungen, 1 Tabelle und 8 Tafeln

Kurzfassung. Im vorliegenden Beitrag wird ein Überblick über die Ammoniten- und Inoceramenführung des westfälischen und niedersächsischen Cenoman gegeben. Dabei zeigt sich, daß (1) beide Zonengliederungen gut miteinander korrelieren, (2) die Ammoniten-Gliederung sich an die des Anglo-Pariser Beckens anlehnt, während (3) die Inoceramen-Gliederung außerdem der der sächsisch-böhmischen Kreide-Entwicklung entspricht. Schließlich werden beide Gliederungen mit der von WEISS (1982) erarbeiteten Plankton-Zonierung verglichen. Bemerkenswert ist insbesondere das Auftreten einer bisher aus NW-Europa unbekanntes Ammoniten-Fauna (mit *Utaturiceras vicinale*) des tiefsten Cenoman (WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979).

Von Interesse ist außerdem der Vergleich mit dem mediterranen Cenoman, das in typischer Entwicklung und reicher Fossilführung vor allem aus den nordspanischen Basko-kantabrischen Ketten bekannt ist, allerdings mit deutlich abweichender Faunen-Entwicklung (WIEDMANN, 1960, 1980; WIEDMANN & KAUFFMAN, 1978). Auch das Regensburger und Ostalpine Cenoman lassen erste Ansätze einer Ammoniten-Gliederung erkennen, wobei interessanterweise Beziehungen zu NW-Europa vorherrschen. Auf Unterschiede in der Lebensdauer leitender planktonischer Foraminiferen N-Deutschlands bzw. S-Frankreichs hat bereits WEISS (1982) aufmerksam gemacht.

Abstract. The present paper deals with the ammonite and inoceramid distribution in the Cenomanian of Northern Germany (Westphalia, Lower Saxony). It can be shown that (1) ammonite and inoceramid zonations correlate nearly perfectly, that (2) the ammonite succes-

Beitrag zum DFG-Projekt „Mid-Cretaceous Events“

*) Adresse: Ulrich Kaplan, Eichenallee 141, D-4830 Gütersloh 1.

**) Adresse: Dr. Siegfried Keller, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Postfach 510153, D-3000 Hannover 51.

***) Adresse: Dr. Jost Wiedmann, Geol.-paläont. Institut, Universität, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen 1.

sion of Northern Germany is equivalent to that of the Anglo-Paris Basin, while (3) the inoceramid succession is also related to that of the Saxonian-Bohemian Cretaceous. Finally, both zonations are compared with that of planktonic foraminifera (WEISS, 1982). Noteworthy is the appearance of an Early Cenomanian ammonite fauna with *Utaturiceras vicinale* in western Westphalia, previously unknown from NW Europe.

A comparison is made with the Mediterranean Cenomanian faunas, especially with the typical and fossiliferous successions of the Basco-Cantabrian Ranges of northern Spain. The ammonite and inoceramid successions diverge considerably from NW Europe (WIEDMANN, 1960, 1980; WIEDMANN & KAUFFMAN, 1978), while new occurrences of Cenomanian ammonites in the Regensburg and Austro-Alpine Realm show closer relationships to northern Germany. Striking differences in range distribution of northern and southern leading planktonic foraminifera were first described and explained by WEISS (1982).

1. Einleitung

Obwohl Cenoman und Turon – wenigstens im peri-atlantischen Raum – als Zeitraum maximaler Meeresbedeckung oder Subsidenz der kontinentalen Plattenränder zu betrachten sind (SLITER, 1976; WIEDMANN et al., 1978, 1983; WIEDMANN, 1982), ist Provinzialismus bei Ammoniten und Belemniten gerade während dieser Zeit besonders verbreitet. Dies läßt auf starke Biotopabhängigkeit dieser wichtigen Leitfossilgruppen schließen, wobei offenbar der Faktor Temperatur eine wesentliche Rolle gespielt haben dürfte (WIEDMANN, 1976, im Druck). Einerseits haben sich die Belemniten mit dem Cenoman vollständig aus der Tethys zurückgezogen, auf der anderen Seite unterscheidet sich die mediterrane Ammonitenfauna deutlich von der des gemäßigten N-Europa. In WIEDMANN & KAUFFMAN (1978) und WIEDMANN (1979) ist auf die sich ergebenden stratigraphischen Probleme hingewiesen worden, gleichzeitig aber auch auf die sich ergebende Bedeutung der offenbar klima-toleranteren Inoceramen.

Auf dem Hintergrund dieser Problematik wird die Notwendigkeit lokaler Gliederungsversuche deutlich.

Im vorliegenden Beitrag geht es darum, auf der Grundlage umfangreicher Neuaufsammlungen und ergänzenden Sammlungsmaterials die Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des NW-deutschen Cenoman darzustellen, sie mit dem NW-europäischen Standard (KENNEDY, 1971; JUIGNET & KENNEDY, 1976; KENNEDY & HANCOCK, 1978; ROBASZYNSKI et al., 1980), aber auch mit der westmediterranen Cenomangliederung (WIEDMANN, 1960, 1980; WIEDMANN & KAUFFMAN, 1978) zu vergleichen und eine reproduzierbare Zonengliederung vorzustellen. Ebenso wird nun auch der Vergleich mit der inzwischen erfolgten Gliederung des NW-deutschen Cenoman mit Hilfe planktonischer Foraminiferen (WEISS, 1982) möglich.

Jede Ammoniten-Gliederung NW-Deutschlands knüpft an die über ein Jahrhundert zurückliegende Erstbeschreibung norddeutscher Oberkreide-Ammoniten durch C. SCHLÜTER (1871–1876) an. Wie bereits a. a. O. (WIEDMANN, 1979) dargestellt, entfallen folgende 4 Zonen SCHLÜTERS auf das Cenoman in seinen heute allgemein anerkannten Grenzen:

4. „Zone des *Actinocamax plenus*“
3. „Zone des *Amm. rhotomagensis* und *Holaster subglobosus*“
2. „Zone des *Amm. varians* und *Hemiaster griepenkerli*“
1. „Zone des *Pecten asper* und *Catopygus carinatus*“.

Schon SCHLÜTER erkannte damit das Problem, nur einen Teil des Cenoman mit Ammoniten hinreichend charakterisieren zu können.

In der Tat besteht in der Ammoniten-Armut der NW-deutschen Oberkreide ein wesentlicher Grund dafür, daß die erforderliche Revision der Erstbeschreibung SCHLÜTERS bislang ausblieb. Erst in den letzten Jahren gab es zögernde Ansätze (HANCOCK et al., 1972; LOMMERZHEIM, 1976; WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979; HISS, 1982), diese Lücke zu schließen.

Dabei beschränkten sich diese Neubearbeitungen allerdings auf die fossilreichen, da kondensierten Grünsande des S' Westfalen, deren stratigraphischer Aussagewert meist sehr gering ist. Eine Bearbeitung der „Normalfazies“ blieb bisher aus, da sie sich nicht gerade durch Fossilreichtum auszeichnet. Immerhin ließen die Neubearbeitungen das Ausmaß unserer Kenntnislücken erkennen, so z. B. im Nachweis exotischer indo-madagassischer Arten im Rotkalk der Cenomanbasis von Mülheim-Broich (WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979).

Kaum besser stellte sich die Ausgangssituation für den Bearbeiter NW-deutscher Cenoman-Inoceramen dar. Auch hier war neben der Anknüpfung an SCHLÜTER (1877) wenig Greifbares an neuerer Literatur vorhanden, insbesondere auch da das Cenoman von einer Bearbeitung durch O. SEITZ ausgeklammert blieb. Dafür ergaben sich jedoch Anknüpfungsmöglichkeiten an die Bearbeitung sächsischer Mittelkreide-Inoceramen durch TRÖGER (1967, 1981).

Im vorliegenden Beitrag geht es nun um die vergleichende Darstellung von Ammoniten und Inoceramen der „Normalfazies“, u. zw. ebenso aus dem Bereich des Teutoburger Waldes (Westfalen) wie auch aus den Normalprofilen der Sack- und Hils-Mulden Niedersachsens. Sonderfazien an Diapirrändern bzw. Grünsand-Kondensate bleiben weitgehend unberücksichtigt. Abb. 1 gibt einen Überblick über die hier behandelten Profile bzw. Fundpunkte.

Die systematische Neubearbeitung der Inoceramen der tieferen Oberkreide liegt bereits vor (KELLER, 1982); die der Ammoniten ist in Vorbereitung. Das hier abgebildete Material stammt ganz wesentlich aus Neuaufsammlungen der Verf., insbesondere des Erstautors (inzwischen GPIM). Zusätzliches Material wurde entliehen bzw. ist deponiert in folgenden Sammlungen:

- GPIM – Geologisch-Paläont. Institut Münster
- GPIT – Geologisch-Paläont. Institut Tübingen
- NLfB – Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hannover
- NMB – Naturkunde-Museum Bielefeld
- RME – Ruhr-Museum Essen
- Privatsammlungen H. L. SCHNEIDER, Düsseldorf
- O. SCHMODE, Kamen

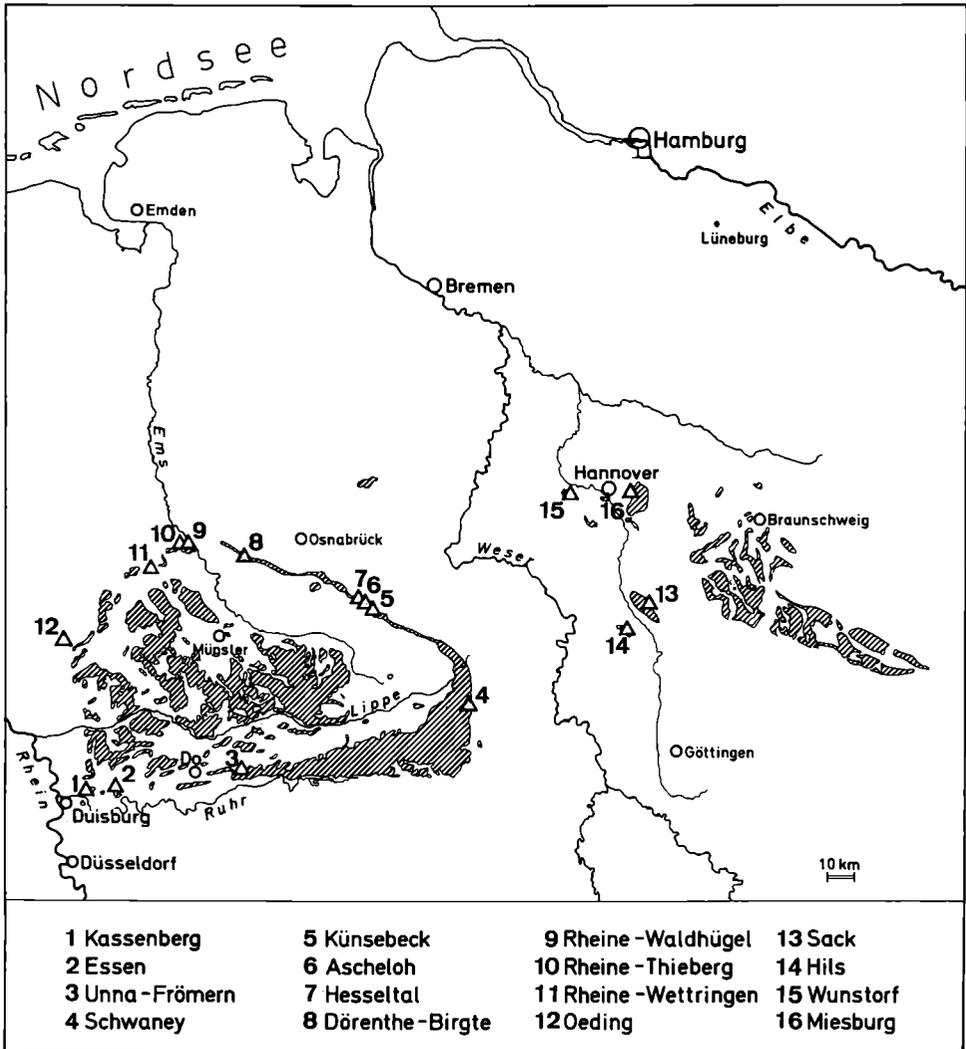


Abb. 1. Übersichtskarte der Oberkreide-Verbreitung in Norddeutschland und Lage der wichtigsten hier behandelten Cenoman-Aufschlüsse.

Danksagung

Der Dank der Verf. gilt den Herren DR. BÜCHNER (Bielefeld), DR. KILPPER (Essen) und O. SCHMODE (Kamen) für die Entleihe von Sammlungsmaterial, der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Unterstützung dieser Untersuchungen, Herrn Dipl.-Geol. H. D. BERGNER (Tübingen) für die Reinzeichnungen der Textabbildungen und nicht zuletzt Herrn W. WETZEL (Tübingen) für die mit gewohnter Sorgfalt angefertigten Tafelfotos.

2. Lithostratigraphie des norddeutschen Cenoman

Da zwischen Westfalen und Niedersachsen deutliche Unterschiede der faziellen Entwicklung bestehen, empfiehlt es sich, im lithostratigraphischen Teil beide Bereiche getrennt zu behandeln.

2.1. Westfalen (Nördliches Münsterland, Osning)

Während des Cenoman bildete das nördliche Münsterland mit Teilen des Osning einen zusammenhängenden einheitlichen Sedimentationsraum, in dem es zur Ablagerung von Mergeln, Kalkmergeln und mikritischen Kalken kam. Lithologische Leitbänke lassen sich über Entfernungen von 120 km in NW-SE-Erstreckung bequem verfolgen. Im Gegensatz zum S' und W' Westfalen und S' Niedersachsen werden in den Profilen dieses Bereichs keine basalen Grünsande („Essener Grünsande“) beobachtet. Kondensationserscheinungen – im Cenoman des Anglo-Pariser Beckens weit verbreitet – sind nicht erkennbar. Lediglich im Raum Halle/Westfalen (Abb. 1.5) treten lokal Olistolithe im oberen Untercenoman, im Gebiet Rheine-Wettlingen (Abb. 1.11) eine submarine Gleitung mit Schichtreduktion im Obercenoman (obere Naviculare- und Plenus-Zone) auf, abgesehen von lokaler Tektonik, die besonders im Profil Dörenthe-Birgte (Abb. 1.8, Abb. 5) deutlich erkennbar ist.

Die Einheitlichkeit der faziellen Entwicklung des N' Münsterlandes und des Osning ermöglicht es, ein Standardprofil (Abb. 2, 3) zur Grundlage der vorliegenden Untersuchung zu machen, das den Gesamtbereich zwischen Rheine im NW und Schwaney im SE kennzeichnet. In diesem Gebiet zeigt das Cenoman eine deutliche Viergliederung. Es beginnt mit einer Mergelserie, die zunächst in Flaserkalke übergeht, aus denen sich wohlgebankte mikritische Kalke und schließlich die sogen. „Rotpläner“ als Wechselfolge roter und schwarzer Mergel und Mergelkalke entwickeln.

Die Fazies des „Essener Grünsandes“, die als Transgressionsbildung im S' Westfalen den N-Rand der Rheinischen Masse säumt, ist für die vorliegende Untersuchung ungeeignet. Sie zeigt nicht nur Kondensation ihres Fossilinhalts, sondern zudem auf engem Raum stark abweichende Alter. Dies geht bereits aus SCHLÜTER (1876: 209 ff.) hervor und wird durch die Untersuchungen von HISS (1982) bestätigt. Die stratigraphische Reichweite kann von Teilen des Untercenoman, dem gesamten Untercenoman bis zur Einbeziehung von Teilen des Mittelcenoman variieren.

Weniger variabel ist demgegenüber der Umfang des basalen Rotkalks des Kassenberges bei Mülheim-Broich (Abb. 1.1), aus dem WIEDMANN & SCHNEIDER (1979) ältestes Cenoman N-Deutschlands mit *Utaturiceras vicinale*, aber auch mit Übergangsformen zwischen Alb und Cenoman (*Hypoturrilites promantelli*, *Hyphoplites [H.] volkmari*) beschrieben haben. Faunistische Äquivalente dieser Rotkalke sind aus der Normalfazies bisher nicht bekannt, wo die Fossilführung der basalen Partien ohnehin zu wünschen übrig läßt. Da die ersten auftretenden Ammoniten hier stets jünger als die Kassenberg-Fauna sind, kann angenommen werden, daß entweder der äquivalente Profiltail in der Normalfazies fehlt oder die untersten fossilarmen Bänke dem Rotkalk entsprechen. Dem trägt die Profildarstellung in Abb. 2 und 3 entsprechend Rechnung. Eine klare Beantwortung dieser Frage ist im Augenblick nicht möglich.

2.1.1. Die liegende Mergelserie

Das Cenoman des N' Münsterlandes beginnt mit einer monotonen Folge grauer Mergel, die eine Mächtigkeit von 60 m erreichen und in die sich zum Hangenden zunehmend Kalkmergel- und schließlich Kalkbänke einschalten. Im Gegensatz zum S' Westfalen und Niedersachsen ist an der Basis dieser Serie kein Hiatus zu den Flammenmergeln des Oberalb erkennbar. Auf das Problem der Kassenberg-Äquivalente in der Normalfazies wurde bereits eingegangen. Die Aufschlußverhältnisse sind vor allem im tieferen Teil der Mergelserie z. Zt. sehr unzureichend. In diesem tieferen Teil schalten sich gegen E zunehmend Kalkknollen-Lagen ein.

Biostratigraphisch entspricht die Mergelserie den Äquivalenten der ?Vicinal- und Carcitanensis-Zone(n) und dem basalen Teil der Saxbii-Zone.

2.1.2. Die Flaserkalk-Serie

Diese überwiegend aus grauen flaserigen Kalken und Mergelkalken aufgebaute Serie läßt eine grobe Dreiteilung erkennen. Sie beginnt mit einer 20–30 m mächtigen Folge, in die sich untergeordnet Mergel zwischenschalten. Über einer stark bioturbaten Lage folgen 10–20 m mächtige Kalkbänke, die schließlich von 5–10 m mächtigen Mergeln und Mergelkalken abgelöst werden. Damit ergeben sich in diesem Bereich zwischen 40 und 60 m schwankende Mächtigkeiten. Die Flaserkalk-Serie entspricht dem bisherigen „Cenoman-Pläner“.

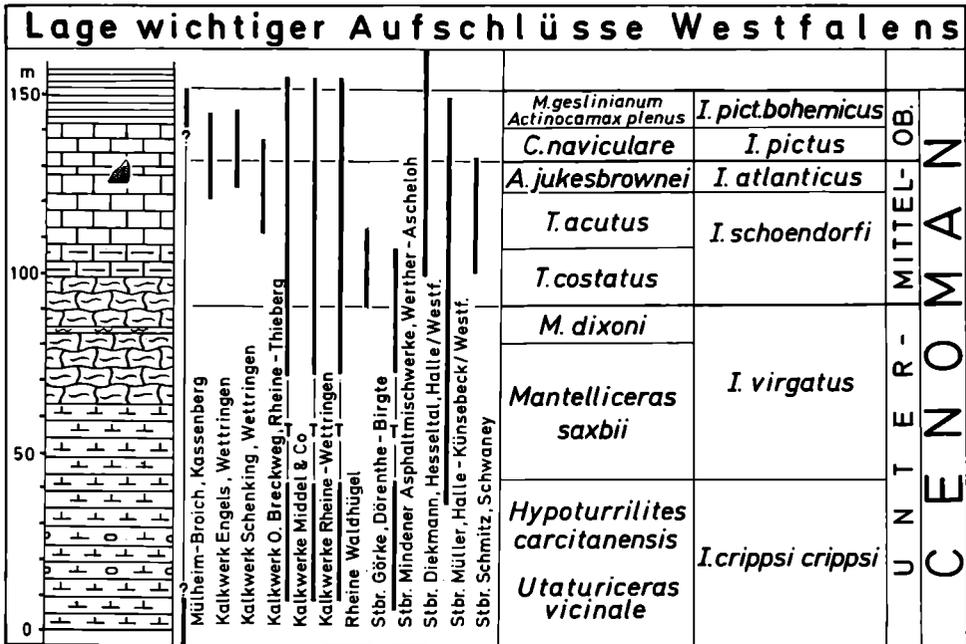
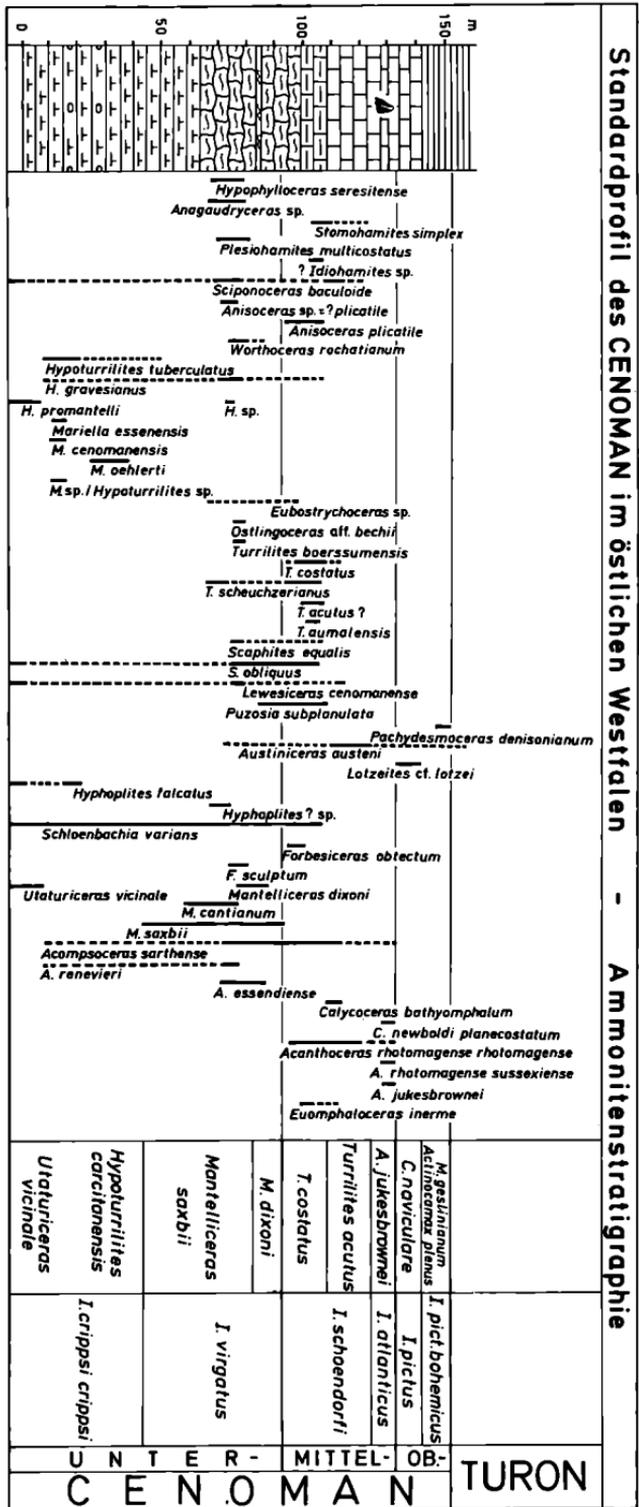


Abb. 2. Standardprofil des Cenoman im NE' Westfalen, Gliederung und stratigraphische Reichweite der wichtigsten Aufschlüsse.

Abb. 3. Standardprofil des Cenoman im NE-Westfalen und seine Ammonitenführung.



Standardprofil des Cenoman im östlichen Westfalen - Ammonitenstratigraphie

U N T E R - M I T T E L - O B - C E N O M A N TURON

Wie aus Abb. 3 ersichtlich, konzentriert sich die Fossilführung in diesem Bereich auf die liegenden und hangenden, stärker mergeligen Partien. Biostratigraphisch entsprechen die unteren eigentlichen Flaserkalken dem höheren Teil der Saxbii-Zone. Diese endet unmittelbar über der stark bioturbaten Mergelfuge und knapp über der Basis der folgenden Kalkbänke. Diese entsprechen bis auf die obersten 2–3 m der nächstfolgenden Dixoni-Zone, während diese letzten m und die oberen Mergel schließlich der Costatus-Zone des Mittelcenoman äquivalent sind.

2.1.3. Die Kalkserie

Dieser Serie entsprechen 35–45 m hellgraue, wohlgebankte, mikritische Kalken. Die Kalkbänke sind durch deutliche, aber geringmächtige Mergelfugen getrennt. Etwa 15 m unter dem Top dieser Serie findet sich in überregionaler Verbreitung eine Austernlage mit *Pycnodonte baylei*; ihr geht stets eine 4,50 m mächtige massige Kalkbank voraus, während sie von einer 3 m mächtigen dunkelgrauen Kalkbank überlagert wird. Diese Sequenz bildet einen markanten Leithorizont.

Biostratigraphisch entspricht der untere Teil dieser Kalkserie bis etwa zur Basis dieser Sequenz der Acutus-Zone; die Sequenz selbst entspricht etwa der Jukesbrownei-Zone, der hangende Teil der Kalkserie schließlich der Naviculare-Zone.

Die Kalkserie insgesamt entspricht den „Armen Rhotomagense-Kalken“ im bisherigen Sinne.

2.1.4. Rotpläner und schwarz-bunte Wechselfolge

Mit scharfem lithologischem Wechsel lagert diesen „Rhotomagense-Kalken“ schließlich eine dünnbankigere Wechselfolge aus Kalken, Kalkmergeln und Mergeln auf, die aber vor allem durch ihre Rot-, Grün- und Schwarzfärbung auffällt. Im Teutoburger Wald zwischen Lengerich und Altenbeken läßt sich die Bankungsfolge dieser Rotpläner exakt verfolgen, wobei lediglich geringe Mächtigkeitsschwankungen auftreten (NIEDERMEIER, 1969). Im Raum Wettringen (Abb. 1.11) fehlen Teile der Rotpläner ebenso wie der oberen Kalkserie, vermutlich als Folge submariner Gleitungen und jüngerer Erosion (Abb. 6).

Diese Wechselfolge schließt auch noch unterstes Turon mit ein. Biostratigraphisch entsprechen nur die liegenden 10 m der Plenus-Geslinium-Zone des höchsten Cenoman. Da die Ammonitenführung in der Wechselfolge stark zurückgeht, erfolgt die Begrenzung – auch gegenüber dem Turon – weitgehend auf der Grundlage der Inoceramen. Etwa im mittleren Teil der Plenus-Geslinium-Zone setzen bereits die Rotaliporen aus, was gleichfalls ein markantes Korrelationsniveau bildet (KAPLAN & SCHMID, 1983).

Am Kassenberg bei Mülheim-Broich (Abb. 1.1) ist diese Zone als Grünsand entwickelt (WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979).

2.2. Niedersachsen (Hils-, Sack-Mulde)

Auch der gesamte S-niedersächsische Raum ist während des Cenoman einheitlich von Kalk- und Kalkmergel-Sedimentation erfaßt. Als Standardprofil (Abb. 4)

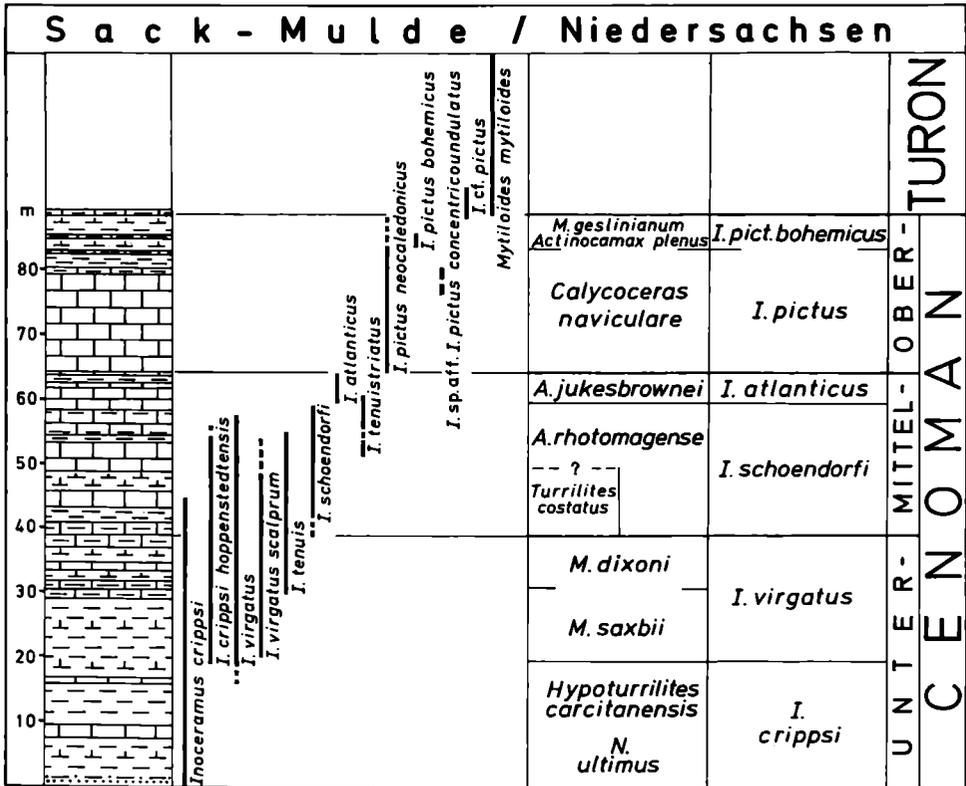


Abb. 4. Cenoman-Profil der Sack-Mulde/Niedersachsen und seine Inoceramenführung.

mögen hier die Verhältnisse der Sack- und Hils-Mulde gelten, die sich besonders gut für diese Darstellung eignen, da das Cenoman in beiden Mulden lückenlos repräsentiert und sehr gut aufgeschlossen ist. Auch hier zeigt das Cenoman eine Westfalen entsprechende Viergliederung (KELLER, 1982), die sich selbst bei ungünstigen Aufschlußverhältnissen in der Morphologie durchpaust.

2.2.1. Die liegende Mergelserie

Sie stellt die älteste Einheit des Cenoman dar und lagert den harten Flammenmergeln des Oberalb unmittelbar auf. Knapp oberhalb der Basis der Mergelserie ist ein glaukonitreicher, sandiger Tonmergel-Horizont entwickelt, vielfach als „Ultimus-Transgressionshorizont“ bezeichnet. Ihm folgen in der Sack-Mulde bis zu 36 m, in der Hils-Mulde (MEYER, 1982) lediglich 4 m mächtige Mergel, in die sich vereinzelt geringmächtige kalkigere Bänke einschalten. Die Mergelserie entspricht auch hier unterem Untercenoman, u. zw. sowohl der liegenden Ultimus-Carcitanensis-Zone als auch dem größeren Teil der Saxbii-Zone.

2.2.2. Die Kalk/Mergel-Wechselfolge

Im höheren Untercrenoman verstärkt sich auch im S' Niedersachsen die Sedimentation von Kalken. Typisch ist nun eine Wechsellagerung von Kalken und Mergeln, wobei zum Hangenden hin die Kalke zunehmend dominieren. Die Wechselfolge setzt in der Sack-Mulde deutlicher und früher ein als in der Hils-Mulde.

Sie entspricht damit weitgehend den Flaserkalken Westfalens und enthält biostratigraphisch den höchsten Anteil der Saxbii-Zone, die Dixoni-Zone und die Turriliten-Zonen des Mittelcrenoman.

2.2.3. Die Kalkserie

Sie beginnt in der Sack- und Hils-Mulde lediglich 3–3,5 m unter der Lage mit *Pycnodonte baylei* (sensu BRÄUTIGAM, 1962). Zunächst noch vereinzelt auftretende mergelige Zwischenlagen werden zum Hangenden hin rasch reduziert, so daß hier die typischen harten, wohlgebankten, fossilarmen mikritischen Kalke mit splittrigem Bruch dominieren, die deutliche morphologische Rücken bilden. Die Kalkserie ist damit in ihrem stratigraphischen Umfang – gegenüber Westfalen – reduziert und enthält lediglich Äquivalente der Jukesbrowni- und einen Teil der Naviculare-Zone.

2.2.4. Rotpläner und schwarz-bunte Wechselfolge

Im höchsten Cenoman stellt sich auch in Niedersachsen ein abrupter Sedimentationswechsel ein, der zur Bildung von Rotpläner und/oder einer Wechselfolge schwarz-weißer dünnbankiger Mergel und Mergelkalke führt. In dieser Folge liegt auch in Niedersachsen die Cenoman/Turon-Grenze, u. zw. etwa 7,5 m über dem Fazieswechsel in der Sack-Mulde und etwa 1,5–2 m über diesem Wechsel in der Hils-Mulde. Die Grenzziehung muß auch hier auf der Grundlage der Inoceramen erfolgen.

3. Lithostratigraphische Parallelisierung von Westfalen und Niedersachsen

Zwar finden sich im N' Münsterland und im S' Niedersachsen vier vergleichbare Faziesseinheiten wieder, diese entsprechen sich allerdings nur zum Teil. Generell scheint die Karbonatsedimentation in Niedersachsen später einzusetzen als in Westfalen. So setzt die Kalk/Mergel-Wechselfolge Niedersachsens etwas höher – nahezu am Top der Saxbii-Zone – ein als die vergleichbaren Flaserkalke des N' Westfalens. Die fossilarme Kalkserie beginnt in Niedersachsen erst mit der Jukesbrowni-Zone, scheint allerdings etwas früher – in der oberen Naviculare-Zone – bereits zu enden.

Bemerkenswert ist dagegen das beiden Gebieten gemeinsame Auftreten der Mergellage mit *Pycnodonte baylei* in offenbar gleicher stratigraphischer Position. Sie stellt damit einen vorzüglichen Leithorizont dar, ebenso wie die hangenden Rotpläner, die weitgehend der Plenus-Geslinianum-Zone und unterstem Turon entsprechen. Weitere fazielle Leithorizonte, die beiden Gebieten gemeinsam sind, lassen sich im Augenblick nicht erkennen.

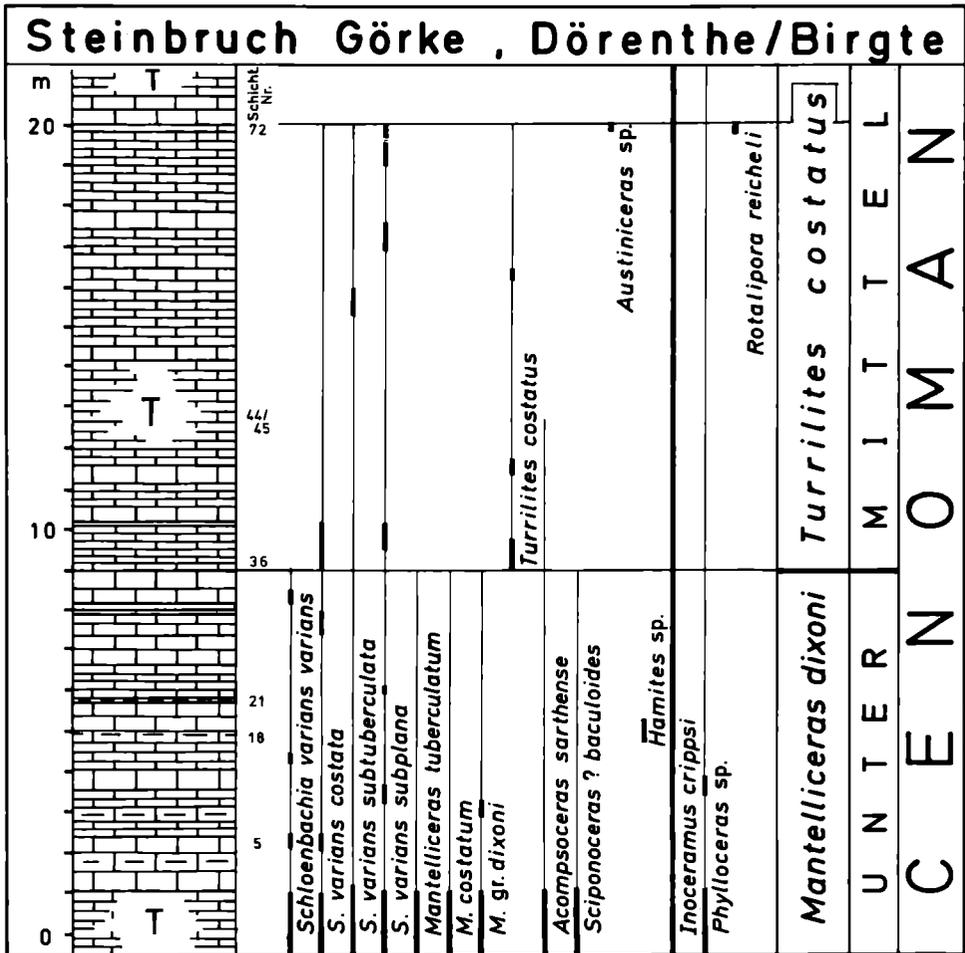


Abb. 5. Detailprofil des Steinbruchs Görke bei Dörenthe-Birgte und seine Fossilführung.

4. Biostratigraphie des norddeutschen Cenoman

4.1. Ammoniten-Gliederung

Die Probleme der Ammoniten-Gliederung wurden bereits angedeutet bzw. a. a. O. (WIEDMANN, 1979) ausführlich diskutiert. Sie bestehen insbesondere in der Tatsache, daß reichere Ammonitenführung sich auf die glaukonitischen Kondensate S-Westfalens beschränkt, deren Behandlung für biostratigraphische Zwecke irrelevant ist. In der hier interessierenden „Normalfazies“ des N' Westfalen, des Osning und des S' Niedersachsen geht demgegenüber die Ammonitenführung nicht nur stark zurück, sie ist zudem sehr ungleichgewichtig auf bestimmte Fazies- oder Erhaltungs-bereiche beschränkt. Mühsame, langwierige Aufsammlungen haben nun doch zu

einem relativ vollständigen Faunenspektrum auch aus diesen Bereichen geführt, das jedoch nicht über die nach wie vor geringen Fundchancen hinwegtäuschen darf. Auf der Grundlage dieser Aufsammlungen – insbesondere durch den Erstautor – ist es nun möglich, hier eine detaillierte Zonenfolge vorzustellen, die sich eng an die Gliederungsversuche im Anglo-Pariser Becken anschließt. Parallelisierungsschwierigkeiten zwischen Westfalen und Niedersachsen ergeben sich aus einer noch geringeren Funddichte im niedersächsischen Cenoman.

4.1.1. Alb/Cenoman-Grenze

Tiefstes Cenoman ist in der Normalfazies bisher nicht durch Ammoniten zu belegen, sei es durch mangelnde Aufschlüsse, sei es durch extreme Fossilarmut in den basalen Bänken der liegenden Mergelserie. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, daß in diesen Bereichen die Alb/Cenoman-Grenze mit dem graduellen Fazieswechsel zwischen Flammenmergeln im Liegenden und der Mergelserie im Hangenden zusammenfällt. SCHOLZ (1979) hat aus den Flammenmergeln von Salzgitter (Niedersachsen) eine reiche Fauna des obersten Alb (Vracon) beschrieben.

Demgegenüber ist unterstes Cenoman im kondensierten „Essener Grünsand“ enthalten, eventuell – nach noch unveröff. Daten – lokal auch oberstes Alb. Bedeutsam ist in diesem Zusammenhang der basale Rotkalk des Cenoman von Mülheim-Broich, der – wenn überhaupt – nur geringe Kondensation erkennen läßt. Daß hier entsprechend einer schon früher ausgesprochenen Vermutung (SCHOLZ, 1973) tatsächlich ältestes – sonst in NW-Deutschland nicht aufgeschlossenes oder erhaltenes – Cenoman vorliegt, wird einmal durch den Nachweis von Übergangsformen zwischen Alb und Cenoman (s. o.), zum andern durch das überraschende Auftreten exotischer Arten belegt, die bislang aus Europa unbekannt waren. Zu ihnen rechnet vor allem das indo-madagassische *Utaturiceras vicinale*, das a. a. O. (WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979: 673) als neues Zonenfossil für unterstes Cenoman vorgeschlagen wurde. Die auf SPATH (1926) zurückgehende Auffassung, es handle sich hier um eine Leitart für höchstes Cenoman, wurde bereits von MATSUMOTO & SARKAR (1966) korrigiert.

Leider ist jedoch ein profilmäßiger Zusammenhang zwischen den Rotkalken von Mülheim-Broich und den basalen Mergeln des N' Westfalen nicht herstellbar.

4.1.2. Zone des *Hypoturrilites carcitanensis*/*Utaturiceras vicinale*

Aus diesen Gründen wählen wir diese Bezeichnung für die unterste(n) Zone(n) des norddeutschen Cenoman. Im Augenblick läßt sich weder beweisen noch ausschließen, daß sich unter *Hypoturrilites carcitanensis* in Westfalen noch ein Niveau mit *Utaturiceras vicinale* einfügt. Allerdings ist das Fehlen von *Hypoturrilites carcitanensis* im Rotkalk von Mülheim-Broich ein gewichtiges Argument.

Eine Vicinale-Zone an der Cenoman-Basis des nördlichen Europa würde überdies das Auftreten von *Submantelliceras* (WIEDMANN, 1960) bzw. *Graysonites* (WIEDMANN & KAUFFMAN, 1978) an der mediterranen Cenoman-Basis vor dem Einsetzen von *Mantelliceras mantelli* (und *Hypoturrilites carcitanensis*) verständlich machen.

Kalkwerke Rheine-Wettringen

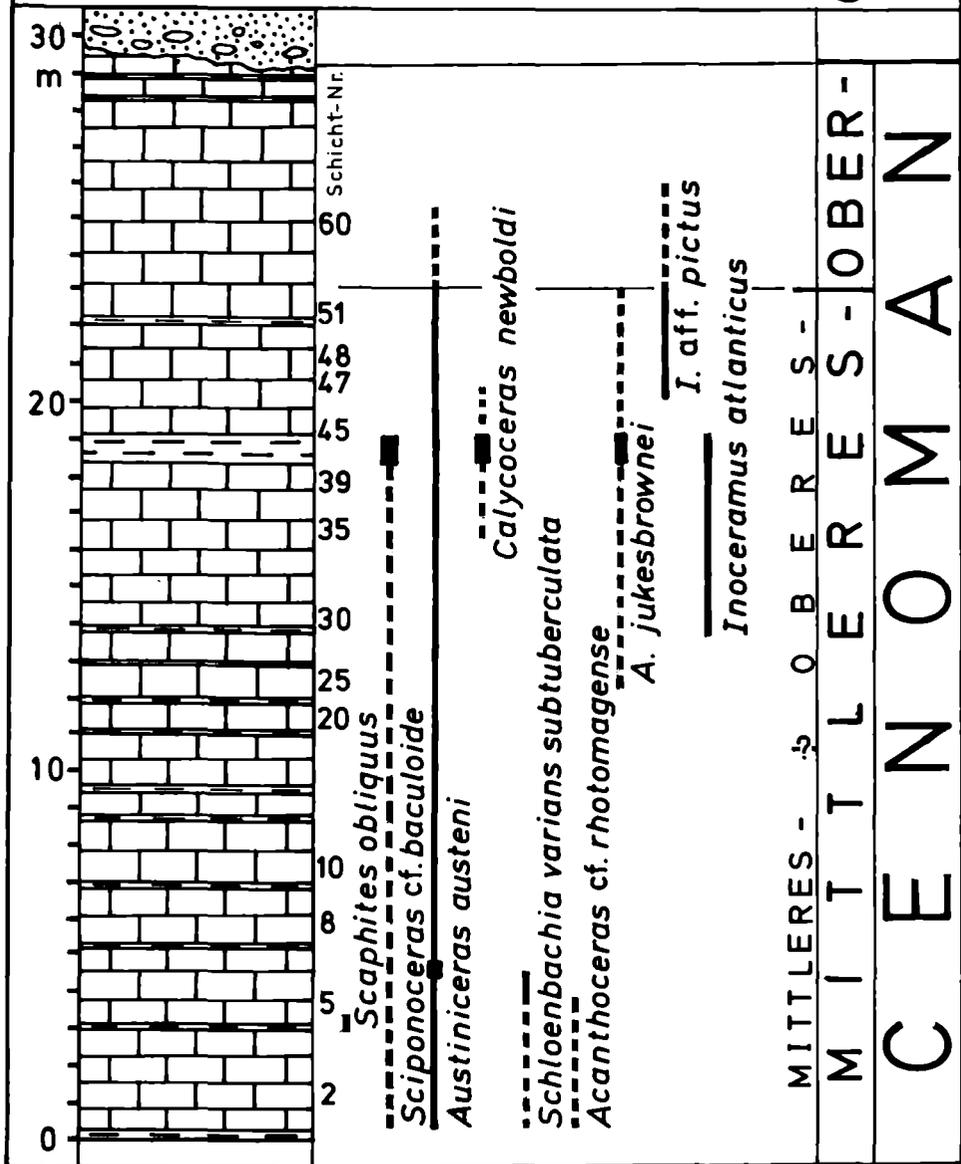


Abb. 6. Detailprofil des Steinbruchs der Kalkwerke Rheine-Wettringen und seine Fossilführung.

Das so definierte unterste Untercenoman Westfalens ist neben seiner leitenden Art *Utaturiceras vicinale* (Taf. 1, Fig. 2) vor allem charakterisierbar durch das nahezu massenhafte Auftreten von *Schloenbachia varians* und ihrer Varianten (WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979), auch wenn sich diese äußerste variable Art (Taf. 4, Fig. 1) bis in unteres Mittelcenoman (Abb. 2, 5) bzw. sogar mittleres Mittelcenoman (Abb. 6) fortsetzt. Wichtig ist außerdem das Neueinsetzen der Gattungen *Mantelliceras* und *Lewesiceras*. Bemerkenswert ist aber vor allem das Auftreten von Übergangsformen innerhalb der Hyphopliten (*Hyphoplites volkmari*, *Discohoplites posttransitorius*: Taf. 1, Fig. 1) und der Hypoturriten (*H. promantelli*: Taf. 1, Fig. 3; *H. oberlini*). Erwähnenswert ist außerdem das Einsetzen von *Sciponoceras baculoide* und *Scaphites obliquus*, beide Arten hier (Taf. 5, Fig. 2; Taf. 4, Fig. 5) aus jüngeren Schichten beschrieben.

Im N' Westfalen und Osning setzt die Fossilführung (Abb. 3) mit einer Turrititenlage ein, die insbesondere *Mariella cenomanensis* (Taf. 1, Fig. 4), *Mariella essenensis* (Taf. 1, Fig. 5), *Hypoturritites tuberculatus*, Hyphopliten, Schloenbachien und erste Acompsoceraten enthält. Zwar liegt auch aus diesem höheren Bereich unserer basalen Zone *Hypoturritites carcitanensis* bisher nicht vor, aber ein Vergleich mit den Faunen des Anglo-Pariser Beckens läßt keine Zweifel daran, daß dieser tiefere Abschnitt der Mergelserie der Carcitanensis-Zone s. str. entspricht. In diesen stratigraphischen Bereich dürfte auch *Sharpeiceras schlueteri* (Taf. 2, Fig. 1) gehören, bisher nur aus dem Essener Grünsand bekannt.

4.1.3. Zone des *Mantelliceras saxbii*

Wird die Basis dieser Zone des mittleren Untercenoman mit dem Erstaufreten der namensgebenden Art (Taf. 3, Fig. 2, 3) gezogen, umfaßt sie den höheren Teil der liegenden Mergelserie im N' Westfalen ebenso wie den tieferen Teil der folgenden Flaserkalken. Dieser Abschnitt läßt gleichzeitig die größte Ammonitendichte und -diversität im norddeutschen Raum erkennen (Abb. 3).

Charakteristisch für die Saxbii-Zone sind in erster Linie die Mantelliceraten (*M. cantianum*: Taf. 3, Fig. 4; *M. mantelli*, *M. costatum*, *M. tuberculatum*), die boreal-endemischen Acompsoceraten, Schloenbachien, *Hyphoplites falcatus* (Taf. 3, Fig. 1) und u. a. das Erstaufreten von *Turritites scheuchzerianus* (Taf. 5, Fig. 4). Interessant ist außerdem die Häufigkeit exotischer, meist mediterraner Arten mit *Hypophylloceras seresitense*, *Anagaudryceras* sp., *Ebostrychoceras* sp., *Worthoceras rochatianum*, *Forbesiceras sculptum* u. a.

4.1.4. Zone des *Mantelliceras dixonii*

Taf. 4 gibt das Artenspektrum der Dixonii-Zone wieder, in dem neben den Schloenbachien (Taf. 4, Fig. 1) noch immer die Mantelliceraten vorherrschen (*M. dixonii*: Taf. 4, Fig. 2; *M. saxbii*, *M. tuberculatum*, *M. costatum*: Abb. 5). Die Acompsoceraten haben nun ihr Entwicklungsoptimum (*A. essendiense*: Taf. 4, Fig. 3; *A. sarthense*: Taf. 4, Fig. 4). Auch die Scaphiten (*Sc. equalis*, *Sc. obliquus*: Taf. 4, Fig. 5) sind in diesem stratigraphischen Bereich relativ häufig.

Da *Mantelliceras dixonii* eine eher seltene Art ist und *M. sarxii* auch in dieses höchste Unterocenoman hinein fortdauert, ist die Grenzziehung zwischen diesen beiden Zonen nicht immer einfach.

4.1.5. Zone des *Turrilites costatus*

Auch im Mittelocenoman ist eine Dreigliederung nachvollziehbar, wobei sich die Ammonitenführung im N' Westfalen und Osning auf den unteren und oberen Abschnitt konzentriert.

Turrilites costatus (Taf. 5, Fig. 3) charakterisiert den höheren, stärker mergeligen Teil der „Flaserkalke“. Die Zonen-Art findet sich assoziiert mit *T. aumalensis*, *T. acutus?* und einer Maximalverbreitung von *T. scheuchzerianus* (Taf. 5, Fig. 4). Eine weitere typische Art dieser Zone ist *Euomphaloceras inerme* (Taf. 5, Fig. 1); *Forbesiceras obtectum* und *Anisoceras plicatile* scheinen auf diese Zone beschränkt. Die Schloenbachien persistieren mit sich allmählich vermindernder Formenmannigfaltigkeit in die Costatus-Zone. Entsprechendes gilt für die Scaphiten und *Puzosia subplanulata*. *Acompsoceras sarthense* ist im gesamten Mittelocenoman verbreitet. Hervorzuheben ist schließlich das Einsetzen von *Acanthoceras rhotomagense* s. str. (Taf. 6, Fig. 1) als Typus-Art für das gesamte Mittelocenoman und ein erstes häufigeres Auftreten von *Austiniceras austeni*.

4.1.6. Zone des *Turrilites acutus*

Diese Zone, die dem liegenden Teil der Kalkserie entspricht, ist bisher durch Ammoniten nur ungenügend charakterisierbar; die Zonen-Art ist bislang aus N-Deutschland nicht mit Sicherheit nachweisbar. Sie wird vertreten durch eine Assoziation aus *Acanthoceras rhotomagense* s. str. (Taf. 6, Fig. 1), *Calycoceras bathyomphalum*, *Acompsoceras sarthense*, *Austiniceras austeni*, *Lewesiceras cenomanense*, *Sciponoceras baculoide* (Taf. 5, Fig. 2) u. a.

Diese Zone entspricht damit den typischen „armen Rhotomagense-Kalken“.

4.1.7. Zone des *Acanthoceras jukesbrownei*

Eine Zone des *Acanthoceras jukesbrownei* (Taf. 6, Fig. 2) ist im oberen Teil des Mittelocenoman gut auszugliedern. Sie fällt gleichzeitig mit den *Pycnodonte baylei* führenden Schichten der Kalkserie zusammen. Für diese Zone ist insbesondere das Vordominieren von Acanthoceraten bezeichnend, unter diesen vor allem *Calycoceras newboldi* mit seinen Unterarten (Taf. 7, Fig. 2), die namensgebende Art (Taf. 6, Fig. 2), *Acanthoceras rhotomagense sussexiense* und weiterhin *Acanthoceras rhotomagense* s. str.

4.1.8. Zone des *Calycoceras naviculare*

Im nunmehrigen Oberocenoman läßt die Ammonitenführung in N-Deutschland rasch und stark nach. Mit Mühe lassen sich die hier ausgegliederten beiden Zonen gegeneinander abgrenzen, wobei die Lithostratigraphie in Westfalen im Augenblick noch zur Grenzziehung herangezogen werden muß.

Demzufolge entspricht provisorisch der hangende Teil der Kalkserie der vorliegenden Zone, aus der neben *Austiniceras austeni* lediglich ein Fragment von *Lotzeites*

cf. *lotzei* stammen dürfte (Taf. 7, Fig. 4). In Wunstorf/Niedersachsen (Abb. 1.15) ist aus entsprechenden Schichten *Lotzeites aberrans* bekannt geworden.

4.1.9. Zone des *Actinocamax plenus* & *Metoicoceras geslinianum*

Diese lange Zeit dem Unterturon zugerechnete Zone (vgl. WIEDMANN, 1960) wird heute allgemein als höchstes Cenoman verstanden. In N-Westfalen und Osning entspricht sie dem tieferen Teil der Rotpläner bzw. der schwarz-bunten Wechselfolge. Obwohl der Reichtum an Inoceramen ein hervorstechendes Merkmal dieser Folge ist und gleichzeitig auch die Grundlage der Grenzziehung zum Turon, bildet die extreme Armut dieser Schichten an Ammoniten einen deutlichen Gegensatz. Bisher ist aus dem oberen Cenomanen Anteil dieser Folge und aus Westfalen nur *Pachydesmoceras denisonianum* (Taf. 7, Fig. 1; KAPLAN & SCHMID, 1983) bekannt geworden, allerdings meist in großwüchsigen Exemplaren. Die leitende Art, *Metoicoceras geslinianum* (Taf. 7, Fig. 3), ist bisher lediglich aus dem Cenoman-Profil des Kassenbergs (WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979, Abb. 3) beschrieben, u. zw. aus einem geringmächtigen oberen Cenomanen Grünsand, der dem unteren Cenomanen Rotkalk unmittelbar aufgelagert und von Mitteluron überlagert wird.

Ob sich in Teilen N-Deutschlands noch ein Niveau mit *Neocardioceras juddii* als höchstes Cenoman ausscheiden läßt, ist im Augenblick noch nicht zu beantworten.

4.1.10. Cenoman/Turon-Grenze

Auf der Grundlage der Ammonitenfaunen ist diese Grenze in N-Deutschland bisher nicht zu ziehen. In der Folge von SCHLÜTER (1871–1876) u. a. ist im N' Europa immer wieder *Mammites nodosoides* als ältester Turon-Ammonit genannt worden. Aus dem Vergleich mit dem mediterranen Auftreten dieser Art wurde bereits früh (WIEDMANN, 1960; WIEDMANN in BASSE, 1960) postuliert, daß dem Erstauftreten von *Mammites nodosoides* in N- und W-Europa entweder den Vascoceraten- und Fallotiten-Schichten Spaniens entsprechende Schichten des untersten Turon oder eine Schichtlücke vorausgehen müssen. Dies hat nun jüngst durch ROBASZYNSKI et al., 1982, Abb. 24, eine Bestätigung aus dem französischen Typgebiet des Turon erfahren, wo die „Craie à Inocérames“ mit *Mammites nodosoides* tatsächlich lokal von Schichten mit *Watinoceras coloradoense* unterlagert wird.

Zwar ist diese Art bisher aus N-Deutschland nicht bekannt geworden, doch liegt im höheren Teil der „schwarz-bunten Wechselfolge“ Westfalens ein Schichtpaket mit Inoceramen des tiefsten Turon – bislang aber ohne Ammoniten – vor, das dieser tiefsten Zone des Turon entsprechen dürfte.

Im Augenblick ist damit die Cenoman/Turon-Grenze in N-Deutschland nur mit Hilfe von Inoceramen exakt festzulegen.

4.2. Inoceramen-Gliederung

Die in der Unterkreide nur sporadisch auftretende Gattung *Inoceramus* ist mit Beginn der Oberkreide weltweit, artenreich und stellenweise zudem sehr individuen-

reich vertreten. Dank der Kurzlebigkeit einzelner Arten und Unterarten ermöglicht sie damit eine vorzügliche Parastratigraphie, mitunter Korrelationen über bioprovinzielle Grenzen hinweg (WIEDMANN & KAUFFMAN, 1978). Allerdings fallen die Zonengrenzen der Inoceramen-Gliederung nicht immer mit denen der Ammoniten-Gliederung zusammen, übertreffen diese aber mitunter an Schärfe. Die Sack-Mulde (Abb. 4) mag als Typprofil des Cenoman gelten.

4.2.1. Zone des *Inoceramus crippi*

Die typische Art des unteren Untercenoman, *I. crippi* s. str., setzt an der Basis der „liegenden Mergelserie“ einheitlich ein, in der Sack-Mulde (Abb. 4) im Transgressionshorizont mit *Neohibolites ultimus*. Sie ist noch vergesellschaftet mit Spätformen der Gruppe des *I. anglicus*, die unterstes Cenoman erreichen. Hierzu gehörende Formen beschrieben MARCINOWSKI (1974: 163) von der Alb/Cenoman-Grenze, KAUFFMAN (1978: iv4) aus unterstem Untercenoman und THOMEL et al. (1973: 42) als *I. comancheanus*.

4.2.2. Zone des *Inoceramus virgatus*

Oberes Untercenoman kann durch *I. virgatus* s. str. (Taf. 8, Fig. 3, 4) charakterisiert werden. Die typische Unterart setzt vereinzelt knapp unterhalb des Erstauftretens von *Mantelliceras saxbii* ein, hat aber gleichzeitig mit diesem ihr erstes Häufigkeitsmaximum. Etwa gleichzeitig erfolgt das Einsetzen von *I. crippi hoppenstedtensis* (Taf. 8, Fig. 6) und *I. virgatus scalprus*.

Eine entsprechende Verbreitung wird von TRÖGER (1981: 146) aus der Sächsischen Kreide berichtet.

Die Virgatus-Zone umfaßt den hangenden Teil der liegenden Mergel und den tieferen Teil der Kalk/Mergel-Wechselfolge des S' Niedersachsen. Gleichzeitig mit diesem Fazieswechsel setzt *Inoceramus tenuis* ein (Abb. 4), mit dessen Hilfe möglicherweise eine 3. Untercenoman-Zone ausgegliedert werden könnte. Allerdings dürfte *I. tenuis* bereits vor *Mantelliceras dixoni* einsetzen, so daß sich hier nur eine ungefähre Kongruenz der Zonengliederungen ergeben würde. Alle genannten Inoceramen-Arten des Untercenoman reichen in die nächstfolgende Schoendorfi-Zone des Mittelcenoman hinein.

4.2.3. Zone des *Inoceramus schoendorfi*

Auch für das mit dieser Zone einsetzende Mittelcenoman ist zur Zeit eine Zweigliederung zu empfehlen. Die Ausgliederung einer dritten Zone mit *Inoceramus tenuistriatus* scheint jedoch auch hier möglich, bedarf aber zunächst noch weiterer horizontierter Aufsammlungen. Damit könnte auch im Mittelcenoman Übereinstimmung mit der Ammoniten-Gliederung erreicht werden.

Nach neueren Funden setzt *Inoceramus schoendorfi* (Taf. 8, Fig. 7) gemeinsam mit *Acanthoceras rhotomagense* ein und definiert damit die Basis des Mittelcenoman.

Im höheren Teil der Kalk/Mergel-Wechselfolge der Sack-Mulde erscheint neben *I. schoendorfi* *I. tenuistriatus* als Weiterentwicklung des Formenkreises um *I.*

tenuis. Die genaue Reichweite von *I. tenuistriatus* bleibt zu überprüfen und vor allem ein eventuelles gemeinsames Einsetzen mit *Turrilites acutus*. Dies würde die Ausgliederung eines mittleren Mittelcenoman ermöglichen. Während der Lebensdauer von *I. tenuistriatus* erlöschen sämtliche untercenomanen Arten.

4.2.4. Zone des *Inoceramus atlanticus*

Etwa gleichzeitig mit dem Einsetzen der Kalkserie setzt im S' Niedersachsen *Inoceramus atlanticus* (Taf. 8, Fig. 2) als weitere Spätform der *crippsi*-Gruppe ein. Die auf ihr begründete Zone zeigt damit vollständige Übereinstimmung mit der westfälischen Jukesbrownei-Zone, und beide sind an die Schichten mit *Pycnodonte baylei* gebunden.

Inoceramus atlanticus läßt eine deutliche Häufigkeitsabnahme von W-Westfalen nach S-Niedersachsen erkennen (Abb. 6).

4.2.5. Zone des *Inoceramus pictus*

Im Grenzbereich Mittel/Obercenoman geht nicht nur die Ammoniten-, sondern auch die Inoceramenführung deutlich zurück. Diese Grenze ist daher oft nur schwer zu ziehen. Lagiges Auftreten ist im Obercenoman auch für die Inoceramen kennzeichnend.

Im S' Niedersachsen kann der erste Vertreter der für Obercenoman charakteristischen *pictus*-Gruppe mit *I. pictus neocaledonicus* (Taf. 8, Fig. 1) ca. 3 m über dem *Pycnodonte*-Niveau registriert werden. Dieses Niveau entspricht damit gleichzeitig dem Erstauftreten von *Calycoceras naviculare*. Im Übergangsbereich zwischen Kalkserie und Rotpläner treten Formen aus der Nähe des *I. pictus concentricoundulatus* hinzu. Die Arten des Mittelcenoman überqueren die Grenze zum Obercenoman offenbar nicht (Abb. 4).

4.2.6. Zone des *Inoceramus pictus bohemicus*

Die Unterarten des tieferen Obercenoman werden im mittleren Rotpläner von *I. pictus bohemicus* (Taf. 8, Fig. 5) abgelöst, der nach TRÖGER (1981: 146) die Plenus-Zone charakterisiert. *I. pictus bohemicus* überlappt sich in seiner stratigraphischen Reichweite mit *Mytiloides mytiloides* (KAPLAN & SCHMID, 1983), der die Turonbasis markierenden Art.

5. Parallelisierungen

5.1. Ammoniten-Inoceramen-Gliederungen in Norddeutschland

Die nahezu ideale Parallelisierbarkeit von Ammoniten- und Inoceramen-Stratigraphie des Cenoman wurde bereits mehrfach deutlich. Tab. 1, Abb. 3 und 4 lassen die hier vorgeschlagene Parallelisierung erkennen.

Im Untercenoman steht der Drei- oder sogar Viergliederung durch Ammoniten bislang nur eine Zweigliederung durch Inoceramen gegenüber. Der Zone oder den

Zonen des *Hypoturrilites carcitanensis* und des *Utaturiceras vicinale* entspricht die Zone des *Inoceramus crippsi* vollständig. *Inoceramus virgatus* als Leitart des oberen Unterocenoman setzt zwar vereinzelt bereits kurz vor *Mantelliceras saxbii* ein, aber sein erstes Verbreitungsmaximum fällt mit dem Erstauftreten der Ammoniten-Art zusammen, so daß die Virgatus-Zone mit den beiden Mantelliceraten-Zonen des höheren Unterocenoman parallelisiert werden kann. Die Möglichkeit einer weiteren Inoceramen-Zone des *Inoceramus tenuis* deutet sich – als eventuelles Äquivalent der Dixoni-Zone – im höchsten Unterocenoman an.

Auch im Mittelocenoman entsprechen zur Zeit zwei Inoceramen-Zonen – in N-Deutschland – drei Ammoniten-Zonen. Die tiefere Zone des *Inoceramus schoendorfii* entspricht vollständig den beiden Turriliten-Zonen des tieferen Mittelocenoman, während die Zone des *Inoceramus atlanticus* mit der Jukesbrownei-Zone des höheren Mittelocenoman identisch ist. Auch hier deutet sich allerdings eine Möglichkeit an, eventuell mit Hilfe von *Inoceramus tenuistriatus* ein Pendant zur Zone des *Turrilites acutus* zu schaffen.

Im fossilarmen Oberocenoman besteht in N-Deutschland Übereinstimmung der beiden Zonierungen: Naviculare- und Pictus-Zone scheinen zeitgleich und kennzeichnen den tieferen Teil, während sich im höheren Teil die Zonen des *Metoicoceras gesslinianum* und *Actinocamax plenus* und des *Inoceramus pictus bohemicus* entsprechen dürften. Die Turon-Basis ist auf der Grundlage der Inoceramen (*Mytiloides mytiloides*) festzulegen.

5.2. Planktonische Foraminiferen in Norddeutschland

WEISS (1982) ist es gelungen, das norddeutsche Cenoman und Turon mit Hilfe planktonischer Foraminiferen zu gliedern und diese Gliederung mit dem mediterranen Frankreich zu vergleichen. Dabei haben sich interessante Inkongruenzen ergeben, die erkennen lassen, daß N-Deutschland offenbar keinen Optimalbiotop dieser Planktonten darstellte. Daraus ergeben sich zeitweise unterschiedliche stratigraphische Verbreitungen.

Tab. 1 läßt einmal diese Unterschiede, zum andern die Parallelisierungsmöglichkeiten mit der Ammoniten- und Inoceramen-Stratigraphie erkennen. *Rotalipora appenninica* charakterisiert in N-Deutschland (Niedersachsen und Helgoland) – im Gegensatz zu ihrem früheren Einsetzen im Mediterran – höheres Unterocenoman, dessen tieferer Teil derzeit nicht definierbar ist. *R. appenninica* bleibt auch im Mittelocenoman häufig.

Eine Zone der *Rotalipora reicheli* kann in N-Deutschland tiefstes Mittelocenoman bezeichnen und damit etwa der *Costatus*-Zone entsprechen. Im Mediterran setzt die Art allerdings bereits im oberen Unterocenoman ein und löst hier *Rotalipora brotzeni* ab. Mittleres Mittelocenoman hat bislang keine Rotaliporen geliefert, d. h. die im Mediterran etwa mit der *Acutus*-Zone einsetzende *Rotalipora cushmani* erreicht N-Deutschland ebenfalls verzögert und erlaubt die Errichtung einer *Cushmani*-Zone erst im höheren Mittelocenoman. Der Grenzbereich zum Oberocenoman ist überregional leicht durch *Rotalipora thomei* erkennbar.

Tab. 1. Vergleich der norddeutschen Cenoman-Gliederung (Ammoniten, Inoceramen, planktonische

NORDDEUTSCHLAND				
	Ammoniten-Zonen	Inoceramen-Zonen	Plankton. Foraminiferen (WEISS 1982)	
TURON	Mammites nodosoides Watinoceras coloradoense	Mytiloides mytiloides Mytiloides opalensis	Whiteinella archaeocretacea	
CENOMAN	OBERES	Metoicoceras geslinianum & Actinocamax plenus	Inoceramus pictus bohemicus	Rotalipora cushmani & R. greenhornensis
		Calycoceras naviculare	Inoceramus pictus pictus	
	MITTLERES	Acanthoceras jukesbrownei	Inoceramus atlanticus	(R. thomei) — Rotalipora cushmani
		Turrilites acutus	(I. tenuistriatus)	?
		Turrilites costatus	Inoceramus schoendorfi	Rotalipora reicheli
	UNTERES	Mantelliceras dixoni	(I. tenuis)	Rotalipora appenninica
		Mantelliceras saxbii	Inoceramus virgatus	
		Hypoturrilites carcitanensis Utaturiceras vicinale	Inoceramus crippei	?
	ALB	Stoliczkaia dispar	(I. gr. anglicus)	

* Nach heutiger Auffassung ebenfalls noch höchstes Cenoman (vgl. S. 329).

Das Hinzutreten von *Rotalipora greenhornensis* erlaubt in N-Deutschland das Ausscheiden einer Zone der *Rotalipora cushmani* + *R. greenhornensis*, die dem gesamten Obercenoman entsprechen dürfte. *Rotalipora deeckeii* als weiterer Planktont dieses Zeitabschnitts hat im Mediterran eine mit *R. greenhornensis* identische Verbreitung, während sie in N-Deutschland verspätet einsetzt und nur einen Teil der Plenus-Zone markiert.

Eine eventuelle Lückenhaftigkeit der norddeutschen Profile im Grenzbereich Cenoman/Turon ist aus der von WEISS (op. cit.) gegebenen Foraminiferen-Verbreitung herauszulesen, auch wenn WEISS (op. cit.: 77–81) dafür paläo-ozeanographische Ursachen verantwortlich machen möchte. Während in den mediterranen und atlantischen Profilen zwischen den letzten Rotaliporen und den typischen zweikieligen Globotruncanen der „Zone der großen Globigerinen“ (LEHMANN, 1963) und der folgenden Helvetica-Zone eine Lücke klafft, die in idealer Weise auch der von Ammoniten und Inoceramen festgelegten Cenoman/Turon-Grenze entspricht (WIEDMANN & KAUFFMAN, 1978, Tab. 1), ist im Profil von Baddeckenstedt (WEISS, 1982, Abb. 4) z. B. an der Basis des dortigen Rotpläners eine Überlappung der letzten Rotaliporen mit den Vertretern der „großen Globigerinen“ zu erkennen; außerdem wird diese Zone unmittelbar von der Schneegansi-Zone überlagert, die eigentlich bereits Middle-

MEDITERRANGEBIET

Ammoniten-Zonen (WIEDMANN & KAUFFMAN 1978)	Inoceramen-Zonen	Plankton. Foraminiferen (ROBASZYNSKI & CARON 1979)
Fallotites subconciiliatus* Vascoceras gamai	Mytiloides mytiloides Mytiloides opalensis M. submytiloides	Globotruncana helvetica Whiteinella archaeocretacea
Metoicoceras geslinianum	Inoceramus pictus s. l.	Rotalipora cushmani
Metoicoceras muelleri		
Calycoceras naviculare & Lotzeites lotzei	?	
Eucalycoceras spathi	I. aff. prefragilis	
	Inoceramus etheridgei	
Euomphaloceras cunningtoni	Inoceramus reachensis	Rotalipora reicheli
Mantelliceras mantelli		
Hypoturrilites mantelli & Graysonites sp.	?	Rotalipora brotzeni
Stoliczkaia dispar	?	Rotalipora appenninica

rem Turon entsprechen dürfte. Im Profil der Regensburger Kreide (WEISS, 1982, Abb. 6) folgt demgegenüber *Globotruncana helvetica* unmittelbar auf die letzten Rotaliporen und wird wiederum sehr rasch von *Gl. schneegansi* abgelöst. Übereinstimmung besteht in allen Profilen darin, daß das zeitgleiche Aussterben der Rotaliporen – sofern Resedimentation ausgeschlossen werden kann – eine gute Zeitmarke darstellt, die mit der durch Makrofossilien festgelegten Cenoman/Turon-Grenze gut übereinstimmt.

5.3. E-W- und N-S-Korrelation

Die Übereinstimmung der für das norddeutsche Cenoman empfohlenen Ammoniten-Gliederung mit den aus dem Anglo-Pariser Becken vorliegenden Gliederungsvorschlägen (KENNEDY, 1971; JUIGNET, & KENNEDY, 1976; ROBASYNSKI et al., 1980) ist nahezu vollständig. Probleme bestehen weiterhin an den Grenzen zum Alb und Turon. Der für Europa erstmalige Nachweis einer *Utaturiceras vicinale*-Vergesellschaftung mit zwischen Alb und Cenoman vermittelnden Übergangsformen (WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979) läßt – ebenso wie die geschilderte Problematik an der Cenoman-Obergrenze – an die bereits früher (WIEDMANN, 1969) vertretene These den-

ken, daß die europäischen Schelfmeere an den Stufengrenzen der Oberkreide tatsächlich von weitreichenden Regressionen betroffen waren, die vordergründig Faunensprünge entsprechen, in Wirklichkeit jedoch Schichtlücken darstellen. Die Richtigkeit dieser Annahme kann nur durch vollständige Profile im Bereich der Tethys eine Bestätigung finden.

Die Unvollständigkeit der bisherigen Inoceramen-Gliederungen des Cenoman im Anglo-Pariser Becken (ROBASZYNSKI, et al., 1980, Abb. 19) erlaubt im Augenblick noch keine den Ammoniten-Gliederungen entsprechende Korrelation.¹⁾ Wohl aber besteht eine deutliche Beziehung zwischen Norddeutschland und der von TRÖGER (1981) vorgestellten Inoceramen-Folge des Subherzyns, der Sächsischen Kreide und damit den Verhältnissen des Böhmisches-Sächsischen Kreidebeckens.

Größere Probleme ergeben sich demgegenüber beim Versuch der Korrelation von N- und S-Deutschland und dem Cenoman der eigentlichen Tethys.

Das Cenoman der Regensburger Kreide entzog sich bisher einer biostratigraphischen Feingliederung, teils mangels Fossilfunden, teils infolge von Fehlinterpretationen. In der Folge von DACQUÉ (1939) wurde der obere Regensburger Grünsandstein mit *Acanthoceras rhotomagense* und *Calycoceras naviculare* korrekt dem Mittelcenoman und tieferem Obercenoman zugeordnet. Die folgenden Eibrunner Mergel galten bislang als höheres Obercenoman (TILLMANN, 1964), da sie von den Reinhauser Schichten mit *Inoceramus labiatus*, also Unterem Turon, überlagert wurden. WEISS (1982) gelang erstmals der Nachweis, daß die Cenoman/Turon-Grenze im heute üblichen Sinne statt dessen in den Eibrunner Schichten zu liegen kommt, in denen bereits im unteren Drittel *Globotruncana helvetica* die Rotaliporen ersetzt und etwa in der Mitte der wenige m messenden Folge ihrerseits von *Globotruncana schnee-gansi* abgelöst wird. Anlässlich der Exkursionen des 2. Kreide-Symposiums von München (1982) wurde diese Beobachtung durch entsprechende Ammonitenfunde bestätigt: Mit *Metoicoceras geslinianum*, *Kanabicerias* sp. und *Inoceramus pictus* fanden sich Äquivalente der Geslinianum-Plenus-Zone, überlagert von *Neocardioceras* sp. als höchstem Cenoman und endlich Inoceramen des basalen Turon. Gleichzeitig wurde *Inoceramus crippsi* im bisher dem Turon zugerechneten Grünsand von Obertrübenbach gefunden. Dies läßt erkennen, daß eine Revision der Stratigraphie der Regensburger Kreide nicht nur notwendig, sondern auch erfolgversprechend ist.

Auch aus dem Cenoman der Nördlichen Kalkalpen liegen erste vielversprechende Ammonitenfunde vor (IMMEL, 1979; WIEDMANN, 1979; IMMEL et al., 1981). Danach entsprechen die mittleren Losensteiner Schichten des Ostalpins mit *Mantelliceras mantelli*, *Hypoturritites carcitanensis*, *Hyphoplites campichei* u. a. Unterem Cenoman s. l., die oberen Losensteiner Schichten mit *Anisoceras plicatile* dem Mittelcenoman, während im höchsten Teil der Cushmani-Zone und damit oberstem Cenoman nunmehr *Damesites* sp. beschrieben wurde (IMMEL et al., 1982). Besonders bemerkenswert ist, daß diese Schichten mit *Subprionocyclus* und *Schlueterella* nun auch noch einen turonen Anteil einschließen.

¹⁾ Nach mündlichen Mitteilungen von CHR. WOOD deutet sich inzwischen eine Korrelation an.

Besonders auffallend ist der hohe Anteil an NW-europäischen Arten sowohl in der Regensburger als auch in der Ostalpinen Mittelkreide.

Die detailliertesten mediterranen Ammoniten-Gliederungen stammen einmal aus der Provence (PORTHAULT et al., 1967; THOMEL, 1972), zum andern aus Nordspanien (WIEDMANN, 1960, 1980; WIEDMANN & KAUFFMAN, 1978). Besonders im Basko-kantabrischen Cenoman Nordspaniens werden die Unterschiede zur nord-europäischen Cenoman-Gliederung deutlich (Tab. 1). Zunächst bestätigt sich, daß tatsächlich vor dem Einsetzen der Mantelliceraten s. str. noch eine basale Zone des Cenoman ausgeschieden werden muß, die in Nordspanien *Graysonites* und *Hypoturrites mantelli* führt, in Texas *Graysonites* ssp., in Nordafrika und Madagascar durch „*Submantelliceras*“ *martimpregyi* charakterisiert werden kann (COLLIGNON, 1964) und die schließlich mit den *Utaturiceras vicinale* führenden Schichten Südindiens (MATSUMOTO & SARKAR, 1966) und nun auch des W' Westfalen korreliert werden kann.

Oberes Untercenoman ist in Nordspanien charakterisierbar durch *Mantelliceras mantelli* und zahlreiche weitere Mantelliceraten, das Einsetzen von *Turrilites scheuchzerianus*, Formen der Gruppe des *Inoceramus reachensis* und — ebenso wie oberstes Alb und die *Graysonites*-Zone — durch *Rotalipora appenninica*. Eine Dixon-Zone des höchsten Untercenoman ist nicht erkennbar.

Das nordspanische Mittelcenoman läßt ebenfalls nur eine Zweigliederung erkennen: Eine untere Zone des *Euomphaloceras cunningtoni* dürfte — weiterhin mit *Inoceramus reachensis* s. l. — etwa den Turriliten-Zonen NW-Europas entsprechen, während oberes Mittelcenoman durch *Eucalycoceras spathi*, *Eucalycoceras rowei*, *Calycoceras newboldi*, *Calycoceras* cf. *paucinodatum* und zunächst durch *Inoceramus etheridgei*, später durch *Inoceramus* ex aff. *prefragilis* repräsentiert ist.

Oberes Cenoman Nordspaniens läßt schließlich eine Dreigliederung erkennen, wobei die liegende Zone des *Calycoceras naviculare* ebenfalls *Lotzeites lotzei*, aber auch *Neolobites vibrayanus* enthält. Mittleres Obercenoman läßt sich — den Verhältnissen in Nordamerika entsprechend — durch *Metoicoceras muelleri* charakterisieren und enthält zudem *Inoceramus pictus*, während schließlich *Metoicoceras geslinianum* (? = *M. whitei*) in Übereinstimmung mit NW-Europa höchstes Cenoman definiert. Auch die iberischen endemischen Zonen des *Vascoceras gamai* und des *Fallotites subconciatatus* werden heute dem höchsten Cenoman zugerechnet. *Rotalipora cushmani* ist für das gesamte Obercenoman spezifisch; sie erlischt gemeinsam mit den übrigen Rotaliporen knapp unterhalb der Obergrenze der Geslinianum-Zone und wird von den Repräsentanten der „Zone mit großen Globigerinen“ (*Praeglobotruncana* „*lehmanni*“) abgelöst. Etwa gleichzeitig setzen in Nordspanien die ersten Vertreter der Gruppe des *Mytiloides labiatus* (mit *M. submytiloides*) ein. Die „großen Globigerinen“, die frühen *Mytiloides*-Arten und die späten Vascoceraten der Gruppe des *V. dowvillei*, *Paramammites* und *Choffaticeras* repräsentieren in den Basko-kantabrischen Ketten unterstes Turon.

Tab. 1 erleichtert den Vergleich zwischen der auf den norddeutschen Raum anwendbaren Cenoman-Gliederung und der entsprechenden Gliederung Nordspaniens.

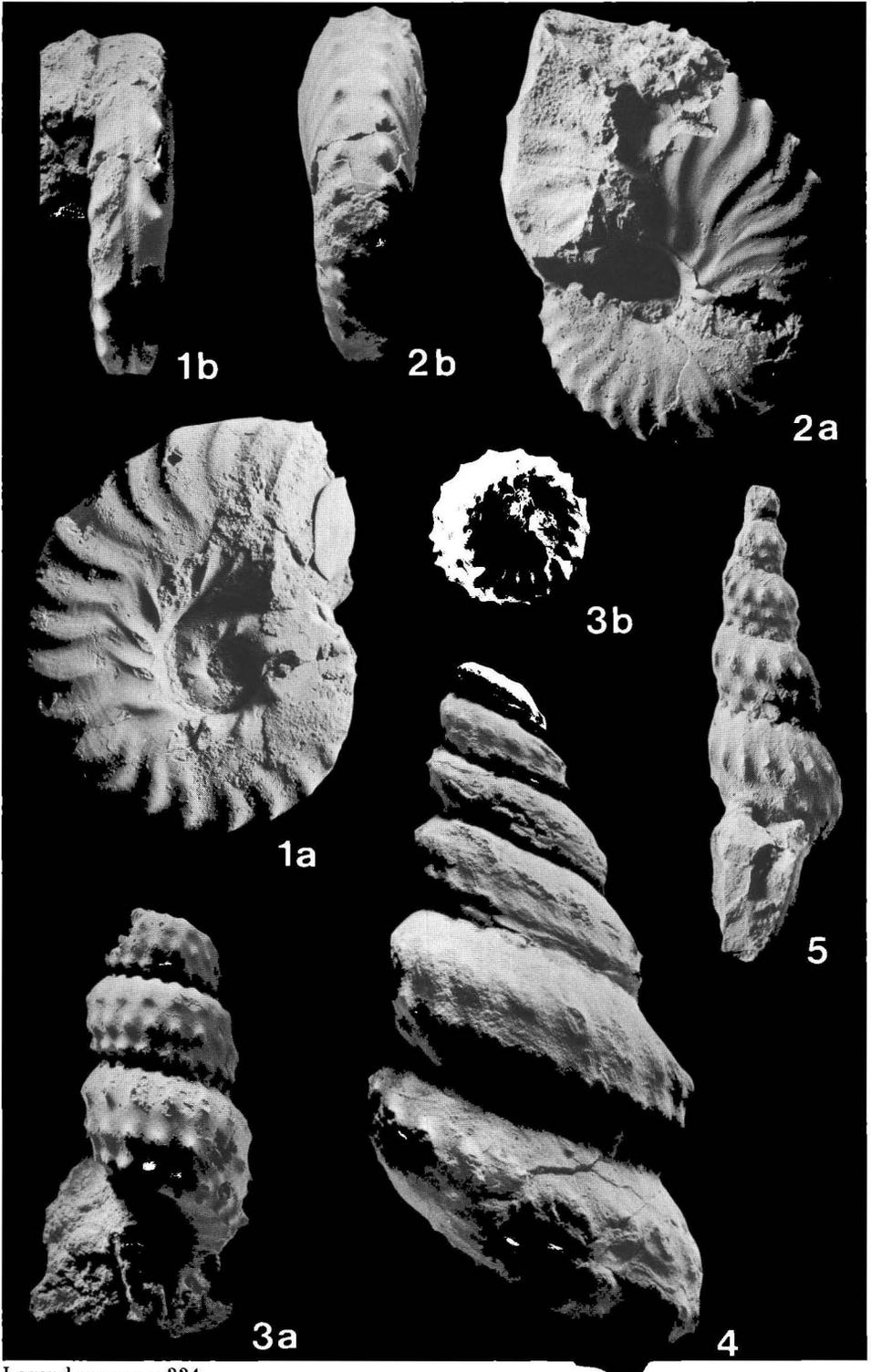
Literatur

- BASSE, E. (1960): Rapport II. Le domaine d'influence boréale. — C. R. 84e Congr. Soc. Savantes Paris et Départm., Dijon 1959, Sect. Sci., Sous-sect. Géol., 799–814; Paris.
- BRÄUTIGAM, F. (1962): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Cenomans und Turons im nordwestlichen Harzvorland. — Diss. TH Braunschweig, 261 S., 21 Taf., 16 Anl.; Braunschweig.
- COLLIGNON, M. (1964): Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Ammonites). Fasc. XI (Cénomaniens). — Serv. Géol. Républ. Malgache, 152 S., Taf. 318–375; Tananarive.
- DACQUÉ, E. (1939): Die Fauna der Regensburg-Kelheimer Oberkreide. — Abh. bayer. Akad. Wiss., (N. F.) 45: 1–218, 17 Taf.; München.
- HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J., & KLAUMANN, H. (1972): Ammonites from the transgressive Cretaceous on the Rhenish Massif, Germany. — *Palaeontology*, 15: 445–449, 1 Abb., Taf. 81; London.
- HISS, M. (1982): Ammoniten des Cenomans vom Südrand der westfälischen Kreide zwischen Unna und Möhnesee. — *Paläont. Z.*, 56: 177–208, 9 Abb.; Stuttgart.
- IMMEL, H. (1979): Cenoman-Ammoniten aus den Losensteiner Schichten der Bayerischen Alpen. — In WIEDMANN, J. (Hrsg.), *Aspekte der Kreide Europas*, IUGS Ser. A, 6: 607–644, 1 Abb., 5 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- IMMEL, H., ROCHOW, H. v., & WEIDICH, K. F. (1981): Erste Ammoniten-Funde aus dem oberen Cenoman und Turon der Nördlichen Kalkalpen und ihre paläogeographische Bedeutung. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1981 (8): 463–474, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- JUIGNET, P., & KENNEDY, W. J. (1976): Faunes d'Ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomaniens du nord-ouest de la France (Normandie) et du sud de l'Angleterre. — *Bull. trimestr. Soc. géol. Normandie*, 63 (2): 156 S., 23 Abb., 34 Taf.; Le Havre.
- KAPLAN, U., & SCHMID, F. (1983): Der Großammonit *Pachydesmoceras denisonianum* (STOL.) und die Feinstratigraphie des hohen Ober-Cenoman im Hesseltal bei Halle in Westfalen (NW-Deutschland). — *Veröff. Naturkde. Mus. Bielefeld*, 5: 20 S., 19 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- KAUFFMAN, E. G. (1978): British Middle Cretaceous inoceramid biostratigraphy. — *Ann. Mus. Hist. nat. Nice*, 4, IV.1–IV.9, 2 Abb.; Nice.
- KELLER, S. (1982): Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman – Unter-Coniac). Lithologie, Biostratigraphie und Inoceramen. — *Geol. Jb.*, (A) 64: 154 S., 61 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- KENNEDY, W. J. (1971): Cenomanian ammonites from southern England. — *Spec. Pap. Palaeontology*, 8: v + 133 S., 5 Tab., 64 Taf.; London.
- KENNEDY, W. J., & HANCOCK, J. M. (1978): The Mid-Cretaceous of the United Kingdom. — *Ann. Mus. Hist. nat. Nice*, 4: V.1–V.42, 10 Abb., 4 Tab., 30 Taf.; Nice.
- LEHMANN, R. (1963): Etude des Globotruncanidés du Crétacé supérieur de la province de Tafaya (Maroc occidental). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 21: 133–159, 3 Abb., 10 Taf.; Rabat.
- LOMMERZHEIM, A. (1976): Zur Paläontologie, Fazies, Paläogeographie und Stratigraphie der turonen Grünsande (Oberkreide) im Raum Mülheim/Broich/Speldorf (Westfalen) mit einer Beschreibung der Cephalopodenfauna. — *Decheniana*, 129: 197–243, 12 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Bonn.
- MARCINOWSKI, R. (1974): The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. — *Acta geol. polon.*, 24: 117–217, 31 Abb., 34 Taf.; Warszawa.
- MATSUMOTO, T., & SARKAR, S. S. (1966): *Utaturiceras vicinale* (Stoliczka) from Southern India. — *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, (D. Geol.), 17: 297–309, 7 Abb., Taf. 32, 33; Fukuoka.

- MEYER, TH. (1982): Die Geologie der Oberkreidevorkommen in der Hilsmulde bei Kaierde: Schichtaufbau, Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse. — Unveröff. Dipl.-Arb. TU Hannover, 91 S., 26 Abb., 2 Krtn.; Hannover.
- NIEDERMEIER, G. (1969): Feinstratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Teutoburger Waldes. Teil 2. — Münster. Forsch. Geol. Paläont., 14: 125–158, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 10, 11; Münster/Westf.
- PORTHAULT, B., THOMEL, G., & VILLOUTREYS, O. DE (1967): Etude biostratigraphique du Cénomaniens du bassin supérieur de l'Estéron (Alpes-Maritimes). Le problème de la limite Cénomaniens-Turonien dans le Sud-Est de la France. — Bull. Soc. géol. France, (7) 8: 423–439, 2 Tab., Taf. 8–11; Paris.
- ROBASZYNSKI, F., & CARON, M. (1979): Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). 1ère partie. — Cahiers Micropaléont., 1979 (1): 185 S., 11 Abb., 4 Tab., 39 Taf.; Paris.
- ROBASZYNSKI, F., et al. (1980): Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques: Foraminifères, Nannoplancton, Dinoflagellés et Macrofaunes. — Rev. Micropaléontol., 22: 195–321, 28 Abb., 20 Taf.; Paris.
- ROBASZYNSKI, F., et al. (1982): Le Turonien de la région-type: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. — Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 6: 119–186, 24 Abb., 18 Taf.; Pau.
- SCHLÜTER, CL. (1871–1876): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. — Palaeontogr., 21: 1–24, Taf. 1–8 (1871); 21: 25–120, Taf. 9–35 (1872); 24: 123–264, Taf. 36–55 (1876); Cassel. — (1877): Kreide-Bivalven. Zur Gattung *Inoceramus*. — Ibidem, 24: 249–288, Taf. 36–39; Cassel.
- SCHOLZ, G. (1973): Sur l'âge de la faune d'Ammonites au Château près de St.-Martin-en-Vercors (Drôme) et quelques considérations sur l'évolution des Turrilitidés et des Hoplitidés vracono-cénomaniens. — Géol. Alpine, 49: 119–129, 1 Taf.; Grenoble.
- (1979): Vracon-Ammoniten (Oberalb, dispar-Zone) aus dem Flammenmergel von Salzgitte. — In WIEDMANN, J. (Hrsg.), Aspekte der Kreide Europas, IUGS Ser. A, 6: 589–606, 3 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.
- SLITER, W. V. (1976): Cretaceous foraminifers from the southwestern Atlantic Ocean, Leg 36, Deep Sea Drilling Project. — In BARKER, P. F., DALZIEL, I. W. D., et al., Initial Reports of DSDP, 36: 519–537, 17 Abb., 14 Taf.; Washington D. C. (U. S. Governm. Print. Off.).
- SPATH, L. F. (1926): On the zones of the Cenomanian and the uppermost Albian. — Proc. Geol. Assoc. London, 37: 420–432; London.
- THOMEL, G. (1972): Les Acanthoceratidae cénomaniens des Chaînes Subalpines méridionales. — Mém. Soc. géol. France, (N. S.) 51: 204 S., 4 Abb., 4 Ktn., 88 Taf.; Paris.
- TILLMANN, H. (1964): B. Schichtstufenland Nordbayerns. IV. Kreide. — In NATHAN, H. (Hrsg.), Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. 2. Aufl., 141–161, Abb. 24–27, Tab. 8–11; München (Bayer. Geol. LA).
- TRÖGER, K. A. (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). Teil 1: Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans bis Turons Mitteleuropas. — Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol., 12: 13–207, 31 Abb., 14 Taf., 43 Anl.; Dresden.
- (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. — Newsl. Stratigr., 9 (3): 139–156, 8 Abb.; Berlin-Stuttgart.
- WEISS, W. (1982): Planktonische Foraminiferen aus dem Cenoman und Turon von Nordwest- und Süddeutschland. — Palaeontogr., (A) 178: 49–108, 9 Abb., 6 Taf.; Stuttgart.

- WIEDMANN, J. (1960): Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. — C. R. 84e Congr. Soc. Savantes Paris et Départm., Dijon 1959, Sect. Sci., Sous-sect. Géol., 709–764, 16 Abb., 8 Taf.; Paris.
- (1969): The heteromorphs and ammonoid extinction. — *Biol. Rev.*, 44: 563–602, 23 Abb., 3 Taf.; Cambridge.
 - (1976): Geo- und hydrodynamische Prozesse im Schelfbereich in ihrer Auswirkung auf mesozoische Fossil-Vergesellschaftungen. — *Zbl. Geol. Paläont. Teil II*, 1976 (5/6): 424–439, 13 Abb.; Stuttgart.
 - (1979): Die Ammoniten der NW-deutschen, Regensburger und Ostalpinen Oberkreide im Vergleich mit den Oberkreidefaunen des westlichen Mediterrangebiets. In WIEDMANN, J. (Hrsg.), *Aspekte der Kreide Europas*, IUGS Ser. A, 6: 335–350, 6 Tab.; Stuttgart.
 - (1980): Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord). — *Cuadernos Geol. ibér.*, 5: 125–240, 24 Abb., 12 Taf.; Madrid.
 - (1982): Grundzüge der kretazischen Subsidenz-Entwicklung im Südatlantik, in Marokko, Nordspanien und im Helvetikum. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 165: 5–31, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
 - (im Druck): North Temperate biotas in the West Mediterranean part of the Tethyan Realm. In HATTIN, D. F., & KAUFFMAN, E. G. (Edts.), *Marine Cretaceous of the North Temperate Realm*; Stroudsburg PA.
- WIEDMANN, J., BUTT, A., & EINSELE, G. (1978): Vergleich von marokkanischen Kreide-Küstenaufschlüssen und Tiefseebohrungen (DSDP): Stratigraphie, Paläoenvironment und Subsidenz an einem passiven Kontinentalrand. — *Geol. Rdsch.*, 67: 454–508, 19 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- WIEDMANN, J., & KAUFFMAN, E. G. (1978): Mid-Cretaceous biostratigraphy of northern Spain. — *Ann. Mus. Hist. nat. Nice*, 4: III.1–III.22, 2 Abb., 1 Tab., 12 Taf.; Nice.
- WIEDMANN, J., REITNER, J., ENGESER, TH., & SCHWENTKE, W. (1983): Plattentektonik, Fazies- und Subsidenzgeschichte des basko-kantabrischen Kontinentalrandes während Kreide und Alttertiär. — *Zitteliana*, 10: 207–244, 18 Abb., 1 Tab.; München.
- WIEDMANN, J., & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. — In WIEDMANN, J. (Hrsg.), *Aspekte der Kreide Europas*, IUGS Ser. A, 6: 645–680, 10 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.

Zum Druck eingereicht am 8. 3. 1983.



Legend see page 334

Tafel 1

Zone des Hypoturrites carcitanensis/Utaturiceras vicinale

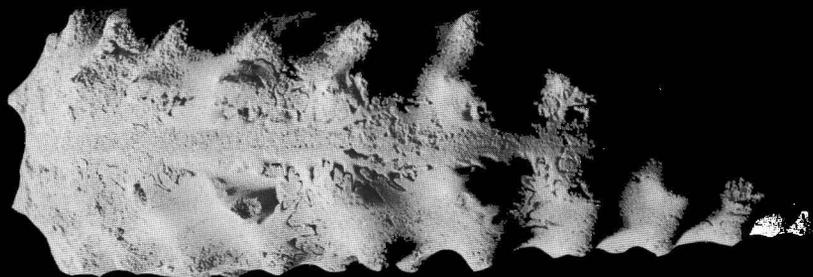
- Fig. 1. *Hyphoplites (Discohoplites) posttransitorius* WIEDMANN & SCHNEIDER
Holotyp, GPIT 1556/3 (vgl. WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979, Taf. 5, Fig. 2)
Cenoman-Basis, Kassenberg b. Mülheim-Broich
a: Lateral-, b: Ventralansicht. 2/1.
- Fig. 2. *Utaturiceras vicinale* (STOLICZKA)
Hypotypoid, RME A 886 (vgl. WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979, Taf. 10, Fig. 2)
Cenoman-Basis, Kassenberg b. Mülheim-Broich
a: Lateral-, b: Ventralansicht. 2/1.
- Fig. 3. *Hypoturrites promantelli* WIEDMANN & SCHNEIDER
Holotyp, GPIT 1556/2 (vgl. WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979, Taf. 4, Fig. 7)
Cenoman-Basis, Kassenberg b. Mülheim-Broich
a: Lateral-, b: Apikalansicht. 1/1.
- Fig. 4. *Mariella cenomanensis* (SCHLÜTER)
Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.564
Ascheloh, Fossilbank
Lateralansicht. 1/1.
- Fig. 5. *Mariella essenensis* (GEINITZ)
Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.565
Ascheloh, Fossilbank
Lateralansicht. 1/1.

Tafel 2

Zone des Hypoturrites carcitanensis/Utaturiceras vicinale

- Fig. 1. *Sharpeiceras schlueteri* HYATT
Hypotypoid, GPIM B 6.751
Essener Grünsand, Essen
a: Lateral-, b: Frontal-, c: Ventralansicht. 1/1.

1c



1a



1b



Tafel 3

Zone des *Mantelliceras saxbii*

Fig. 1. *Hyphoplites (Hyphoplites) falcatus* (MANTELL)

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.566

Steinbruch Müller b. Künsebeck, Schicht 94–96

Lateralansicht. 1/1.

Fig. 2. *Mantelliceras saxbii* (SHARPE)

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.562

Rheine-Waldhügel

Lateralansicht. 1/1.

Fig. 3. Desgl.

Hypotypoid, Slg. SCHNEIDER Nr. 233 (vgl. WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979, Taf. 10, Fig. 3)

Cenoman-Basis (Carcitanensis-Zone), Kassenberg b. Mülheim-Broich

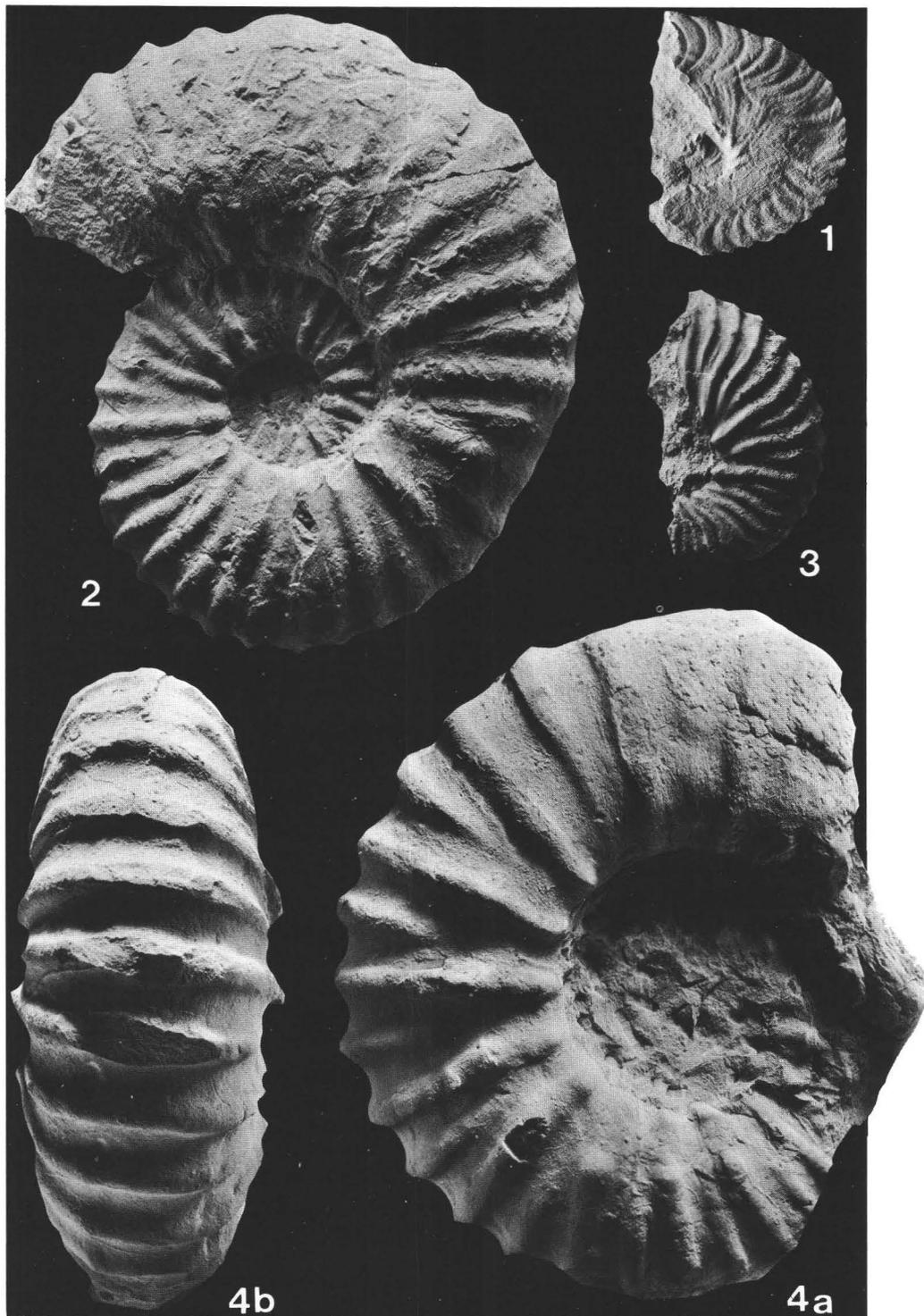
Lateralansicht. 1/1.

Fig. 4. *Mantelliceras cantianum* SPATH

Hypotypoid, GPIM B 6.755

Wahrscheinlich Saxbii-Zone, Rheine

a: Lateral-, b: Ventralansicht. 2/3.



Tafel 4

Untercenoman, insbesondere Zone des *Mantelliceras dixonii*

Fig. 1. *Schloenbachia varians varians* (J. SOWERBY)

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.563

Flaserkalke der Saxbii-Zone, Rheine-Waldhügel

a: Lateral-, b: Ventralansicht. 1/1.

Fig. 2. *Mantelliceras dixonii* SPATH

Hypotypoid, GPIT 1593/1

Steinbruch Görke b. Dörenthe-Birgte, Dixoni-Zone

a: Lateral-, b: Ventralansicht. 1/1.

Fig. 3. *Acompsoceras essendiense* (SCHLÜTER)

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.567

Steinbruch Müller b. Künsebeck, Schicht 100, Dixoni-Zone

a: Lateral-, b: Frontalansicht. 1/1.

Fig. 4. *Acompsoceras sarthense* (GUERANGER)

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.568

Steinbruch Müller b. Künsebeck, Schicht 96–99, Dixoni-Zone

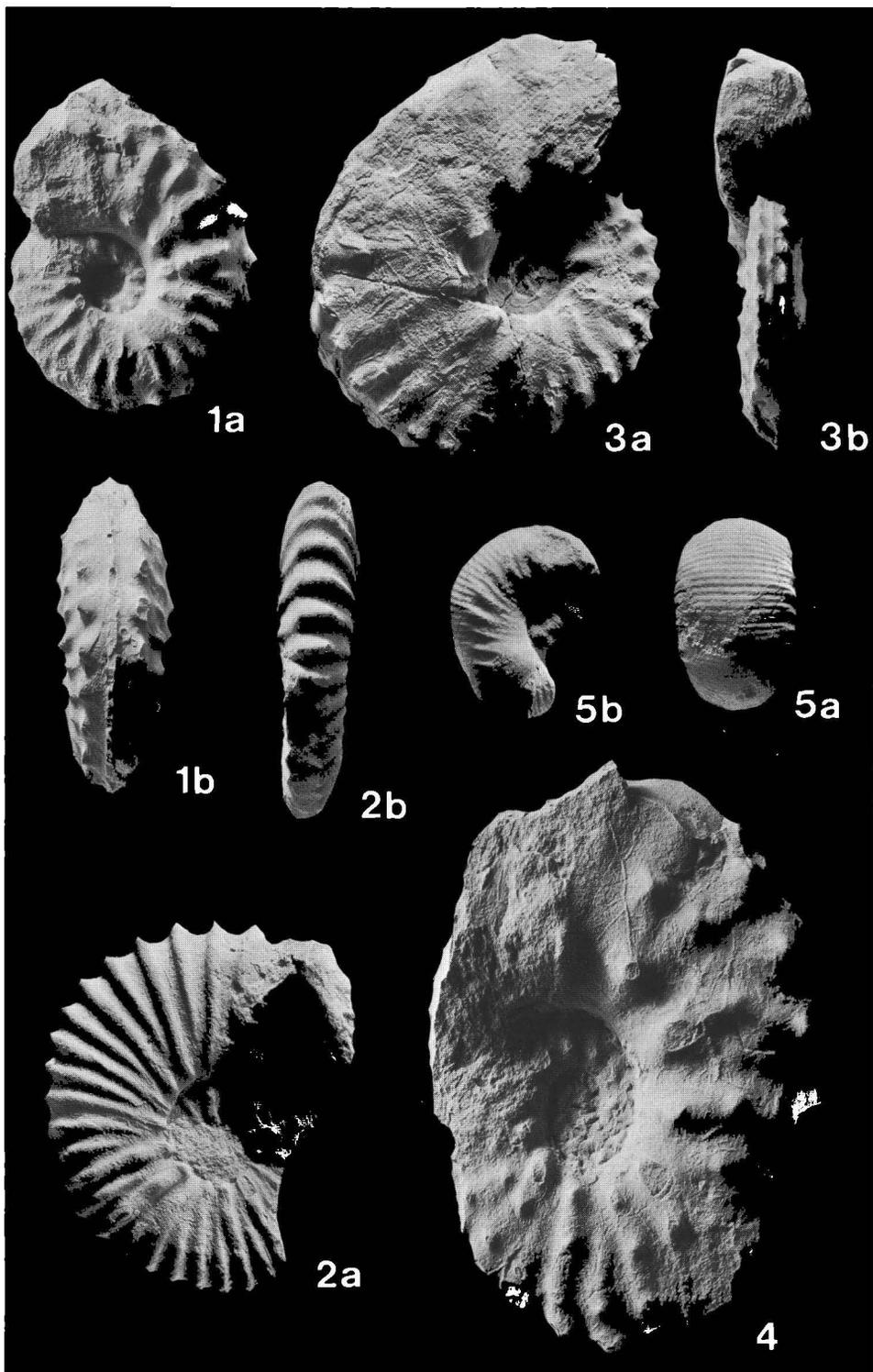
Lateralansicht. 1/1.

Fig. 5. *Scaphites obliquus* J. SOWERBY

Hypotypoid, Slg. SCHMODE Nr. 1

Glaukonitische Aufarbeitungszone des höheren Untercenoman, Unna-Frömern

a: Ventral-, b: Lateralansicht. 1/1.



Tafel 5

Mittelcenoman, insbesondere Zone des *Turrilites costatus*

Fig. 1. *Euomphaloceras inerme* (PERVINQUIERE)

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.569

Costatus-Zone, Rheine-Waldhügel

a: Lateral-, b: Ventralansicht. 1/1.

Fig. 2. *Sciponoceras baculoide* (MANTELL)

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.570

Acutus-Zone, Steinbruch Breckweg b. Rheine-Thieberg

Lateralansicht. 1/1.

Fig. 3. *Turrilites costatus* LAMARCK (Übergang zu *T. scheuchzerianus* Bosc)

Hypotypoid, GPIT 1593/2

Costatus-Zone, Steinbr. Görke b. Dörenthe-Birgte, Bank 48–63

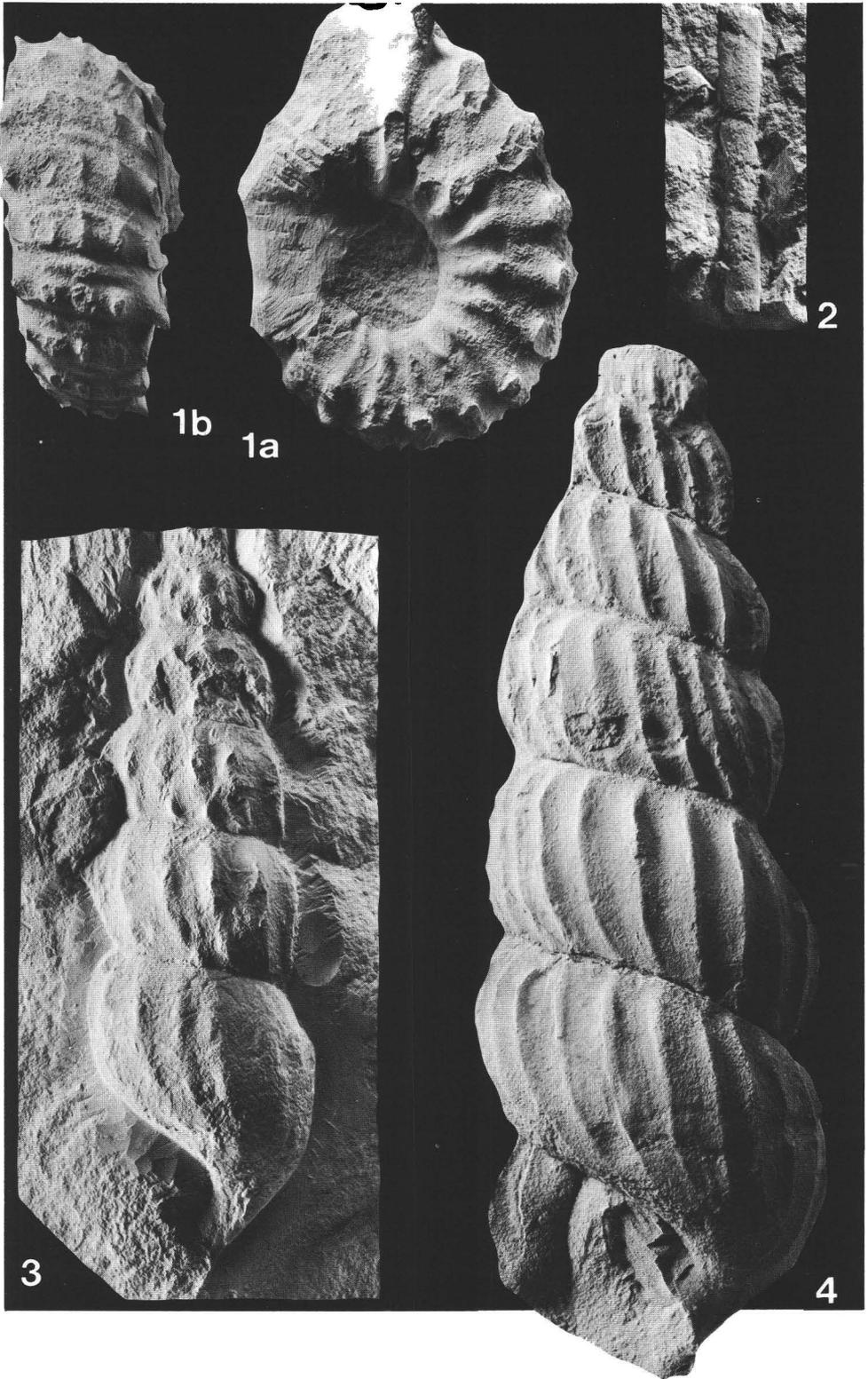
Lateralansicht. 1/1.

Fig. 4. *Turrilites scheuchzerianus* Bosc

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.561

Costatus-Zone, Steinbr. Müller b. Künsebeck

Lateralansicht. 1/1.



Tafel 6

Mittelcenoman, Zonen des *Turrilites acutus* u. *Acanthoceras jukesbrownei*

Fig. 1. *Acanthoceras rhotomagense rhotomagense* (BRONGNIART)

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.578

Tiefe Acutus-Zone, Rheine-Waldhügel

a: Lateral-, b: Ventralansicht. 1/1.

Fig. 2. *Acanthoceras jukesbrownei* (SPATH)

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.560

Jukesbrownei-Zone, Steinbr. Schmitz b. Schwaney, Austernlage

a: Lateral-, b: Ventralansicht. 1/2.



Tafel 7

Oberes Mittelcenoman und Obercenoman

Fig. 1. *Pachydesmoceras denisonianum* (STOLICZKA)

Hypotypoid, NMB 1979/1 (Leg. Radewagen)

Zone des *Actinocamax plenus* & *Metoicoceras geslinianum*, oberer Teil, Steinbr. W. Dieckmann, Hesseltal

Lateralansicht. 1/5.

Fig. 2. *Calycoceras newboldi planecostatum* (KOSSMAT)

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.571

Jukesbrownei-Zone, Steinbr. Breckweg b. Rheine-Thieberg, Austernlage

a: Lateral-, b: Ventralansicht. 1/1.

Fig. 3. *Metoicoceras geslinianum* (D'ORBIGNY)

Hypotypoid, Slg. SCHNEIDER Nr. 232 (vgl. WIEDMANN & SCHNEIDER, 1979, Taf. 10, Fig. 6)

Plenus-Geslinianum-Zone, Kassenberg b. Mülheim-Broich

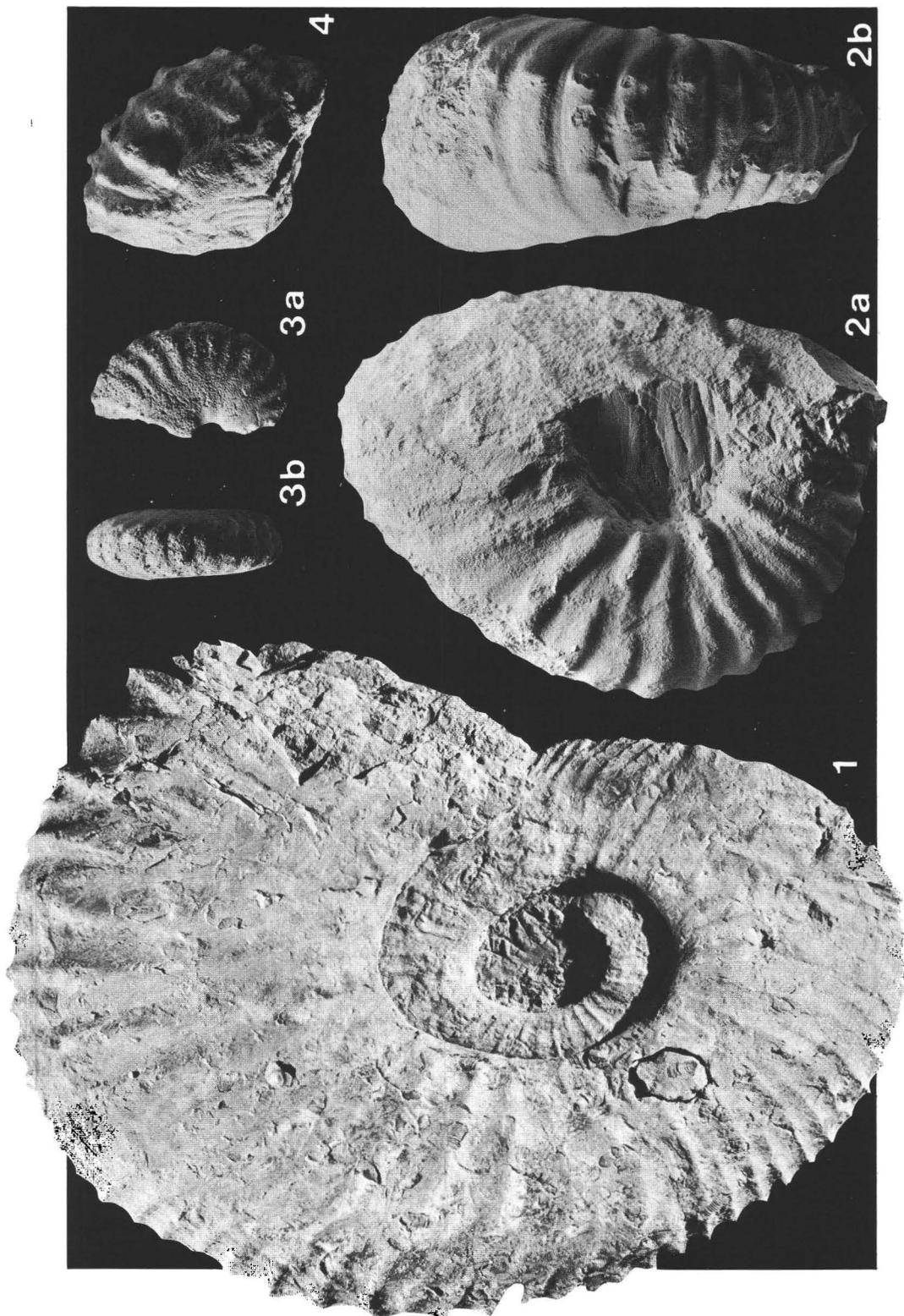
a: Lateral-, b: Ventralansicht. 1/1.

Fig. 4. *Lotzeites* cf. *lotzei* WIEDMANN

Fragliches Hypotypoid, GPIM B 6.746

Zone des *Calycoceras naviculare*, Oeding.

Lateralansicht. 1/1.



Tafel 8

Cenoman-Inoceramen. Alle Fig. nat. Gr.

Fig. 1. *Inoceramus pictus neocaledonicus* JEANNET

Hypotypoid, NLF B kc 73

Obercenoman, Grafelde, Schicht Gra I 22

Rechte Klappe

Fig. 2. *Inoceramus atlanticus* (HEINZ)

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.572

Jukesbrownei-Zone, Steinbr. Breckweg b. Rheine-Thieberg

Linke Klappe

Fig. 3. *Inoceramus virgatus virgatus* SCHLÜTER

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.573

Saxbii-Zone, Rheine-Waldhügel

Linke Klappe

Fig. 4. Desgl.

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.574

Saxbii-Zone, Rheine-Waldhügel

a: Linke Klappe, b: Wirbelregion

Fig. 5. *Inoceramus pictus bohemicus* LEONHARD

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.575

Mittl. Plenus-Geslinianum-Zone, Schicht 151, Rheine-Waldhügel

Rechte Klappe

Fig. 6. *Inoceramus crippsi hoppenstedtensis* TRÖGER

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.576

Unt. Saxbii-Zone, Rheine-Waldhügel

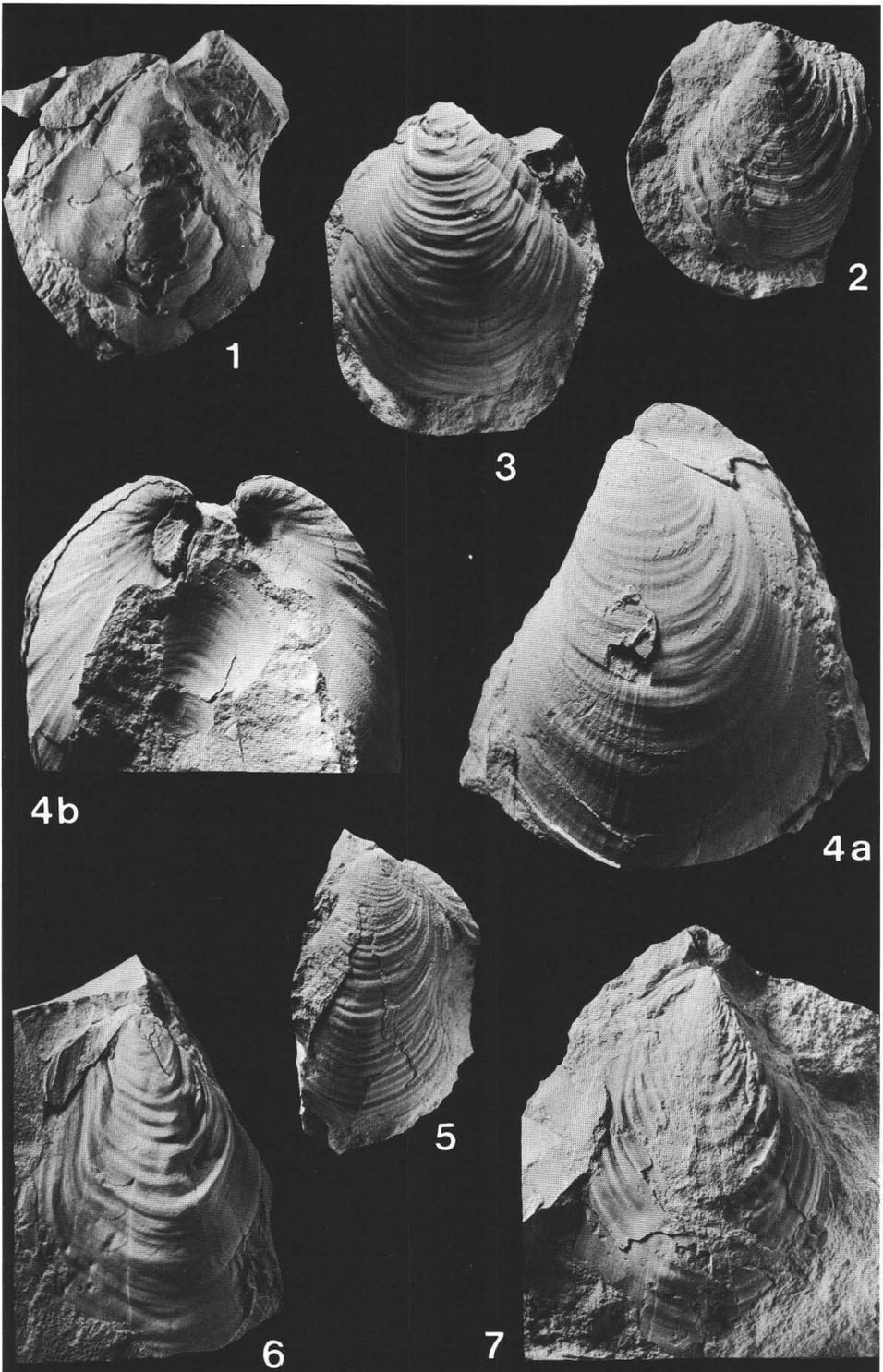
Linke Klappe

Fig. 7. *Inoceramus schoendorfi* HEINZ

Hypotypoid, Slg. KAPLAN, GPIM B 6.577

Costatus-Zone, Rheine-Waldhügel

Rechte Klappe



Referenzprofile des Cenoman und Unterturon im südlichen Ruhrgebiet

Reference sections of the Cenomanian and Lower Turonian of the Southern Ruhr district

Von M. J. KAEVER*)

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung. Diskordant über variszisch gefaltetem Karbon lagert in Bochum, südliches Ruhrgebiet, marine mittlere Kreide. Die kretazische Schichtenfolge setzt mit grobklastischen Sedimenten ein, die je nach paläogeographischer Lage verschiedenen Niveaus des tieferen Cenoman angehören können. Eine Sedimentationsunterbrechung trennt die basalen Schichten von mittlerem und höherem Cenoman, das in glaukonitsandiger und mergeliger Fazies ausgebildet ist. Die Glaukonitführung nimmt zugunsten eines höheren Karbonatgehaltes zum Hangenden hin ab. Nach einem erneuten Hiatus mit Hartgrundbildung am Ende des Cenomans folgen *labiatus*-Schichten, deren stark glaukonitische Basis kontinuierlich in glaukonitarmer Ton- und Kalkmergel übergehen.

Die Faunen, vorwiegend Foraminiferen, gestatten eine biostratigraphische Gliederung der Schichtenfolge. Die Zonen- und Subzonen-Grenzen können nicht immer genau erfaßt werden, da häufig Leitfossilien faziesbedingt zurücktreten.

Abstract. The marine Middle Cretaceous discordantly overlies folded Variscian Carboniferous at Bochum, southern Ruhr District. The Cretaceous sequence begins with coarsely clastic sediments which, depending on the paleogeographical position, may belong to different levels of the Lower Cenomanian. A hiatus separates the basal beds of the middle and upper Cenomanian, thus displaying glauconitic sandy and marly facies. In the direction of the overlying units the glauconite decreases in favour of a higher carbonate content. A further hiatus with hardground formation at the end of the Cenomanian is followed by *labiatus* beds. The strongly glauconitic base of the beds continuously passes into clay marl and calcareous marl with a poor glauconite content.

Beitrag zum IGCP-Projekt „Mid-Cretaceous Events“, nationale Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft, Beitrag Nr. 21 der Arbeitsgruppe Münster.

*) Adresse: Prof. Dr. M. J. KAEVER, Geologisch-Paläontologisches Institut, Corrensstraße 24, D-4400 Münster.

The faunas, consisting mainly of foraminifera, allow a biostratigraphical subdivision of the sequence. Not always can both, zonal and subzonal boundaries be registered, because index fossils are frequently absent depending on the facies.

1. Einleitung

Wie am gesamten Südrand der Münsterschen Kreidebucht, bildet auch im Stadtgebiet von Bochum das Karbon den tieferen Untergrund. Die Schichtenfolge setzt sich aus Konglomeraten, Sandsteinen, Sandschiefer, Tonsteinen und Kohle zusammen. Dieses Grundgebirge ist variszisch gefaltet. Großsättel und Großmulden mit Spezialfalten mehrerer Ordnungen werden durch Auf- bzw. Überschiebungen, Abschiebungen und Blattverschiebungen kompliziert gestaltet. Die Faltenachsen streichen vorwiegend um ENE-WSW. Senkrecht bis diagonal zu diesen Strukturen verlaufende Querstörungen zerlegen das variszische Gebirge, das insgesamt mit etwa 2–7 Grad nach N abtaucht, in Horste und Gräben.

Während einer bis zur mittleren Kreide anhaltenden Landphase – die hier nach bisheriger Kenntnis, entgegen den Verhältnissen im westlichen Münsterland, nicht durch zeitweilige Überflutung unterbrochen wurde – ist das Gebiet zu einer Fastebene nivelliert worden. Als Folge unterschiedlicher Härte der Karbonsedimente verblieb jedoch ein Relief, das die variszischen Strukturen sowie die Bruchtektonik nachzeichnet. Wahrscheinlich mehr oder weniger langgestreckte, variszisch ausgerichtete Täler und zum Teil klippenartige Erhebungen müssen diese mesozoische Landschaft geprägt haben, wobei, der Faltungsintensität entsprechend, die Morphologie nach Norden hin – außerhalb des hier betrachteten Raumes von Bochum – langweilliger und gleichmäßiger gewesen sein mag.

Mit der austrischen Inversion, bei der das Münstersche Hochland gegenüber dem Niedersächsischen Becken abgesenkt wurde, setzt vom Alb an die mittelkretazische Transgression ein. Der Raum Bochum wird hiervon im tiefen Cenoman erreicht. Diskordant über dem Karbon werden oberkretazische Sedimente abgelagert, wobei die ausgeprägte Morphologie der Transgressionsfläche Fazies und Mächtigkeit der basalen Kreideschichten beeinflusst.

Die Sedimente des ursprünglich über Bochum hinaus weiter nach S vorgedrungenen Kreidemeeres unterlagen späterhin der Erosion. Die Abtragung wurde begünstigt durch das Einfallen der Schichten mit 1 bis 4 Grad nach N, eine Folge postturooner Einmuldung. Die heutige südliche Verbreitung kretazischer Sedimente ist daher eine Erosionsgrenze, sie verläuft etwa in W-E Richtung durch das Stadtgebiet von Bochum.

2. Schichtenfolge und Paläogeographie

Da das Meer erst die tiefer liegenden Senken und späterhin bei fortschreitender Transgression in zunehmendem Maße die Hochlagen einnahm, sind die Cenomanmächtigkeiten unterschiedlich und abhängig von der jeweiligen paläogeographi-

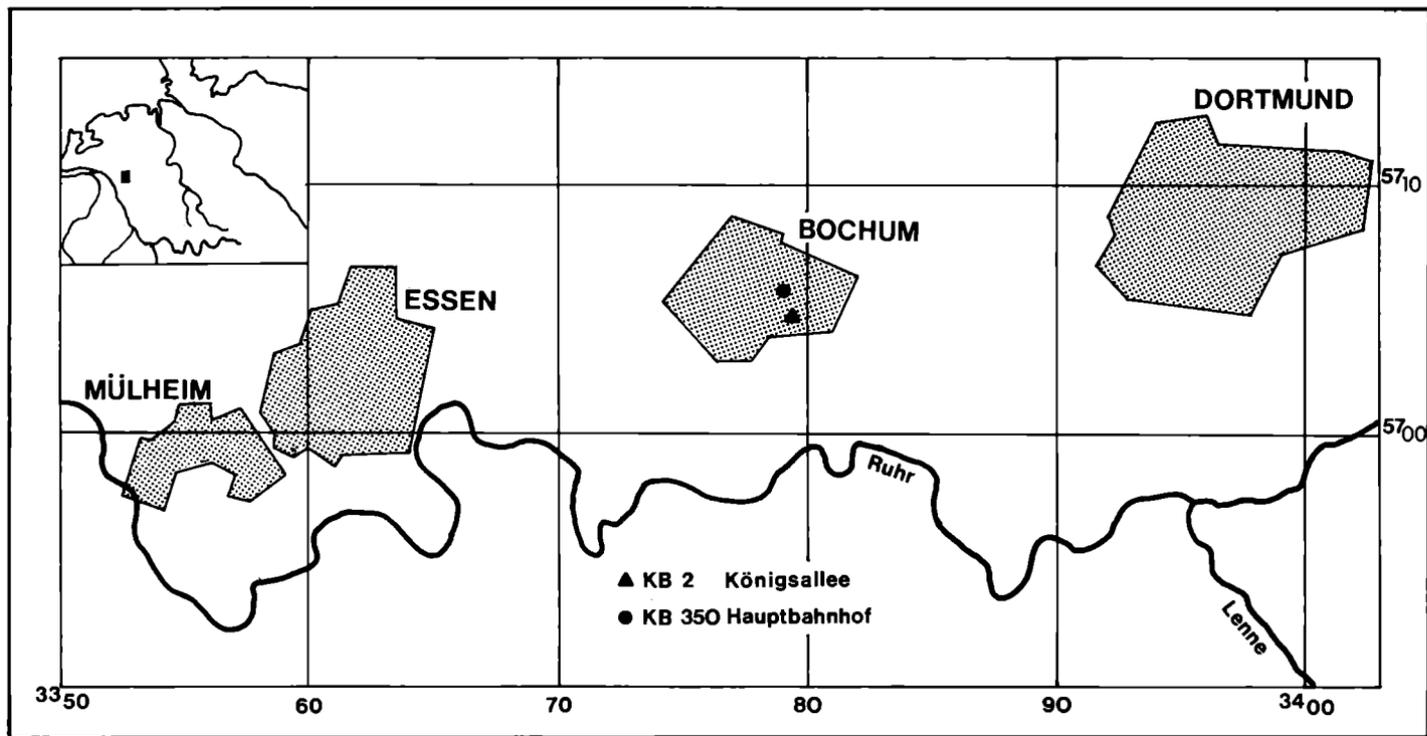


Abb. 1. Lage der Referenzprofile am südwestlichen Rand des Münsterschen Kreidebeckens.

schen Lage. Auch die lithologische Ausbildung ist sowohl horizontalen als auch vertikalen Schwankungen unterworfen. Dies ist auch der Grund für die bisherige unterschiedliche Schichtenbezeichnung. Nachfolgend werden weitgehend die von A. KREBBER (1980) benutzten Bezeichnungen sowie zum Teil auch die lithologische Gesteinsansprache übernommen.

Die cenomane Schichtenfolge, die in Bochum mehr oder weniger stark Glaukonit-führend ist und als Essener Grünsand i. w. S. bezeichnet wird, setzt mit einer maximal 1 m mächtigen konglomeratischen **Basallage** ein. Dieses Schichtenglied ist vorwiegend an tiefere Lagen gebunden; auf Klippen fehlt es in der Regel (das ursprüngliche prätransgressive Relief ist in Bochum jedoch lokal durch Bergsenkung im Gefolge des Kohleabbaus verfälscht). In einer dunkelgrauen bis dunkelbraunen schluffig-tonigen oder sandigen Matrix führt das Gestein schlecht sortierte Karbongerölle mit Durchmessern bis zu mehreren cm. Die Komponenten sind nicht oder nur schwach kantengerundet und entstammen den benachbarten klippenartigen Hochlagen. Phosphoritknollen und auch wohl die Glaukonite sind weitgehend synsedimentäre Umlagerungen. Die Basallage entspricht dem unteren Abschnitt des Strandkonglomerates bzw. Toneisensteinkonglomerates nach R. BÄRTLING (1911, 1924) und dem tieferen Transgressionskonglomerat nach P. KUKUK (1938).

Transgressiv auf Karbon oder konkordant zur Basallage wird das lithologisch-heterogene **Toneisensteinkonglomerat** angetroffen. Die Matrix dieses Konglomerates ist vorwiegend tonig bis feinsiltig, schlieriger Matrixglaukonit ist nicht selten. Der schwache Karbonatgehalt ist vermutlich auf Fossilschutt zurückzuführen. Die Komponenten, limonitisierte Tonsteine, untergeordnet auch Sand- oder Siltsteine im Fein- bis Mittelkiesbereich stammen aus dem Karbon, sie sind schlecht bis mäßig sortiert, kantig bis kantengerundet. Besser sortiert sind Quarze sowie bräunliche Glaukonitpellets, die in Feinsandfraktion vorliegen. Generell kann zum Hangenden hin eine Verbesserung der Sortierung sowie eine Zunahme von Quarz und Glaukonit auf Kosten der Toneisenstein- und Sandsteinkomponenten beobachtet werden. Die Schicht wird bis zu 1 m mächtig. Fazielle Vertretungen können sowohl in der Zusammensetzung der Matrix als auch der Komponenten Unterschiede aufweisen; das Bild der Normalfazies wird hierdurch jedoch nicht grundsätzlich geändert. Dem Toneisensteinkonglomerat entsprechen die höheren Lagen des Strandkonglomerates und des Toneisensteinkonglomerates von R. BÄRTLING (1911, 1924) sowie dem höheren Teil des Transgressionskonglomerates, dem Brauneisensteinkonglomerat und dem Toneisensteinkonglomerat von P. KUKUK (1938).

Mit scharfer Grenze folgt der **Essener Grünsand i. e. S.**, der maximal 5–6 m Mächtigkeit erreichen kann. Es ist ein stark glaukonitischer Fein- bis Mittelsandmergel, in dem die vorwiegend hellgrünen Glaukonite gut sortiert sind. Umgelagerte zerbrochene Glaukonitpellets sind vorzugsweise bräunlich gefärbt.

In unterschiedlicher Verteilung finden sich im Essener Grünsand auch noch Gerölle des Karbons. Diese sind, wie auch die feinkiesgroßen Phosphatgerölle gut gerundet. Hierneben kommen kleinere Kalkgerölle von durchschnittlich 1 cm Größe nicht selten vor. Kalkgerölle und Phosphorknollen können im weiteren Sinne als Intraklaste angesprochen werden. Größere unregelmäßig begrenzte Kalkknollen sind wohl diagenetische Erscheinungen.

Der untere Teil des Essener Grünsandes weist eine stärkere Geröllführung und einen signifikanten Anteil brauner Glaukonit-Bruchstücke auf. Demgegenüber sind für den höheren Teil deutlich weniger Gerölle sowie eine Abnahme des Quarzgehaltes und der braunen Glaukonite zugunsten hellerer Glaukonite charakteristisch. Die Sortierung der verbliebenen Komponenten ist deutlich besser als im tieferen Abschnitt, die Grenze zwischen beiden Abschnitten ist fließend. Lokal kann sie durch eine Zone verstärkter Bioturbation angezeigt sein, was auf örtliche Sedimentationsunterbrechung oder auf reduzierte Sedimentationsgeschwindigkeit deutet.

Ob in Bochum zwischen dem Toneisensteinkonglomerat und dem Essener Grünsand i. e. S. eine markante Schichtlücke vorliegt, die, wie C. FRIEG (1980) und A. KREBBER (1980) annehmen, etwa die *dixoni*- und untere *costatus*-Subzone umfaßt und demnach mit der „Mid-Cenoman-Non-Sequence“ nach D. J. CARTER & M. B. HART (1977) zu vergleichen wäre, ist noch nicht eindeutig bewiesen. Das Vorkommen umgelagerter Klaste und aufgearbeiteter Glaukonite spricht zumindest jedoch für eine, wenn auch nur kurzzeitige, regional ausgedehnte Verflachung des Ablagerungsraumes mit möglicher Sedimentationsunterbrechung.

Zum Hangenden hin wird die Beeinflussung durch den karbonischen Untergrund immer schwächer. So weist das folgende Schichtglied, der **glaukonitische Kalkmergel**, eine nahezu gleichförmige Mächtigkeit von 2–3 m auf. Außerdem fehlen Karbongerölle weitgehend. Den Hauptanteil des Sedimentes bildet eine grauweiße mergelige Matrix, in der blaugrüne, im tieferen Teil auch vereinzelt bräunliche und gelbgrünliche Glaukonite, vorwiegend in Mittelsandfraktion angetroffen werden. An größeren Komponenten sind nur noch Phosphatgerölle und phosphorisierte Kalkgerölle sowie linsenförmige Tongerölle erwähnenswert. Die Absonderung des Gesteins wird durch eine starke Bioturbation überprägt. Der glaukonitische Kalkmergel wird von manchen Autoren auch als höherer Essener Grünsand bezeichnet. Sein hoher Karbonatgehalt und seine deutlich geringere Glaukonitführung hebt ihn jedoch klar von dem Essener Grünsand i. e. S. ab.

Ohne scharfe Grenze folgt die ca. 0,5 m mächtige **Kalkknollenbank**. Sie ist in Bochum ein stark glaukonitischer mittelsandiger Kalkmergel mit knolliger Absonderung. Die 3–4 cm großen, stärker als das umgebende Sediment kalkig verfestigten Knollen, weisen einen geringeren Glaukonitgehalt auf und sind meist von einem schmalen karbonathaltigen Ton ummantelt. Die höhere Lithifizierung sowie die starke Bioturbation und die Häufung phosphorisierte Kalkgerölle lassen vermuten, daß es sich bei der Kalkknollenbank um einen Hartgrund handelt, der eine Sedimentationsunterbrechung am Ende des Cenoman anzeigt. Ein solcher Hartgrund ist am gesamten Südrand des Münsterschen Kreidebeckens weitverbreitet. Detailliert wurde die Bank von M. HISS (1980) zwischen Unna und dem Möhnesee untersucht. Die knolligen Absonderungen weisen dort als weiteres Anzeichen für eine Sedimentationsunterbrechung Epizoen- und Epiphyten-Bewuchs auf.

Deutlich abgesetzt zum Liegenden lagert ein stark glaukonitischer Tonmergel, dessen Glaukonitführung zum Hangenden hin abnimmt. Er ist durch einen fließenden Übergang mit den fast glaukonitfreien *labiatus*-Schichten verbunden.

Der ca. 0,5–0,75 m mächtige glaukonitische Tonmergel wird auch als **Glaukonitfuß** bezeichnet. Seine stratigraphische Stellung ist nicht eindeutig. Erst mit

der Abnahme des Glaukonites und des Quarzsand-Gehaltes geht die Schichtenfolge in reine, zum Teil leicht schluffige oder sandige Ton- und Kalkmergel der typischen turonen **labiatus-Schichten** über. Ab hier tritt erstmals *Inoceramus labiatus* SCHLOTHEIM auf. Im tieferen Teil sind die Schichten vorwiegend tonmergelig mit sandhaltigen und kalkmergeligen Zwischenlagen, während im höheren Teil kalkmergelige Sedimente vor reinen und sandhaltigen Tonmergeln überwiegen. Die Hangengrenze der ca. 20 m mächtigen *labiatus*-Schichten wurde nicht aufgeschlossen.

3. Biostratigraphie

Die Foraminiferen des Cenomananteils der Schichtenfolge im Raum Bochum wurde von A. KREBBER (1980) untersucht. Ergebnisse dieser Arbeit werden im folgenden Kapitel mit herangezogen.

Die konglomeratische Basallage führt außer Bruchstücken von Austern und Schwämmen nur noch vereinzelt benthonische, fast ausschließlich sandschalige Foraminiferen. Nachgewiesen wurden u. a. *Columnella advena* (CUSHMAN), *Columnella anglica* (CUSHMAN), *Columnella d'orbigny* (REUSS) und *Gavelinella baltica* BROTZEN. Diese Schicht ist demnach in das Cenoman zu stellen, albisches Alter scheidet aus. Eine genauere Einstufung läßt die Fauna nicht zu. Aus paläogeographischen Überlegungen kann die Schicht unterschiedlichen Niveaus des unteren Cenomans angehören.

Auch das Toneisensteinkonglomerat ist diachron und in Bochum ebenfalls auf das Untercenoman, allenfalls noch auf das basale Mittelcenoman beschränkt. In den untersuchten Profilen findet sich neben den schon aus der Basallage erwähnten Sandschalern noch *Reophax hamulus* FRIEG, *Arenobulimina (Arenobulimina) preslii* (REUSS) sowie *Quinqueloculina antiqua* FRANKE, *Rotalipora appeninica* (RENZ), *Lingulogavelinella formosa* (BROTZEN) und *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN). Diese Formen lassen eine Zuordnung des Toneisensteinkonglomerates zu der *mantelli*- und/oder *rhotomagense*-Zone zu. Da die Basis des überlagernden Essener Grünsandes, obwohl diachron, in Bochum dem weitgehend tieferen Mittelcenoman (*costatus*-Subzone?) angehört, muß das liegende Konglomerat vollständig oder doch zum größten Teil in die *mantelli*-Zone gestellt werden. Welchen Anteil es hier an den einzelnen Subzonen hat, ist unbekannt.

Der mit dem scharfen lithologischen Wechsel zwischen Toneisensteinkonglomerat und Essener Grünsand i. e. S. einhergehende Faunenschnitt macht den Hiatus zwischen diesen beiden Schichtgliedern noch deutlicher. Leider geben aber die Faunen keinen Hinweis auf eine mögliche Schichtlücke, die die *dixoni*-Subzone ausfallen lassen soll, wie von FRIEG (1980) und KREBBER (1980) angenommen wird.

Die beiden Abschnitte des Essener Grünsandes i. e. S. weisen wahrscheinlich faziell bedingt unterschiedliche Faunenassoziationen auf. Im unteren Abschnitt dominieren deutlich gröbere sandschalige Foraminiferen, während im oberen diese zugunsten benthonischer Kalkschaler, seltener auch Planktoner, etwas zurücktreten. Im tieferen Abschnitt findet sich noch *Lingulogavelinella formosa* (BROTZEN). Neu hinzu kommen *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN) neben einigen Hedbergellen,

u. a. *Hedbergella amabilis* (LOEBLICH & TAPPAN) und *Hedbergella brittonensis* (LOEBLICH & TAPPAN). Das gemeinsame Vorkommen von *Lingulogavelinella formosa* (BROTZEN) mit Faunen, die erst im mittleren Cenoman einsetzen oder zumindest hier erst häufig werden, macht es wahrscheinlich, daß dieser Abschnitt, bis zum Beweis des Gegenteils, in die *costatus*-Subzone gestellt werden muß. Im höheren Abschnitt des Essener Grünsandes sind *Rotalipora deekei* (FRANKE) und *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) angetroffen worden. Diese Sedimente sind demnach ebenfalls der *rhotomagense*-Zone, im wesentlichen der *acutus*-Subzone zuzurechnen. Wo die Grenze *costatus-acutus*-Subzone genau verläuft, läßt sich mit der vorhandenen Fauna nicht entscheiden. Wahrscheinlich wird der Essener Grünsand i. e. S. nicht bis in die *jukesbrowni*-Subzone reichen, da die für dieses Niveau in Westfalen typischen Foraminiferen noch nicht vorhanden sind.

Diese können erst im glaukonitischen Kalkmergel nachgewiesen werden. Es sind vor allem *Rotalipora cushmani* (MORROW), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Gavelinella intermedia belorussica* (AKIMETZ), *Lingulogavelinella globosa* (BROTZEN), *Cibicides grobenkoi* AKIMETZ. Die Fauna verweist den glaukonitischen Kalkmergel in das höchste Mittelcenoman (*jukesbrowni*-Subzone) und Obercenoman (*naviculare*-Zone).

Die Foraminiferenfauna der Kalkknollenbank weist keinen signifikanten Unterschied zum Liegenden auf. Die Individuenzahl der aus dieser Bank isolierten Foraminiferen ist jedoch deutlich niedriger. Es ist dies die Folge der schwierigen Aufbereitung des Sedimentes und nicht der Fossilarmut. Bemerkenswert ist, daß Rotaliporen nicht bis in dieses Schichtenglied nachgewiesen werden konnten, andererseits Globotruncanen noch nicht auftreten. So kann die Kalkknollenbank, wie in den meisten Regionen am Südrand des Münsterlandes, auch in Bochum lediglich aus Analogieschlüssen der *plenus*-Subzone zugeordnet werden. Eine ausführliche Diskussion zu dieser Problematik gibt M. HISS (1980). Von biofaziellern Interesse ist noch das massenhafte Auftreten von Palinosphaeren, wengleich eine stratigraphische Aussage hiermit nicht verbunden ist.

Der am Südrand des Münsterlandes anzutreffende Faunenschnitt zwischen der Kalkknollenbank und dem überlagernden Mergel ist in Bochum nicht so markant ausgebildet, da hier zwischen der Kalkknollenbank und den Schichten mit *Inoceramus labiatus* SCHLOTHEIM eine Glaukonitmergel-Bank mit reduzierter, faziesgebundener Fauna eingeschaltet ist. Auch in dieser Bank fehlen Rotaliporen und Globotruncanen, *Inoceramus labiatus* SCHLOTHEIM tritt noch nicht auf. Die vorhandene Fauna läßt keine Entscheidung zu, ob diese Bank noch dem Cenoman oder schon dem Turon angehört. Lithologisch muß diese Bank zu den *labiatus*-Schichten gezählt werden, da sie einerseits ein Hiatus von der liegenden Kalkknollenbank trennt, andererseits durch allmähliche Reduzierung des Glaukonitgehaltes ein kontinuierlicher Übergang zu der typischen Ton/Mergel- und Kalk/Mergel-Folge der *labiatus*-Schichten vorliegt. Etwa 0,5–0,75 cm oberhalb der Basis des Glaukonitfußes setzen ziemlich unvermittelt neben *Inoceramus labiatus* SCHLOTHEIM, die typischen leitenden Foraminiferen des Turons, ein. Es sind dies *Globotruncana marginata* (REUSS), *Globotruncana* sp. aff. *imbricata* sensu KOCH und *Stensioeina* cf. *pokornyi* SCHEIBNEROVA. *Cibicides grobenkoi* AKIMETZ, *Gavelinella intermedia belorussica* (AKIMETZ) und *Gavelinella*

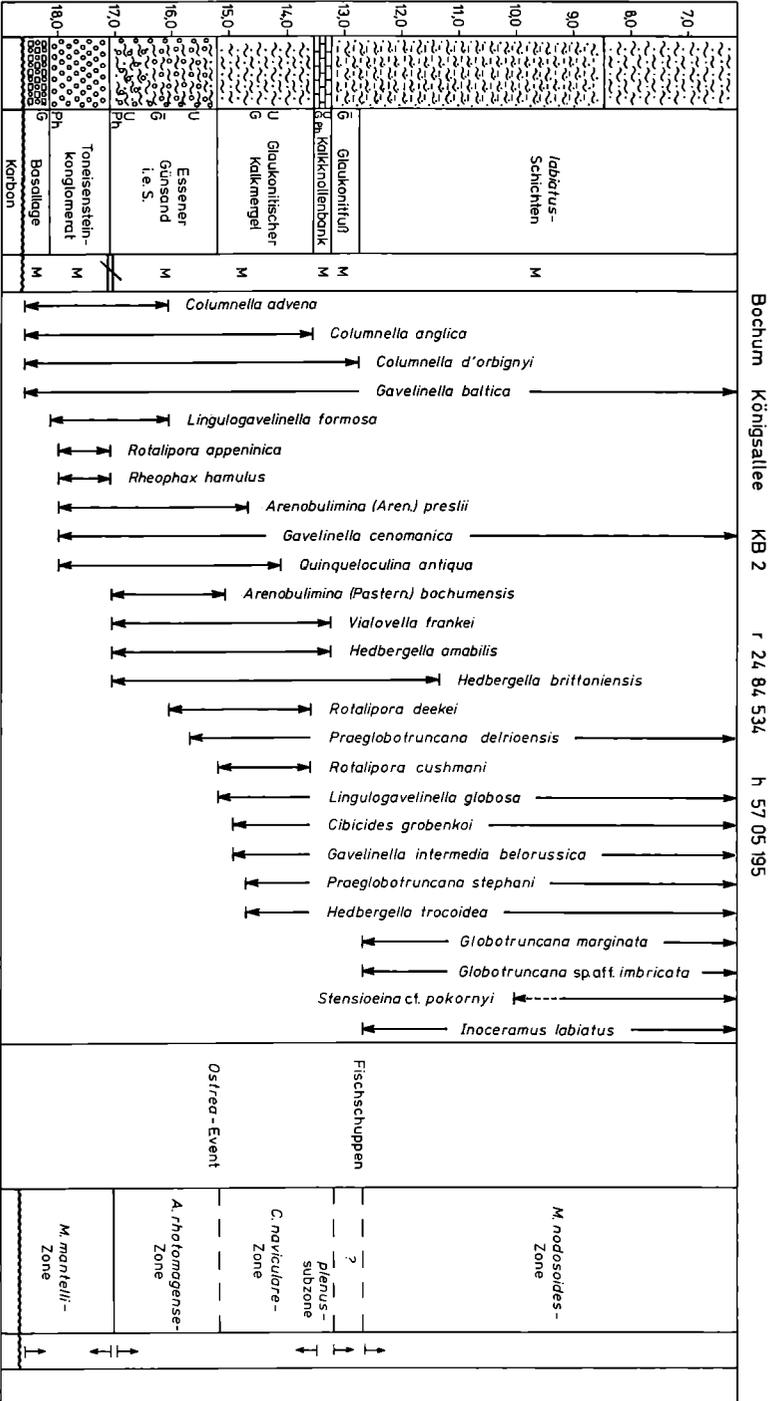


Abb. 2: Referenzprofil Bochum Königsallee mit Cenoman in vollständiger und normalmächtiger Ausbildung.

la baltica (BROTZEN) sind auf das untere Drittel dieses Schichtgliedes beschränkt. Etwas höher hinauf reicht *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN). *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) sowie *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI) sind in dem gesamten Schichtenglied nachzuweisen. Die Zuordnung der *labiatus*-Schichten zur *nodosoides*-Zone steht in Übereinstimmung mit allen bisherigen Vorstellungen.

4. Referenzprofile

In einem Städteverbundsystem baute die Stadt Bochum eine Untergrundbahn, deren etwa H-förmig angelegten Trassen nahezu parallel und senkrecht zum Streichen der transgredierenden Kreide verlaufen. Im Zuge von Baugrunduntersuchungen für dieses Projekt wurden eine große Zahl flacher Kernbohrungen niedergebracht, die Kreide oder Karbon, in vielen Fällen auch den Übergang Kreide/Karbon, durchörterten. Aus diesen Bohrungen wurden zwei Kernstrecken als Referenzprofile ausgewählt.

Das Referenzprofil Bochum, Königsstraße KB 2 schließt den Übergang Karbon/Kreide sowie das Cenoman und tiefere Turon auf. Die aus allen Schichtgliedern bestehende Folge umfaßt 12 m, von denen etwa 5 m dem Cenoman angehören, das demnach zwar keine maximale, jedoch normale Ausbildung aufweist. Die Kreide des Referenzprofils überlagert eine Tonstein/Sandstein-Wechselfolge, in der Tonsteine dominieren. Die relativ weichen Gesteine wurden stärker ausgeräumt. Es entstand auf der Karbonoberfläche ein Tal, das im Kreidemeer schon früh überflutet wurde.

Das Referenzprofil Bochum, Hauptbahnhof KB 350 schließt ca. 24,30 m Kreidesedimente sowie das oberste Karbon auf. Das gesamte Cenoman hat nur eine Mächtigkeit von 2,80 m, es lagert unmittelbar mit Essener Grünsand i. e. S. in reduzierter Mächtigkeit dem Karbon auf. Basallage und Toneisensteinkonglomerat fehlen. Das Grundgebirge besteht im Bereich dieses Profiles aus Sandsteinen und bildet eine markante Klippe, die erst im Mittelcenoman vom Meer bedeckt wurde.

Literatur

- [1] ARNOLD, H. (1964): Die Verbreitung der Oberkreidestufen im Münsterland und besonders im Ruhrgebiet. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 7: 679–690, 2 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- [2] BÄRTLING, R. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarte Bundesstaaten; Blatt Unna. — 144 S., 9 Abb., 9 Taf.; Berlin.
- [3] — (1925): Geologisches Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. — 459 S., 123 Abb.; Stuttgart.
- [4] CARTER, D. J., & HART, M. B. (1977): Aspects of mid-cretaceous stratigraphical micropaleontology. — Bull. Brit. Mus. (nat. Hist.) Geol. Ser. 29 (1), 135 S., 53 Abb., 4 Taf.; London.
- [5] FIEGE, K. (1926): Die fazielle Differenzierung des Cenoman am Südrand der rheinisch-westfälischen Kreide. — Sitz. Ber. naturhist. Ver. Rheinld. Westf. 1926: 66–103, 3 Taf.; Bonn.
- [6] FRIEG, C. (1979): Systematische, biostratigraphische und palökologische Untersuchungen an agglutinierenden Foraminiferen des Cenoman in Bochum. — Unveröff. Diss. Univ. Münster, 128 S., 13 Abb., 5 Kt., 6 Taf., 3 Tab.; Münster.

- [7] – (1980): Neue Ergebnisse zur Systematik sandschaliger Foraminiferen im Cenoman des südwestlichen Münsterlandes. – *Paläont. Z.* 54: 225–240, 3 Abb.; Stuttgart.
- [8] HISS, M. (1981): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee. – Unveröff. Diss. Univ. Münster, 337 S., 54 Abb., 13 Tab., 7 Taf., 7 Kt.; Münster.
- [9] – (1982): Lithostratigraphie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee (südöstliches Münsterland). – *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* 57: 59–136, 9 Abb., 3 Tab., 5 Kt.; Münster.
- [10] – (1983): Biostratigraphie der Kreide-Basisschichten am Haarstrang (SE-Westfalen) zwischen Unna und Möhnesee. – *Zitteliana* 10 (2. Symposium Kreide München): 43–54, 7 Abb.; München.
- [11] KOCH, W. (1977): Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. – *Geol. Jb. A* 38: 11–123, 2 Abb., 1 Tab., 17 Taf.; Hannover.
- [12] KREBBER, A. (1980): Lithologie, Paläontologie, Stratigraphie und Fazies der transgressiven Kreidesedimente in Bochum. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Münster, 151 S., 47 Abb., 10 Tab., 4 Kt., 4 Anl. Bd.; Münster.
- [13] KUKUK, P. (1938): Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 741 Abb., 48 Tab.; Berlin.

Referenzprofile des Alb und tiefen Cenoman im nördlichen Ruhrgebiet

Reference sections of the Albian and Lower Cenomanian in the northern Ruhr district

Von M. J. KAEVER*) und H. JORDAN**)

Mit 8 Abbildungen

Kurzfassung. Aus dem Gebiet zwischen Wulfen und Ahlen werden mehrere Referenzprofile der mittleren Kreide vorgestellt. Die mittelkretazische Schichtenfolge beginnt, je nach paläogeographischer Situation, mit Sedimenten verschiedener Zonen des mittleren und oberen Alb und tiefen Cenoman; sie setzt sich lückenlos bis in die höhere Kreide fort.

Aus bohrtechnischen Gründen konnten jedoch nur die albischen und untercenomanen Sedimente untersucht werden.

Abstract. Several Middle Cretaceous reference profiles are presented from the area between Wulfen and Ahlen. The Middle Cretaceous sequence begins, depending on the paleogeographical situation, with sediments of different zones of the middle and upper Albian and the lower Cenomanian and continues without interruption into the higher Cretaceous.

Due to technical drilling problems, only the Albian and lower Cenomanian were investigated.

1. Einleitung

Nach der variszischen Gebirgsbildung mit einem vom Rheinischen Schiefergebirge nach Norden sich vereinfachenden Faltenbau fiel das Gebiet der heutigen Münsterschen Kreidebucht trocken. Eine nachfolgende Erosionsphase führte zu einem

Beitrag zum IGCP-Project „Mid-Cretaceous Events“, nationale Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft, Beitrag Nr. 19 der Arbeitsgruppe Münster.

*) Adresse: Prof. Dr. M. J. KAEVER, Geol.-Paläontologisches Institut der Universität Münster, Correnstraße 24, D-4400 Münster.

***) Adresse: Dr. H. JORDAN, Arndtstraße 60a, D-4600 Dortmund.

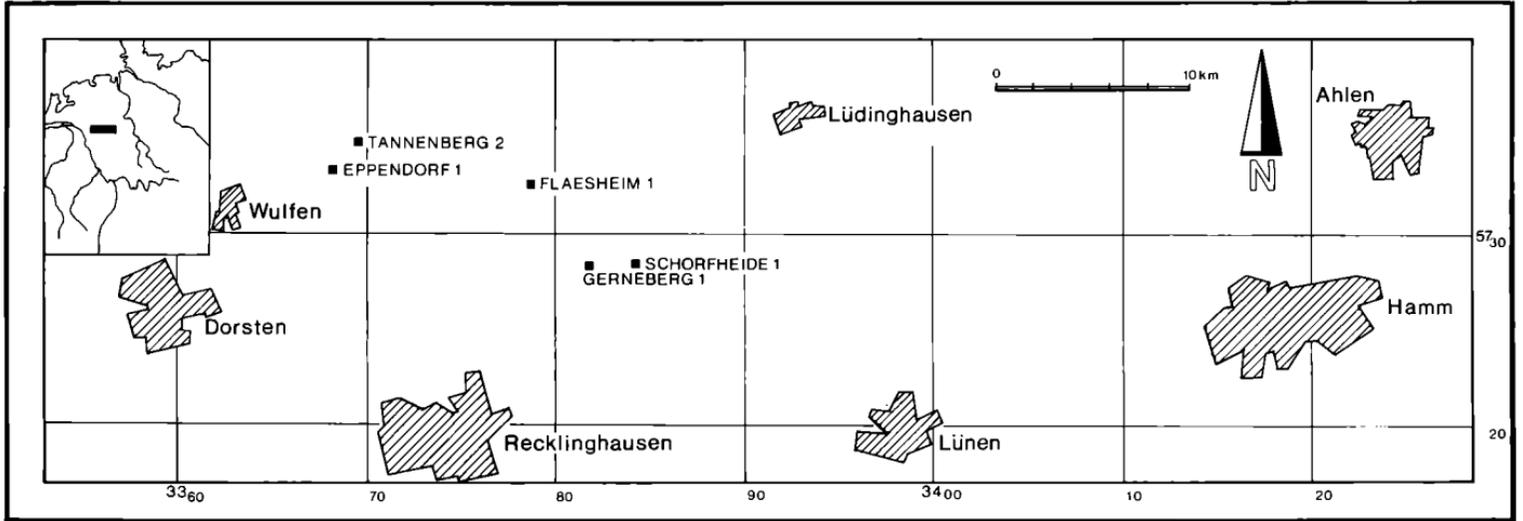


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes und der Referenzprofile im nördlichen Ruhrgebiet.

mehr oder weniger ausgeglichenen Relief auf dem neugebildeten Münsterschen Hochland. Die verbleibende Morphologie stand in Abhängigkeit zur Gesteinsbeschaffenheit des karbonischen Untergrundes und zu den postorogenen Querstörungen.

Aus nordwestlichen Richtungen drang im Perm und prämittelkretazischen Mesozoikum das Meer zeitweise auf die Randbereiche des Münsterschen Hochlandes vor. Umfang und Dauer der Meeresbedeckung wird etwas größer gewesen sein, als es die heutigen Erosionsreste der Sedimente im Westen des Münsterlandes vermuten lassen.

Erst eine Inversion während der mittleren Kreide (austrische Inversion), die zur partiellen Hebung des nördlich vorgelagerten Niedersächsischen Beckens und zur Absenkung des Münsterschen Hochlandes führte, gestattete es dem Meer, weiter nach Süden über das Münsterland hinaus bis in das nördliche Sauerland vorzudringen.

2. Schichtenfolge und Paläogeographie

Das aus nördlichen Richtungen sowie von der westlichen Alstätter- und östlichen Egge-Bucht auf das Münsterland vordringende Meer erreichte im oberen Mittelalb das nördliche Ruhrgebiet zwischen Wulfen und Ahlen (Abb. 1). Hier traf es eine Transgressionsfläche an, die neben einem kleinräumigen, auf Sedimentationsunterschieden beruhenden Relief ein auf tektonische Ursachen zurückzuführendes und variszischen Strukturen sowie hierzu verlaufenden Querstörungen nachgezeichnetes Großrelief in Hochgebiete und Senken aufwies. Vom Meer wurden zuerst die tiefer gelegenen Bereiche eingenommen und mit Sediment ausgefüllt. Bei fortschreitender Transgression gelangten auch höhere Niveaus, schließlich auch die Hochgebiete unter marinen Einfluß. Anfänglich wurden die auf den Hochgebieten abgelagerten Sedimente durch Brandungs- und Grundwellen wieder erodiert und in tiefer gelegene Senken transportiert. Erst später hatten sie auch hier, bei höherer Wasserbedeckung, Bestand. Abweichende Schichtmächtigkeiten, unterschiedliche Faziesausbildungen innerhalb eines stratigraphischen Niveaus und gleiche Faziesausbildung in unterschiedlichen Niveaus sowie die lückenhaften Profile sind Folge dieser Gliederung des Untergrundes (Abb. 2).

Die vollständige Schichtenfolge des Alb und tieferen Cenomans besteht aus einem basalen Aufbereitungshorizont, *minimum*-Grünsand bzw. *minimum*-Ton, Flammenmergel, Essener Grünsand, einer Kalksandsteinbank und feinglaukonitischem Kalkstein.

Der basale Aufbereitungshorizont ist ein schwach glaukonitisches Element mit schluffig-toniger oder fein- bis mittelsandiger Matrix und brekziösen oder konglomeratischen Komponenten, die dem Oberkarbon des Untergrundes entstammen.

Bei dem *minimum*-Grünsand handelt es sich um einen 1 bis 3 m, bei Haltern auch bis 7 m mächtigen Fein- bis Mittelsandstein mit unterschiedlichen Ton/Schluff- und Karbonatgehalten. In seinem höheren Teil findet sich die erste von sechs regional weit ausgedehnten Phosphoritknollenlagen. Der Grünsand lagert vorwiegend unmittelbar dem Karbon auf, er hat im Mittelalb eine geringe Verbreitung und ist erst

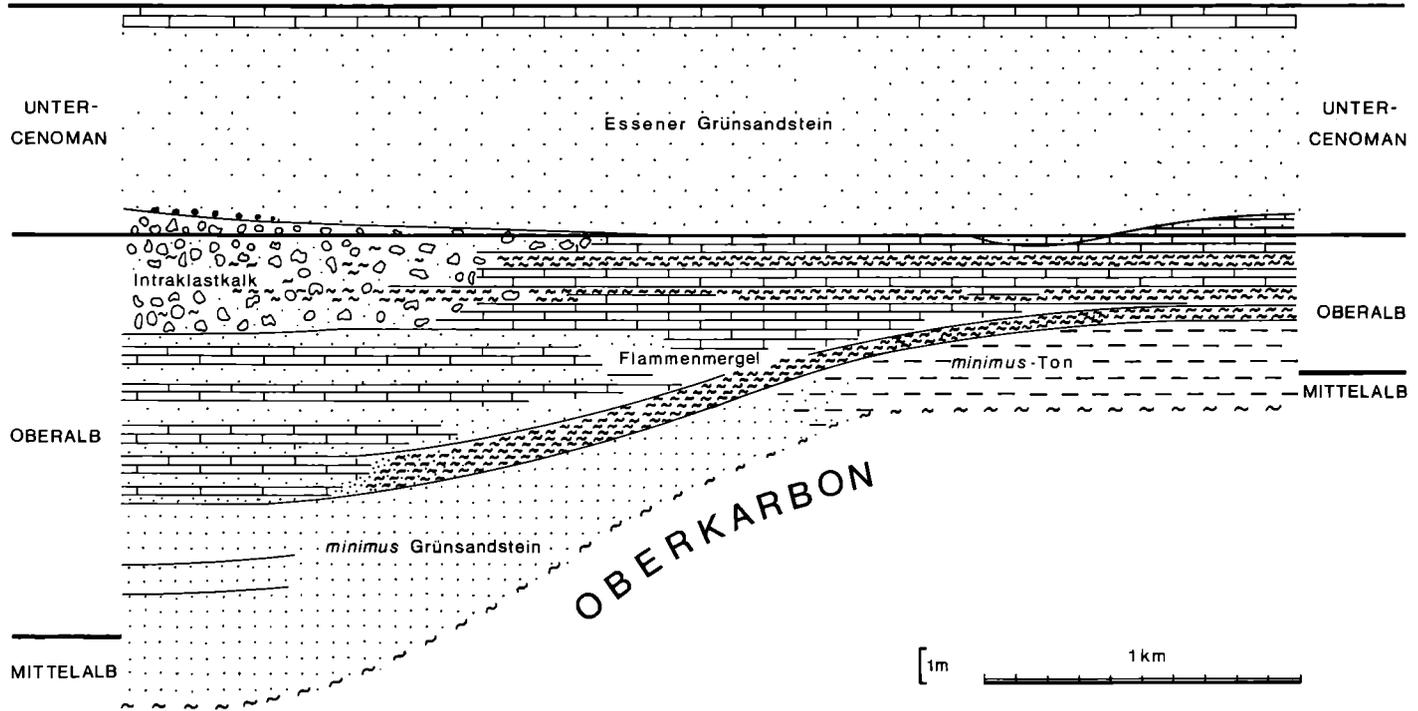


Abb. 2. Die Fazies/Zeit-Relation und ihre Abhängigkeit von der Morphologie der Transgressionsfläche (nach H. JORDAN, 1982; umgezeichnet).

in der *inflatum*-Zone weiträumiger anzutreffen. Eine laterale Faziesvertretung des tieferen Wassers mit schon ruhigen Sedimentationsbedingungen ist der dunkelgraue schluffige, schwach karbonatische und schwach feinsandige *minus*-Ton.

Der tonige, schwach feinsandige, kalkige Schluffstein des Flammenmergels ist in seinem unteren, der *inflatum*-Zone zugehörigen Teil durch bankweise starke Kalkausfällung und teilweise in „Nestern“ angereicherte Glaukonite charakterisiert. In höheren, der *dispar*-Zone, in Ausnahmefällen auch dem tiefsten Cenoman angehörenden Teilen des Schichtengliedes herrscht eine Wechsellagerung von stärker mit schwächer verkieselten, 10 bis 15 cm mächtigen Glaukonit-haltigen Schluffsteinen vor. Dieser Normalfazies stehen mehr oder weniger deutlich unterschiedene Faziesvertretungen zur Seite, unter denen besonders die im Raum von Haltern eingelagerten Intraklastkalke (H. JORDAN, 1985) zu erwähnen sind. Nahe der Basis und dicht unterhalb der Hangendgrenze des Flammenmergels ist je eine Phosphoritknollenlage ausgebildet; für die Parallelisierung der Schichtprofile haben diese erheblichen Leitwert.

Regional eng begrenzt schon im obersten Alb, generell jedoch erst mit dem Cenoman wird der Flammenmergel durch den stark glaukonitischen, z. T. ebenfalls tonig/schluffigen Essener Grünsand abgelöst. Das maximal 7 m mächtige Schichtenglied enthält wiederum zwei Phosphoritknollenlagen. Durch kontinuierliche Abnahme des Glaukonites und Zunahme des Kalkgehaltes geht in der *saxbii*-Zone der Essener Grünsand schließlich in die Kalksandsteinbank über. Diese Bank ist im allgemeinen 0,5 m mächtig und enthält an ihrer Basis eine weitere Phosphoritknollenlage. Noch in der *saxbii*-Zone folgt dann der feinstglaukonitische Kalkstein.

Soweit es die Bohrtätigkeiten bisher gestatten, lassen sich im Gebiet zwischen Wulfen und Ahlen fünf ausgedehntere Hochgebiete ausweisen; von West nach Ost: das Holtwick-, Weseler Berge-, Ahsen-, Werne-Hoch und Ost-Hoch; getrennt werden sie durch die Tannenberg-, Mahlenburg-, Datteln- und Herbern-Senke (Abb. 3).

Im Verlauf des höheren Mittelalb (*lautus*-Zone) wird nur die nordwestliche, im Bereich der nordost abtauchenden Lippe-Mulde gelegene Tannenberg-Senke vom Meer erreicht. *Minus*-Grünsand, untergeordnet auch *minus*-Ton, werden abgelagert. Im tieferen Oberalb (*inflatum*-Zone) dehnt sich das Meer auch auf andere Senken aus, und die Hochgebiete erfahren eine Einengung. In der Tannenberg-Senke werden in größeren Wassertiefen *minus*-Ton-Äquivalente, sonst aber, wie auch in den anderen schon vom Meer eroberten Senken, *minus*-Grünsand abgelagert.

Im tieferen Oberalb (untere *dispar*-Zone) bleibt von den Hochgebieten nur noch das Ahsen-Hoch und geringfügige Reste des Weseler Berge-Hochs ohne Meeresbedeckung bzw. ohne Sedimentation. Die Herbern-Senke vergrößert sich deutlich in östlicher Richtung, ihr weiterer Verlauf kann mangels Aufschlüsse hier nicht verfolgt werden. Im höheren Oberalb (obere *dispar*-Zone) deuten lokale Kondensationshorizonte auf eine Unterbrechung, zumindest aber auf eine Reduzierung der Sedimentation, bemerkenswerterweise bei gleichzeitiger, wenn auch geringer Ausdehnung des Meeresraumes in anderen Gebieten.

Schließlich werden im tieferen Untercenoman (*carcitanensis*-Zone) auch das Ahsen-Hoch sowie die verbliebene Insel des Werne-Hochs zwischen Lünen und Hamm mit in den Sedimentationsraum einbezogen. Lediglich einige kleinere Inseln

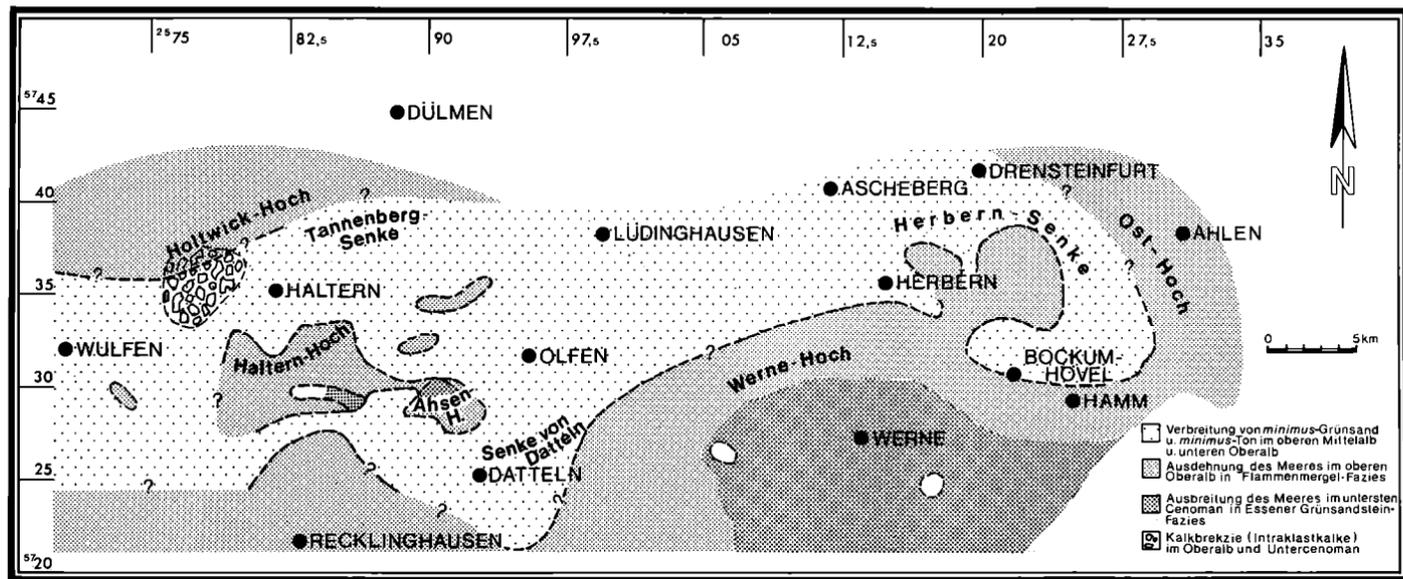


Abb. 3. Paläogeographie im Alb und Unterceoman zwischen Wulfen und Ahlen, nördliches Ruhrgebiet (aus M. KAEVER, 1983; kombiniert nach H. JORDAN, 1982).

müssen aus diesem Meer mit seiner weitgehend homogenen Essener Grünsandfazies herausgeragt haben. In der *saxbii*-Zone versinken auch diese Inseln.

3. Biostratigraphie

Die albischen und untercenomanen Transgressionssedimente enthalten in dem hier betrachteten Gebiet lediglich arten- und individuenarme Mikrofaunen. Makrofaunen, besonders Cephalopoden, sind in den Bohrprofilen ausgesprochen selten. Hieraus ergibt sich die Schwierigkeit, daß häufig nur eine mittelbare und daher mit gewissen Unsicherheiten belastete Zonengliederung möglich ist.

Unter den Foraminiferen dominieren sandschalige vor benthonischen kalkschaligen Formen. Planktoner werden so gut wie nicht angetroffen. Untersuchungen an agglutinierenden Foraminiferen durch R. J. PRICE (1977), D. J. CARTER & M. B. HART (1977), C. FRIEG (1980) und H. JORDAN (1983) führten zu der Erkenntnis, daß inter- bzw. intraspezifische phylogenetische Entwicklungen mehrerer Arten – entgegen früherer Ansicht, daß diesen Formen nur ein fazieller, jedoch kein stratigraphischer Wert zukommt – biostratigraphisch verwendbar sind. Vorwiegend gehören diese stratigraphisch relevanten Arten den Gattungen *Arenobulimina* CUSHMAN, *Columnella* WOLOSCHYNA und *Flourensina* MARIE an.

C. FRIEG (1980) und vor allem H. JORDAN (1983) gelang mit Hilfe dieser Formen eine zumindest für das Ruhrgebiet und das südliche Münsterland gültige Lokalstratigraphie zu erarbeiten. Hiermit war eine Parallelisierung der Schichtenfolgen und eine Zonengliederung – wenn auch teilweise unter Vorbehalt – möglich.

H. JORDAN (1983) scheidet für das höhere Mittel- und Oberalb fünf Leithorizonte aus, die durch spezifische Leitformen charakterisiert sind. Darüber hinaus ist die Entwicklungshöhe bestimmter Merkmale, so die Septulenbildung bei Arten der Gattung *Columnella*, typisch für einzelne dieser Leithorizonte. Als einzige kalkschalige Foraminifere erwies sich eine neue Art der Gattung *Globorotalites*, *Globorotalites albiensis* JORDAN, als gutes Leitfossil. Es ist dies gleichzeitig der erste Nachweis dieser Gattung in der Unterkreide Nordwesteuropas (JORDAN, 1984).

4. Die Referenzprofile (Abb. 4–8)

Aus den zwischen Wulfen und Ahlen bislang niedergebrachten Bohrungen, die allesamt das Kreidedeckgebirge bis in das unterlagernde Karbon durchhörten, wurden fünf charakteristische Schichtenfolgen als Referenzprofile ausgewählt. Bei der Auswahl wurde darauf Wert gelegt, daß je ein Profil aus dem Senkenbereich, dem Randbereich eines Hochgebietes und aus einem Hochgebiet mit reduzierter Sedimentmächtigkeit stammt. Ein weiteres Profil aus dem Senkenbereich zeigt mit seinen Intraklastkalken eine Sonderbildung (H. JORDAN, 1985). Es muß sich hier um Aufarbeitungssedimente handeln, die von einem weiter zum Beckeninneren gelegenen, schon präalbisches vom Meer eingenommenen Areal herzuleiten sind. Vermutlich

Flaesheim 1

r = ²⁵ 85 107
h = ⁵⁷ 33 227

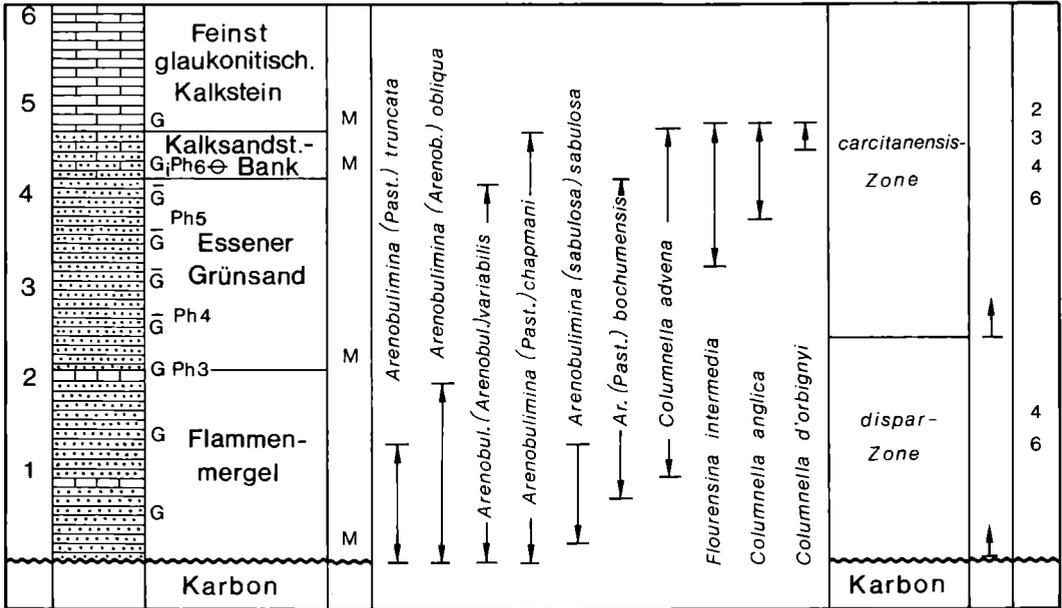


Abb. 4. Referenzprofil Flaesheim 1.

Reduziertes Profil von einem Hochgebiet, das erst während der *dispar*-Zone vom Meer überflutet wurde.

Gerneberg 1

r = ²⁵ 88 099
h = ⁵⁷ 29 295

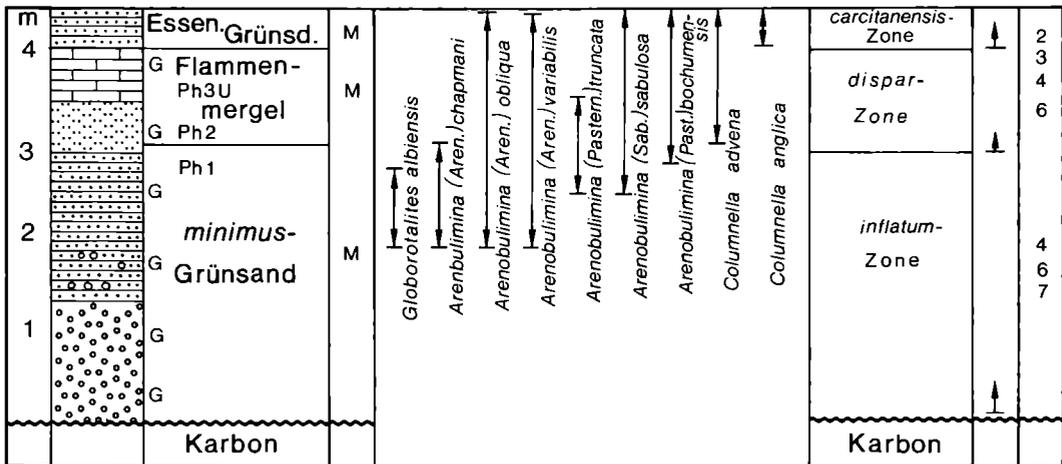


Abb. 5. Referenzprofil Gerneberg 1.

Profil am Rande eines Hochgebietes. Dieser Bereich wurde zwar schon zu Beginn der *inflatum*-Zone vom Meer eingenommen, doch führten stärkere Abtragungsvorgänge bei flacher Meeresbedeckung zu reduzierten Schichtmächtigkeiten.

Schorfheide 1

r = 25 90 349
h = 57 29 269

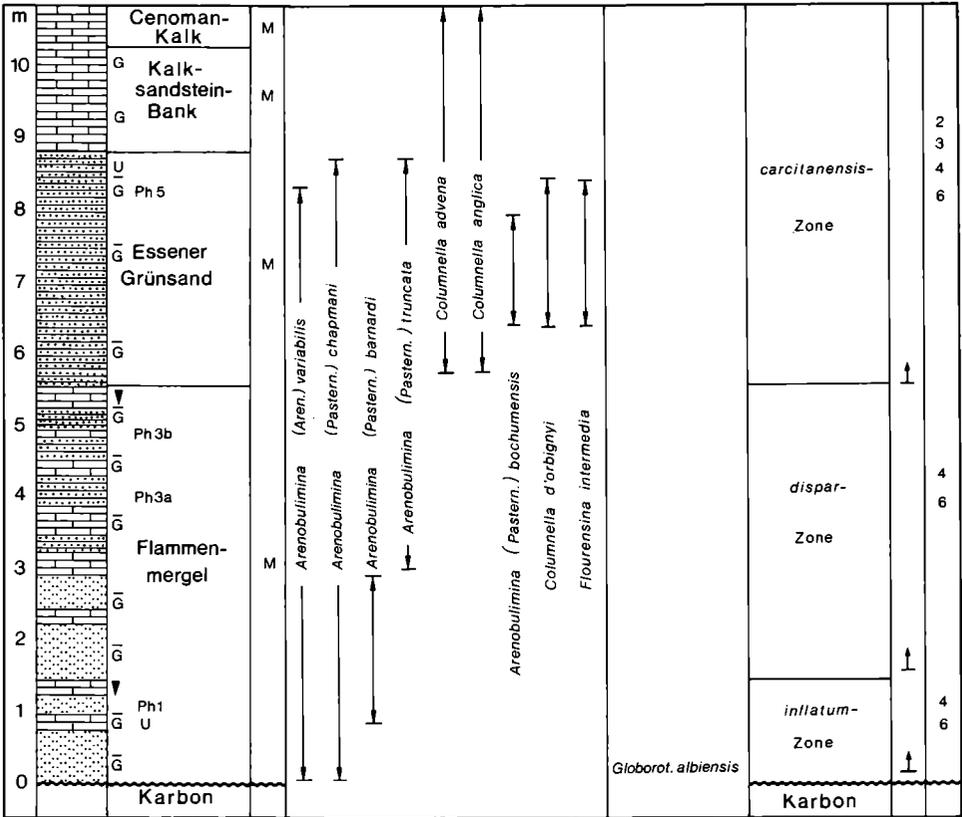


Abb. 6. Referenzprofil Schorfheide 1.

Profil in Normalausbildung am Rande eines Hochgebietes. Die Sedimentation setzt in der *inflatum*-Zone ein; synsedimentäre Abtragungen größeren Umfanges haben, wohl bedingt durch tieferes Wasser, nicht stattgefunden.

Eppendorf 1

r = 25 75 756
h = 57 34 279

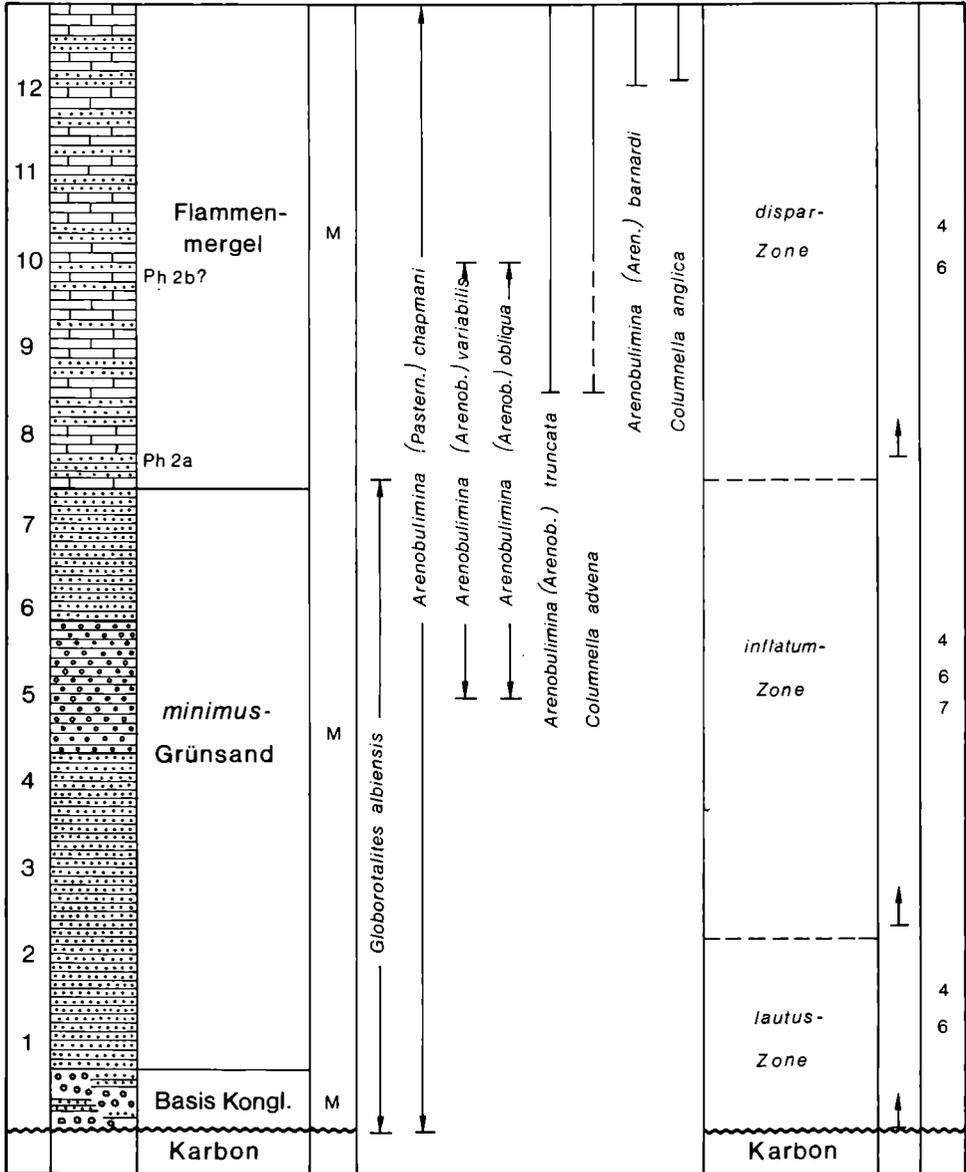


Abb. 7. Referenzprofil Eppendorf 1.

Profil aus einem Senkenbereich, der schon während der *lautus*-Zone vom Meer eingenommen wurde.

Tannenberg 2

r = 25 76 37

h = 57 35 095

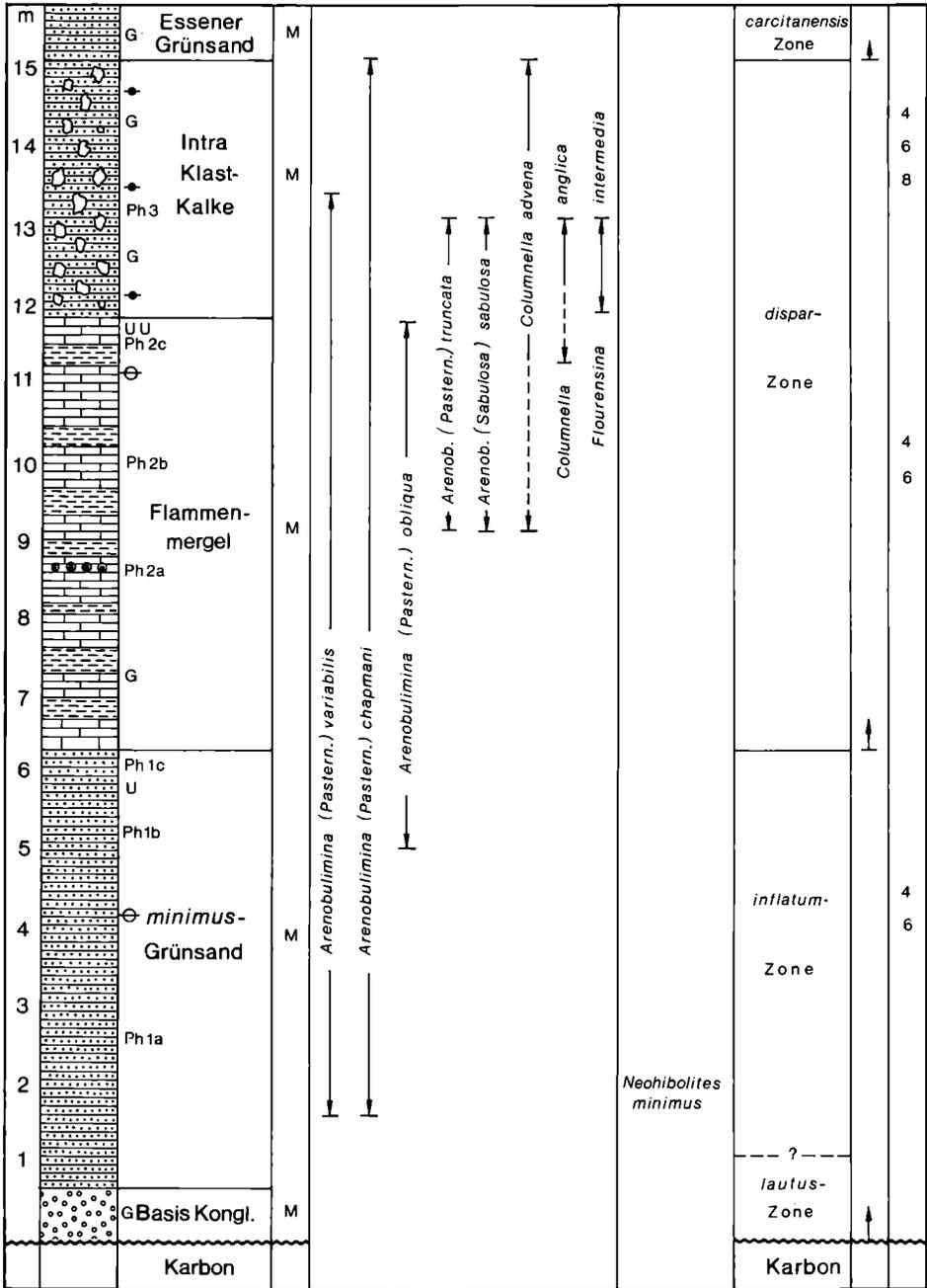


Abb. 8. Referenzprofil Tannenberg 2.

Profil aus einem Senkenbereich mit beginnender Sedimentation in der *lautus*-Zone. Im obersten Alb führten wahrscheinlich intrastratale Gleitungen zur Bildung von lokal begrenzten Intraklastkalken.

waren tektonische Events, verbunden mit einer lokalen Hebung die Ursache dieser Gleiterscheinungen (Abb. 8).

Der Grund, weshalb lediglich die albischen und untercenomanen Sedimente untersucht worden sind, obwohl das gesamte kretazische Deckgebirge durchteuft werden mußte, liegt in der Themenstellung der bisherigen Untersuchungen. Hier nach beschränkten sich die Arbeiten auf die mittelkretazischen Transgressionssedimente, deren stratigraphischer Umfang mit dem Teil der basalen Schichtenfolge etwa definiert wurde, deren Ausbildung noch mittelbar der Beeinflussung durch die Petrographie und/oder der Morphologie des karbonischen Untergrundes unterlag.

Bedingt war diese vertikale Begrenzung jedoch auch durch die Vorgabe seitens der Bohrtechnik. Mit Ausnahme einiger Schachtvorbahrungen wurde das Deckgebirge im Rotary-Verfahren durchörtert. Erst wenige Meter (meist 5 bis 15 m) im Hangenden des Karbons wurde die Bohrung abgesetzt und im Kernbohrverfahren weitergeführt. Nur aus diesen basalen Schichten der Kreide stand demnach mit den Bohrkernen brauchbares Material für eine detaillierte wissenschaftliche Bearbeitung zur Verfügung.

Literatur

- [1] CARTER, D. J., & HART, M. B. C. (1977): Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropaleontology. — Bull. brit. Mus. (nat. Hist.) Geol., ser. 29 (1): 135 S., 53 Abb., 4 Taf.; London.
- [2] FRIEG, C. (1980): Neue Ergebnisse zur Systematik sandschaliger Foraminiferen im Cenoman des südwestlichen Münsterlandes. — Paläont. Z., 54: 225–240, 3 Abb.; Stuttgart.
- [3] FRIEG, C., & PRICE, R. J. (1982): The subgeneric classification of *Arenobulimina*. — In: BANNER, F. T., & LORD, A. R. (Ed.): Aspects of Micropaleontology. — 42–80, 2 Abb., 3 Taf.; London.
- [4] JORDAN, H. (1981): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der Transgressionssedimente des Alb und Cenoman im nördlichen Ruhrgebiet und südlichen Münsterland. — 266 S., 83 Abb., 1 Taf., 3 Kt.; Münster (Diss. Univ. Münster).
- [5] — (1982): Alb und Cenoman im nördlichen Ruhrrevier und Südmünsterland; Lithofazielle Untersuchungen und neue Überlegungen zur Paläogeographie. — Münster. Forsch. Geol. Paläont., 57: 33–51, 5 Abb.; Münster.
- [6] — (1983): Leithorizonte im Alb des Südmünsterlandes und ihre Zuordnung zur nordwesteuropäischen Zonengliederung. — Newsl. Stratigr. 12: 98–103, 1 Fig.; Berlin, Stuttgart.
- [7] — (1984): *Globorotalites albiensis* n. sp. aus dem Alb der Haard (Südmünsterland, NW-Deutschland). — Paläont. Z. (im Druck).
- [8] — (1985): Intrastratale Aufarbeitungssedimente in der Mittleren Kreide des Südmünsterlandes. — Münster. Forsch. Geol. Paläont. (im Druck).
- [9] KAEVER, M. (1983): Aspekte der Kreide Westfalens. — N. Jb. Geol. Paläont., (LOTZE-Gedenkband) 166: 86–115, 5 Abb.; Stuttgart (im Druck).
- [10] KAEVER, M., & ROSENFELD, R. (1981): Neuuntersuchung der Kreide-Transgressionssedimente im Ruhrgebiet. — Münster. Forsch. Geol. Paläont., 52: 81–96; Münster.
- [11] PRICE, R. J. (1977): The evolutionary interpretation of the Formaminiferida *Arenobulimina*, *Gavelinella* and *Hedbergellina* the Albian of northwest Europe. — Palaeontology, 20: 503–527, 5 Abb., 3 Taf.; London.