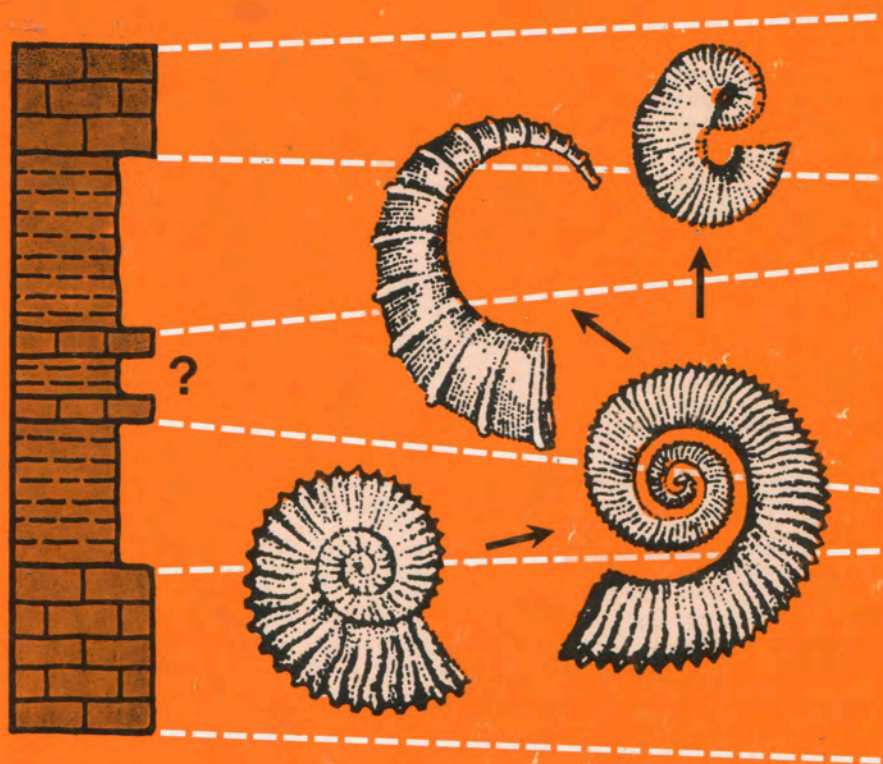


NEWSLETTERS ON
Stratigraphy

Volume

38

No. 1



Gebrüder Borntraeger · Berlin · Stuttgart 2000

ISSN 0078-0431

Contents Volume 38, No. 1

With 6 plates, 20 figures and 4 tables

MÉSZÁROS, L. GY.: New results for the Late Miocene Soricidae stratigraphy in the Pannonian Basin (with 1 figure and 4 tables)	1
IAKOVLEVA, A. I., KULKOVA, I. A. & C. CAVAGNETTO: Eocene microphytofossils (dinoflagellate cysts and continental palynomorphs) of Northwestern Siberia (Severnaya Sosva Basin) (with 3 plates and 6 figures)	13
CAVAGNETTO, C. & G. GAUDANT: A palynoflora of Palaeocene age from the fossiliferous sapropels of the Boltyska depression, Central Ukraine (with 2 plates and 3 figures)	39
MARZOQI, M. & A. PASCAL: Séquences de dépôts et tectono-eustatisme à la limite Crétacé/Tertiaire sur la marge sud-téthysienne (Atlas de Marrakech et bassin de Ouarzazate, Maroc) (avec 7 figures)	57
CAPPETTA, H., PFEIL, F. & N. SCHMIDT-KITTLER: New biostratigraphical data on the marine Upper Cretaceous and Palaeogene of Jordan (with 3 figures and 1 plate)	81

Editor: Prof. em. Dr. GERD LÜTTIG, Wittinger Straße 126, D-29223 Celle.

Managing Editors: CURT H. VON DANIELS, WOLFGANG WEISS, Hannover, KARL-HEINZ RIBBERT, Krefeld

Board of Corresponding Editors: R. H. BATE, Burgess Hill – D. DIAS-BRITO, Rio Claro – J. KULLMANN, Tübingen – R. L. LANGENHEIM, Urbana – F. LETHIERS, Paris – N. SPJELDNAES, Oslo – P. ŠTORCH, Prague – Y. TAKAYANAGI, Sendai – J. THIERRY, Dijon – A. ZEISS, Erlangen.

Manuscript Address: Manuscripts conforming with our rules (page 3 of the cover) should be addressed to one of the Managing Editors: Dr. C. H. VON DANIELS, Dr. W. WEISS, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Postfach 51 01 53, D-30631 Hannover, Dr. K.-H. RIBBERT, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Postfach 10 80, D-47710 Krefeld, or to one of the Corresponding Editors.

Publication frequency: "Newsletters on Stratigraphy" are published according to the receipt of manuscripts. Each volume consists of three issues.

Publisher: Gebrüder Borntraeger, Johannesstraße 3 A, D-70176 Stuttgart

© by Gebrüder Borntraeger, Berlin · Stuttgart 2000

⊗ Printed on permanent paper conforming to ISO 9706-1994.

All rights reserved, including translation into foreign languages. This journal, or parts thereof, may not be reproduced in any form without permission from the publisher.

Valid for users in USA: The appearance of the code at the bottom of the first page of an article in this journal indicates the copyright owner's consent that copies of the article may be made for personal or internal use, or for the personal or internal use of specific clients. This consent is given on the condition, however, that the copier pays the stated per-copy fee through the Copyright Clearance Center, Inc., P.O. Box 8891, Boston, Mass. 02114, USA, for copying beyond that permitted by Sections 107 or 108 of the U.S. Copyright Law.

Printer: Laupp & Göbel, Nehren/Tübingen – Printed in Germany

New results for the Late Miocene Soricidae stratigraphy in the Pannonian Basin

by LUKÁCS GY. MÉSZÁROS*

with 1 figure and 4 tables

Abstract. The soricid fauna of 11 Late Miocene (Vallesian and Turolian) fossil localities was elaborated. Stratigraphic results of this study are presented in this article. The stratigraphic range of some shrew genera was cleared by the researches: *Allosorex* MN 9–15, *Crusafontina* MN 8–13, *Amblycoptus* MN 12–13, *Kordosia* MN 13–16, *Petenya hungarica*: MN 12–Biharian, *Zelceina soriculoides* MN 13–15, *Asoriculus gibberodon* MN 12–16. Four 'Soricidae fauna intervals' (Alsótelekes: MN 9 lower part, Kohfidisch: MN 9 upper part–MN 11, Tardosbánya: MN 12, Polgárdi: MN 13) are marked by the appearance of the soricids in the Late Miocene.

Zusammenfassung. Die Soricidenfauna von elf Fossilfundorten des Obermiozäns (Vallesien und Turolien) wurde bearbeitet. In diesem Aufsatz werden die stratigraphischen Ergebnisse der Untersuchungen vorgestellt. Für folgende Spitzmausgenera und -Arten konnte das stratigraphische Vorkommen erweitert werden: *Allosorex* MN 9–15, *Crusafontina* MN 8–13, *Amblycoptus* MN 12–13, *Kordosia* MN 13–16, *Petenya hungarica* MN 12 – Biharien, *Zelceina soriculoides* MN 13–15, *Asoriculus gibberodon* MN 12–16. Die Soricidenfauna im Obermiozän lässt auf vier Faunatypen schließen (Alsótelekes: untere Schicht von MN 9, Kohfidisch: untere Schicht von MN 9 – MN 11, Tardosbánya: MN 12, Polgárdi: MN 13).

1 Introduction

The shrews (Order Insectivora BOWDICH, 1821, Family Soricidae GRAY, 1821), being in most cases very persistent genera and species, are hardly used in stratigraphical classification of Neogene terrestrial formations. However, they are able to play an important part in the stratigraphy in the time of some special events.

Because of the climatic turnover, there was a great change in the Soricidae fauna of Europe during the Late Miocene (RZEBIK-KOWALSKA 1995). The somewhat colder and more arid climate caused the disappearance of many small sized Crocidosoricinae shrews with the immigration of the Asiatic Soricinae and Allosoricinae. This migration has given a chance to use the shrew first appearance dates (FAD) in the terrestrial biostratigraphy of the European Neogene.

* Author's address: Dr. LUKÁCS GY. MÉSZÁROS, Department of Palaeontology, Eötvös Loránd University, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2, Hungary.

In the period from 1994 to 1998, the author elaborated the soricid fauna of 11 Late Miocene fossil localities. The whole material yielded more than 8000 shrew remains, belonging to 16 species. Stratigraphic results of this study are presented in this article. The investigations cleared the stratigraphic range of some shrew genera. By the appearance of the soricids four 'Soricidae fauna intervals' could be established as new for the Late Miocene.

2 Material and localities

The here reported material is stored in the Geological Museum of Hungary, Budapest (GMH), the Natural History Museum of Vienna (NHMV) and the Museum of Pásztó (MP), Hungary (see Table 1). The geographic situation of the localities is figured in Figure 1. The faunal lists are given in Table 2.

Alsótelekes. Vallesian, lower part of MN 9 Zone. This Hipparion fauna, containing also *Anapithecus* remains, was correlated with the Late Miocene MN 9 Zone by KORDOS (1997). This stratigraphical determination is supported by the resemblance between the Alsótelekes shrews and other earliest Vallesian Soricid faunas (Rudabánya, Belchatów A). This assemblage is probably older than the Rudabánya prehominoïd localities, since *Blarinella dubia* and *Paenelimnoecus repenningi*, the typical Late Miocene shrews, here do not yet occur.

Table 1 Data of the studied Late Miocene Soricidae material and their localities. For abbreviations see text.

Locality	MN Zone	Description of the locality	Collector	Location	Report on the Soricidae fauna
Alsótelekes	9	KORDOS 1997	KORDOS	GMH	MÉSZÁROS 1999a
Rudabánya	9	KRETZOI et al. 1976	KRETZOI, KORDOS, BERNOR	GMH, NHMV	KRETZOI et al. 1976 ZIEGLER & MÉSZÁROS in press
Sümege	10	KRETZOI 1984	KRETZOI	GMH	KRETZOI 1984 MÉSZÁROS 1996
Tihany	11	MÜLLER & SZÓNOKY 1988	KORDOS, BERNOR	GMH	this paper
Csákvár	11	KRETZOI 1954	KRETZOI	GMH	KRETZOI 1954 MÉSZÁROS 1996
Tardosbánya	12	KORDOS 1987	JÁNOSSY	GMH	MÉSZÁROS 1998
Egyházaskendő	12	HÍR & MÉSZÁROS 1995	HÍR	MP	HÍR & MÉSZÁROS 1995
Széchenyi Hill	12	KRETZOI 1980	KORDOS	GMH	KRETZOI 1980 MÉSZÁROS 1996
Polgárdi 4	13	KORDOS 1991	KORDOS	GMH	MÉSZÁROS 1999b
Polgárdi 5	13	KORDOS 1991	KORDOS	GMH	MÉSZÁROS 1999b
Polgárdi 2	13	KORDOS 1991	KORMOS	GMH	KORMOS 1926 MÉSZÁROS 1999b

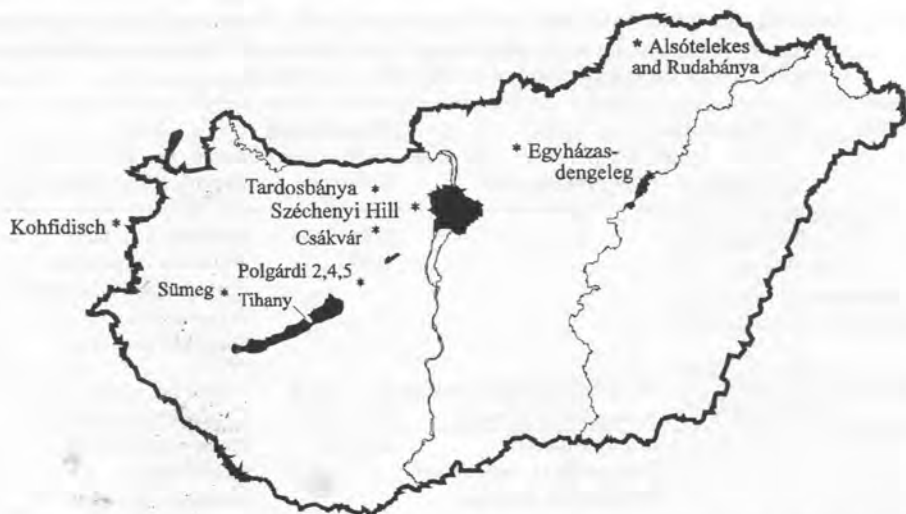


Fig. 1. Geographic situation of the studied Late Miocene Soricidae localities in the Pannonian Basin.

Rudabánya. Vallesian, upper part of MN 9 Zone. The complex geological-palaeontological reconstruction of the Late Miocene hominoid localities of Rudabánya is just concluded by a special project, led by R. BERNOR and L. KORDOS. These researchers ranged the sites in the MN 9 Zone (KORDOS, pers. comm., 1999). In the Soricidae fauna, elaborated by ZIEGLER & MÉSZÁROS (in press), *Dinosorex* and *Crusafontina* are present, which occur also in the lowermost Vallesian Polish locality of Belchatów A (RZEBIK-KOWALSKA, 1994b). However, *Paenlimnoecus aff. repenningi* and perhaps *Blarinella dubia* (KRETZOI et al. 1976, see also in the taxonomical review) suggest the upper part of the Zone.

Sümeg. Vallesian, MN 10. KORDOS (1987) ranged Sümeg in the MN 10 Zone. According to MÉSZÁROS (1996), *C. endemica* occurrence in Sümeg shows that the locality is older than the Austrian Kohfidisch locality (MN 10/11, BACHMAYER & WILSON, 1970). On the basis of the measurements, this *Crusafontina* may be intermediate between the Rudabánya and Kohfidisch ones, but it is very close to the latter one. The most probable age of Sümeg is the upper part of MN 10, near to the MN 10/11 boundary.

Tihany. Turolian, MN 11. According to KORDOS (1987) the layers bearing vertebrate fossils of the Tihany Formation are correlative with the Early Turolian age MN 11. A *Crusafontina* tooth was found by L. KORDOS and R. BERNOR in the layer marked as No. 19 in the section of MÜLLER & SZÓNOKY (1988). This material was determined by the present author. By the measurements (M^2 sin., LL = 1.075 mm, PW = 1.112 mm) the age of the Tihany *Crusafontina* would be between those of the Sümeg (MÉSZÁROS 1996) and Tardosbánya forms (MÉSZÁROS 1998 a).

Table 2 Reported shrew taxa from the Late Miocene sites in the Pannonian Basin by previous researchers and according to the present study (the preliminary faunal list of Rudabánya is published with the contribution of Dr. R. ZIEGLER, Stuttgart).

Locality	Former studies		Present study	
	Reference	Reported Soricidae	Reference	Reported Soricidae
Alsótelekes	KORDOS 1997	-	MÉSZÁROS 1999a	<i>Florinia</i> cf. <i>stebli</i> <i>Allosorex</i> cf. <i>stenodus</i> <i>Crusafontina</i> <i>endemica</i> <i>Miosorex</i> sp. Soricinae gen. et sp.
Rudabánya	KRETZOI et al. 1976	<i>Trimylus</i> cf. <i>neumayrianus</i> <i>Anourosorex</i> <i>kormosi</i> <i>Petenya</i> <i>dubia</i> <i>Petenyiella</i> cf. <i>repenningi</i> <i>Miosorex</i> cf. <i>grivensis</i>	ZIEGLER & MÉSZÁROS in press	<i>Dinosorex</i> n. sp. <i>Crusafontina</i> <i>endemica</i> <i>Paenelimnoecus</i> aff. <i>repenningi</i> Soricinae gen. et sp.
Sümeg	KRETZOI 1984	<i>Trimylus</i> cf. <i>sansaniense</i> "Anourosorex" <i>kormosi</i> <i>Amblycoptus</i> cf. <i>vicinus</i> <i>Petenya</i> <i>dubia</i> <i>Petenyiella</i> <i>repenningi</i>	MÉSZÁROS 1996	<i>Dinosorex</i> sp. <i>Crusafontina</i> <i>endemica</i> <i>Blarinella</i> <i>dubia</i> <i>Paenelimnoecus</i> <i>repenningi</i> Soricidae gen. et sp. indet.
Tihany	MÜLLER & SZÓNOKY 1988	-	this paper	<i>Crusafontina</i> <i>kormosi</i>
Csákvár	KRETZOI 1954	Soricidarum indet. I. Soricidarum indet. II. <i>Amblycoptus</i> <i>vicinus</i>	MÉSZÁROS 1996	<i>Crusafontina</i> <i>kormosi</i> <i>Blarinella</i> <i>dubia</i> <i>Paenelimnoecus</i> <i>repenningi</i>
Tardosbánya	JÁNOSSY 1981 manuscript	" <i>Petenya</i> " "Episoriculus", little "Episoriculus", bigger "Anourosorex" "Chimarrogale-Allosorex" "Sorex sp. I" "Sorex sp. II"	MÉSZÁROS 1998a	<i>Amblycoptus</i> <i>oligodon</i> <i>Crusafontina</i> <i>kormosi</i> <i>Blarinella</i> <i>dubia</i> <i>Asoriculus</i> <i>gibberodon</i> <i>Paenelimnoecus</i> <i>repenningi</i>
Egyházas- dengeleg	-	-	HÍR & MÉSZÁROS 1995	<i>Amblycoptus</i> <i>oligodon</i> <i>Petenya</i> cf. <i>hungarica</i> <i>Blarinella</i> <i>dubia</i>
Széchenyi Hill	KRETZOI 1980	<i>Trimylinae</i> ind. <i>Amblycoptus</i> cf. <i>oligodon</i>	MÉSZÁROS 1996	<i>Amblycoptus</i> <i>oligodon</i>
Polgárdi 2	KORMOS 1926	<i>Amblycoptus</i> <i>oligodon</i>	MÉSZÁROS 1999b	<i>Amblycoptus</i> <i>oligodon</i> <i>Blarinella</i> <i>dubia</i> <i>Paenelimnoecus</i> <i>repenningi</i>

Table 2 Continued.

Locality	Former studies		Present study	
	Reference	Reported Soricidae	Reference	Reported Soricidae
Polgárdi 4	-	-	MÉSZÁROS 1999b	<i>Amblycoptus oligodon</i> <i>Crusafontina kormosi</i> <i>Blarinella dubia</i> <i>Zelceina soriculoides</i> <i>Asoriculus gibberodon</i> <i>Paenelinnoecus repenningi</i>
Polgárdi 5	-	-	MÉSZÁROS 1999b	<i>Blarinella dubia</i> <i>Kordosia topali</i>

Csákvár. Vallesian, MN 11. KORDOS (1987) ranged the locality in the MN 11 Zone. The presence of *Crusafontina kormosi* suggests that the geological age of Csákvár may not be earlier than Kohfidisch, MN 10/11 Zone, because this species does not appear before that (MÉSZÁROS 1998b).

Tardosbánya. Turolian, MN 12. KORDOS (1985, 1987a) correlated the site with the Late Miocene MN 12 Zone on the basis of the *Anomalospalax* and Cricetidae elements of the fauna. *Crusafontina*, *Blarinella dubia* and *Paenelinnoecus repenningi* indicate Late Miocene age. The presence of *Crusafontina kormosi* suggests an age not earlier than Kohfidisch. *Amblycoptus* is present in the material, but, by its low relative frequency, we can suppose that Tardosbánya belongs to the later part of MN 12 Zone (MÉSZÁROS 1998a). Otherwise, the Tardosbánya *Amblycoptus* and *Asoriculus gibberodon* make us sure that the site is younger than Csákvár and Dorn-Dürkheim (MN 11).

Egyházasdengeleg. Turolian, MN 12 Zone. HÍR & MÉSZÁROS (1995) correlated the site with MN 12–13 Zone. The dominance of *Amblycoptus* in the shrew material suggests that the age of the locality is younger than Tardosbánya (MÉSZÁROS 1998a). Otherwise, the missing of *Zelceina* suggests an older age than MN 13.

Széchenyi Hill. Turolian, MN 12. By the size of *Amblycoptus*, the age of the locality is between Tardosbánya and Polgárdi. (MÉSZÁROS 1996)

Polgárdi. Turolian, MN 13. KORDOS (1991), on the basis of the cricetids, correlated all Polgárdi sites with MN 13 Zone, but noted that locality 2 is somewhat younger than the entirely contemporaneous others. The typical Late Miocene elements (*Crusafontina*, *B. dubia*, *P. repenningi*) in the faunas make us sure that the assemblages can be correlated with the Late Miocene. The presence of *C. kormosi* indicates a younger age than Kohfidisch, and its size suggests that the faunas are later than Tardosbánya (MN 12) (MÉSZÁROS 1998b). This view is supported by the occurrence of *Asoriculus gibberodon* in the fauna. The shrew occurrences correlate Polgárdi 4 with the MN 13 Zone. It is older than

Polgárdi 2, where *Crusafontina* is already disappeared. The appearance of *Kordosia* in Polgárdi 2 suggests a somewhat younger age than Polgárdi 4, but the great difference between the two faunas seems to be rather ecological than stratigraphical.

For comparisons the author studied the rich and well-documented Late Miocene shrew fauna of Kohfidisch locality in Austria. This was the only extra-Hungarian site in the Pannonian Basin, which furnished useful proofs for the present studies. BACHMAYER & WILSON (1970) listed the following Soricidae: *Petenyiella* ? *repenningi* (= *Paenelimnoecus repenningi*), *Anourosorex kormosi* (= *Crusafontina kormosi*), *Petenyia dubia* (= *Blarinella dubia*), ?*Paracriptotis* sp. According to BACHMAYER & WILSON (1978, p. 129) the Kohfidisch fauna lies near the boundary between Vallesian and Turolian, but within the Early Turolian. RÖGL & DAXNER-HÖCK (1996) correlated the locality with the latest part of the Late Vallesian MN 10 Zone.

3 Taxonomical review

Subfamily Crocidosoricinae REUMER 1987

Genus *Florinia* ZIEGLER 1989. Occurrence: Early Miocene (MN 3) – Late Miocene (MN 9), Europe

Florinia steblini (DOBEN-FLOREN 1964). Occurrence: Early Miocene (MN 3) – Late Miocene (MN 9), Europe. Studied locality: Alsótelekes (cf.)

Genus *Miosorex* KRETZOI 1959. – Occurrence: Early Miocene (MN 2) – Late Miocene (MN 9), Europe

Miosorex sp. – Occurrence: Late Miocene (MN 9), Hungary. Studied locality: Alsótelekes

Subfamily Heterosoricinae VIRET & ZAPFE 1951

Genus *Dinosorex* ENGESSER 1972. – Occurrence: Late Oligocene (MP 29) – Late Miocene (MN 11), Europe

Dinosorex n. sp. ZIEGLER & MÉSZÁROS [in press]. – Occurrence: Late Miocene (MN 9). Studied locality: Rudabánya

Dinosorex sp. – Occurrence: Late Miocene (MN 10). Studied locality: Sümeg

Subfamily Allosoricinae FEJFAR 1966

Genus *Allosorex* FEJFAR 1966. – Occurrence: Late Miocene (MN 9) – Pliocene (MN 15), Europe

Allosorex stenodus FEJFAR 1966. – Occurrence: Late Miocene (MN 9) – Pliocene (MN 15), Europe. Studied locality: Alsótelekes (cf.)

Genus *Paenelimnoecus* BAUDELLOT 1972. – Occurrence: Early Miocene (MN 3) – Pliocene, (MN 16), Eurasia

Paenelimnoecus repenningi (BACHMAYER & WILSON 1970). – Occurrence: Late Miocene (MN 9–MN 13), Europe. Studied localities: Rudabánya (aff.), Sümeg, Csákvár, Tardosbánya, Polgárdi 2, Polgárdi 4

Subfamily Soricinae FISCHER VON WALDHEIM 1817

Genus *Crusafontina* GIBERT 1974. – Occurrence: Late Miocene (MN 8–13), Europe

Crusafontina endemica GIBERT 1974. – Occurrence: Late Miocene (MN 8–10), Europe. Studied localities: Alsótelekes, Rudabánya, Sümeg

Crusafontina kormosi (BACHMAYER & WILSON 1970). – Occurrence: Late Miocene (MN 10–13), Europe. Studied localities: Tihany, Csákvár, Tardosbánya, Polgárdi 4

Genus *Amblycoptus* KORMOS 1926. – Occurrence: Late Miocene (MN 12–13), Pannonian Basin

Amblycoptus oligodon KORMOS 1926. – Occurrence: Late Miocene (MN 12–13), Pannonian Basin. Studied localities: Tardosbánya, Széchenyi Hill, Egyházasdengeleg, Polgárdi 2, 4

Genus *Kordosia* MÉSZÁROS 1997. – Occurrence: Late Miocene (MN 13) – Pliocene (MN 16), Middle and South-East-Europe

Kordosia topali (JÁNOSSY 1972). – Occurrence: Late Miocene (MN 13) – Pliocene (MN 16), Middle-Europe. Studied locality: Polgárdi 5

Genus *Petenya* KORMOS 1934. – Occurrence: Late Miocene (MN 12) – Pleistocene (Biharian), Europe

Petenya hungarica KORMOS, 1934. – Occurrence: Late Miocene (MN 12) – Pleistocene (Biharian) Europe. Studied locality: Egyházasdengeleg (cf.)

Genus *Blarinella* THOMAS 1911. – Occurrence: Late Miocene (MN 13) – recent, Eurasia

Blarinella dubia (BACHMAYER & WILSON 1970). – Occurrence: Late Miocene (MN 9) – Early Pliocene (MN 14), Europe. Studied localities: Sümeg, Csákvár, Egyházasdengeleg, Tardosbánya, Polgárdi 2, Polgárdi 4. KRETZOI et al. (1976) mention *B. dubia* also from the Rudabánya hominoid localities, but ZIEGLER & MÉSZÁROS (1999) could not find this form in material collected from the site later

Genus *Zelceina* SULIMSKI 1962. – Occurrence: Late Miocene (MN 13) – Pliocene (MN 15), Middle-Europe

Zelceina soriculoides (SULIMSKI 1959). – Occurrence: Late Miocene (MN 13) – Pliocene (MN 15), Middle-Europe. Studied locality: Polgárdi 4

Genus *Asoriculus* KRETZOI 1959. – Occurrence: Late Miocene (MN 12) – Pliocene (MN 16), Europe

Asoriculus gibberodon (PETÉNYI 1864). – Occurrence: Late Miocene (MN 12) – Pliocene (MN 16), Europe. Studied localities: Tardosbánya, Polgárdi 4

Soricinae gen. et sp. – Occurrence: Late Miocene, MN 9. Studied localities: Alsótelekes, Rudabánya

Soricidae gen. et sp. – Occurrence: Late Miocene, MN 10. Studied locality: Sümeg

4 Biostratigraphical conclusions

4.1 Biostratigraphic importance of *Crusafontina*

Crusafontina is the only non-monospecific genus in the Late Miocene Soricidae of the Pannonian Basin. Vallesian MN 9 and the most part of 10 unit are marked by *C. endemica*, the end of MN 10 and Turolian MN 11–13 units by *C. kormosi*. The two species seem to belong to the same phylogenetic line, the later form is developed from the earlier

somewhat before the Vallesian/Turolian boundary. The main evolutionary development in the genus from the earliest Can Llobareres specimens to the latest Polgárdi 4 ones is the general size growth, with the parallel lengthening of some teeth, and the shortening of others (MÉSZÁROS 1998b). The general size growth trend gives some information about the stratigraphic sequence of the studied sites (MÉSZÁROS 1998b).

4.2 Late Miocene 'Soricidae Fauna Intervals'

According to RZEBIK-KOWALSKA (1995) and REUMER (1995), the great change in the Soricidae faunas of Europe during the Late Miocene was caused by climatic (mainly cold) events. The warm-adapted shrews (Crocidosoricinae and Heterosoricinae) rarefied and then disappeared, while the immigrating Asiatic soricines and allosoricines stayed more diverse. Four fauna intervals were formed by the immigration events during the Vallesian and Turolian ages in the Pannonian Basin (Table 3-4).

Alsótelekes Soricidae Fauna Interval. Early Vallesian, earlier part of MN 9. This unit is related to the Middle Miocene in many respects. Crocidosoricinae and Heterosoricinae (*Florinia*, *Miosorex* and *Dinosorex*) do not disappear yet. Soricinae and Allosoricinae are represented only by *Allosorex* and *Crusafontina*. The two typical species of the 'modern' Late Miocene Soricidae faunas, *Paenelimnoecus repenningi* and *Blarinella dubia* do not appear yet. The Polish locality of Belchatów A and Alsótelekes in Hungary are ranged in this type.

Table 3 Stratigraphical ranges of the Soricidae genera in the Hungarian Late Miocene, I. = Alsótelekes Soricidae Fauna Interval, II. = Kohfidisch Soricidae Fauna Interval, III. = Tardosbánya Soricidae Fauna Interval, IV. = Polgárdi Soricidae Fauna Interval.

Age	L a t e M i o c e n e					Soricidae genera
	V a l l e s i a n		T u r o l i a n			
Unit						
MN	9	10	11	12	13	
O c c u r r e n c e	—					<i>Florinia</i>
	—					<i>Miosorex</i>
	—					<i>Allosorex</i>
	—					<i>Dinosorex</i>
	—					<i>Crusafontina</i>
	aff	—				<i>P. repenningi</i>
	?	—				<i>B. dubia</i>
						<i>Amblycoptus</i>
						<i>Asoriculus</i>
				cf.		<i>P. hungarica</i>
					<i>Zelceina</i>	
					<i>Kordosia</i>	
	I.	II.	III.	IV.		

Table 4 Late Miocene Soricidae fauna intervals in the Pannonian Basin. The correlation of the marine and terrestrial stratigraphy is after RÖGL (1996). For the stratigraphical position of the localities see text.

Myr	Age	Stage	Central Paratethys Stage	Mammal faunal unit	MN	Soricidae fauna intervals	Localities in the Pannonian Basin and referred sites
6	L	Messinian	Pontian	Turolian	13	Polgárdi	Maramena
	a						Polgárdi 2
7	t						Polgárdi 5
	e				12	Tardosbánya	Széchenyi Hill
8	M						Egyházasdengeleg
	i				11		Tardosbánya
	o	Tortonian	Pannonian				Csákvár
9	c					10	Kohfidisch
	e						Dorn-Dürkheim
	n			Vallesian			Kohfidisch
10					9		Sümeg
	e					Alsótelekes	Rudabánya
11							Alsótelekes
							Belchatów A
							Can Llobateres

Kohfidisch Soricidae Fauna Interval. Late Vallesian, later part of MN 9 – Early Turolian MN 11. *Crusafontina*, *Paenelimnoecus repenningi* and *Blarinella dubia* are present, but other soricines do not appear. Crocidosoricines are disappeared, but heterosoricines are represented by *Dinosorex* in the beginning of this time. The *Crusafontina endemica*/*C. vicina* phylogenetic change occurred somewhat before the MN 10/11 boundary. Széchenyi Hill, Egyházasdengeleg, Tardosbánya, Csákvár, Tihany, Kohfidisch and Sümeg localities in the Carpathian Basin are ranged in this type.

Tardosbánya Soricidae Fauna Interval. Middle Turolian, MN 12. Crocidosoricines and heterosoricines do not occur. *Crusafontina kormosi*, *Paenelimnoecus repenningi* and *Blarinella dubia* are present. *Asoriculus gibberodon*, *Amblycoptus oligodon* and perhaps *Petenya hungarica* (cf.) appeared as new.

Polgárdi Soricidae Fauna Interval. Late Turolian, MN 13. Only soricines and allosoricines are present, but the species diversity is high. *Paenelimnoecus repenningi*, *Blarinella dubia*, *Amblycoptus oligodon* and *Asoriculus gibberodon* are still extant, *Zelceina soriciuroides* and *Kordosia topali* appeared as new. *Crusafontina* is extinct at the end of the period.

4.3 Geographical area of applicability

The Late Miocene shrews of the Pannonian Basin, like other mammals, are different from the Spanish faunas of this age. These differences can be geographic, climatic, or the combination of the two. The separation is already existing in the earliest part of the Late Miocene (Can Llobateres, GIBERT, 1975). We have not several comparative Soricidae fauna from this period of the German areas. The Dorn-Dürkheim shrews seem to be significantly different from the communities of the Pannonian Basin: *Dinosorex* is further present, while *Blarinella* and *Paenelimnocus* did not appear here. We can find similar faunas in the Pannonian Basin (Alsótelekes, MÉSZÁROS 1999a) and Poland (Belchatów A, RZEBIK-KOWALSKA 1994b). However, there are no Polish shrew sites from the most part of the Late Miocene. We can suppose that the two areas became separated geographically or ecologically, for *Zelceina soriculoides* and *Kordosia topali* appear particularly later in Poland (after Podlešice, RZEBIK-KOWALSKA 1994a) than in Hungary, while *Amblycoptus oligodon* is missing in the Polish faunas.

Summarizing, in most parts of the Late Miocene we can use the here discussed Soricidae Fauna Intervals as biostratigraphical units only for the Carpathian Basin. The Hungarian faunas are common with the Polish ones during the time of the Alsótelekes Soricidae Fauna Interval, but they show marked provinciality in the later fauna intervals.

Acknowledgements. Thanks are due to the following colleagues for the studied and comparative material and help in the taxonomical determinations: Dr. G. DAXNER-HÖCK (Vienna), Dr. C. DOUKAS (Athens), Dr. J. HÍR (Pászto), Dr. D. JÁNOSSY (Budapest), Dr. L. KORDOS (Budapest), Dr. B. RZEBIK-KOWALSKA (Krakow), Dr. G. STORCH, (Frankfurt) and Dr. R. ZIEGLER (Stuttgart). The work was supported by OTKA F 025864 and D 29340 projects.

References

- BACHMAYER, F. & R. W. WILSON (1970): Small mammals (Insectivora, Chiroptera, Lagomorpha, Rodentia) from the Kohfidisch fissures of Burgenland, Austria. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien* **74**: 533–587, Wien.
- BACHMAYER, F. & R. W. WILSON (1978): A second contribution to the small mammal fauna of Kohfidisch, Austria. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien* **81**: 129–161, Wien.
- GIBERT, J. (1975): New insectivores from the Miocene of Spain. I and II. – *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetenschappen B* **78** (2): 108–133, Amsterdam.
- KORDOS, L. (1985): Lower Turolian (Neogene) *Anomalospalax* gen. n. from Hungary and its phylogenetic position. – *Fragm. Min. Pal.* **12**: 27–42, Budapest.
- (1987a): *Karstocricetus skofleki* gen. n., sp. n. and the evolution of the Late Neogene Cricetidae in the Carpathian Basin. – *Fragm. Min. et Pal.* **13**: 65–88, Budapest.
- KORDOS, L. (1987b): Neogene Vertebrate biostratigraphy in Hungary. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* **70**: 393–396, Budapest.
- (1991): Late Miocene paleovertebrate localities, Polgárdi, Mezőföld. – *Magyarország Geológiai Alapszelvényei*, MÁFI, pp. 1–6, Budapest.
- (1997): Environmental and Hominoid History in the Carpathian Basin during the Late Miocene. – *Climatic and Environmental Change in the Neogene of Europe*, ESF Workshop, pp. 13–14, Siena.

- KRETZOI, M. (1954): Befejező jelentés a Csákvári-barlang öslénytani feltárásáról. (Rapport final des fouilles paléontologiques dans la grotte de Csákvár.) – MÁFI Évi Jelentése az 1952. évről, pp. 37–55, Budapest.
- (1980): Fontosabb szórványleletek a MÁFI gerinces-gyűjteményében (5). 1. A Széchenyi-hegy pliocén édesvízi mészkővének faunája. (Wichtigere Streufunde in der Wirbeltierpaläontologischen Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt, 5.) – MÁFI Évi Jelentése az 1978. évről, pp. 347–359, Budapest.
- (1984): A Sümeg-gerinci fauna és faunaszakasz. (The fauna and faunal age of Sümeg-gerinc.) – Geol. Hung., Ser. Geol. 20: 214–222, Budapest.
- KRETZOI, M., E. KRÖLOPP, H. LÖRINCZ & I. PÁLFALVY (1976): A rudabányai alsópannóniai prehomínidás lelőhely flórája, faunája és rétegtani helyzete. (Flora, Fauna und Stratigraphische Lage der Unterpannionischen Prähominiden-Fundstelle von Rudabánya, NO-Ungarn.) – MÁFI Évi Jelentése az 1974. évről, pp. 365–394, Budapest.
- MÉSZÁROS, L. GY. (1996): Soricidae (Mammalia, Insectivora) remains from three Late Miocene localities in western Hungary. – Annales Univ. Sci. Budapest. Sect. Geol. 31: 5–25 u. 119–122, Budapest.
- (1998a): Late Miocene Soricidae (Mammalia) fauna from Tardosbánya (Western Hungary). – Hantkeniana 2: 103–125, Budapest.
- (1998b): *Crusafontina* (Mammalia, Soricidae) remains from Late Miocene localities in Hungary. – Senckenbergiana lethaea 77 (1/2): 145–159, Frankfurt am Main.
- (1999a): Some insectivore (Mammalia) remains from the Late Miocene locality of Alsótelekes (Hungary). – Annales Univ. Sci. Budapest., Sect. Geol. 32: 35–47, Budapest.
- (1999b): An exceptionally rich Soricidae (Mammalia) fauna from the Late Miocene localities of Polgárdi (Hungary). – Annales Univ. Sci. Budapest., Sect. Geol. 32: 5–34, Budapest.
- MÜLLER, P. & M. SZÓNOKY (1988): Tihany formation, Tihany, Fehér-part. – Magyarország Geológiai Alapszelvényei, MÁFI, pp. 1–6, Budapest.
- REUMER, J. W. F. (1995): The effect of paleoclimate on the evolution of the Soricidae (Mammalia, Insectivora).
- In: VRBA, E. S., DENTON, G. H., PARTVIDGE, T. C. & BURCHLE, L. H. (Eds): Paleoclimate and Evolution, with Emphasis on Human Origins. Yale University Press, New Haven and London.
- RÖGL, F. (1996): Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. österr. 41: 65–73, Wien.
- RÖGL, F. & DAXNER-HÖCK (1996): Late Miocene Paratethys correlations. – In: BERNOR, R. L., V. FAHLBUSCH & H.-W. MITTMANN (Eds.): The evolution of Western Eurasian Neogene mammal faunas. pp. 47–55, New York (Columbia Univ. Press).
- RZEBIK-KOWALSKA, B. (1994a): Pliocene and Quaternary Insectivora (Mammalia) of Poland. Acta zool. cracov. 37 (1): 77–136, Kraków.
- (1994b): Insectivora (Mammalia) from the Miocene of Belchatów in Poland. II. Soricidae Fischer von Waldheim, 1817. – Acta zool. cracov. 37 (1): 137–155, Kraków.
- (1995): Climate and history of European shrews (Family Soricidae). – Acta zool. cracov. 38 (1): 95–107, Kraków.
- STORCH, G. (1978): Die turolische Wirbeltierfauna von Dorn-Dürkheim, Rheinhessen (SW-Deutschland). 2. Mammalia: Insectivora. – Senckenbergiana lethaea 58 (6): 421–449, Frankfurt am Main.
- ZIEGLER, R. & L. GY. MÉSZÁROS (in press): The Soricidae (Mammalia, Insectivora) of Rudabánya. – In: BERNOR, R. & L. KORDOS (Eds.): The Late Miocene hominoid locality of Rudabánya, Hungary. Columbia University Press New York.

Eocene microphytofossils (dinoflagellate cysts and continental palynomorphs) of Northwestern Siberia (Severnaya Sosva Basin)

by ALINA I. IAKOVLEVA, INESSA A. KULKOVA and CARLA CAVAGNETTO*

with 3 plates and 6 figures

Abstract. A palynological study (dinoflagellates and pollen grains) was carried out in two boreholes through the Eocene of the Severnaya Sosva River Basin in the north of Western Siberia. Five zones were identified: two (*Dracodinium varielongitudum* and *Charlesdowniea coleobrypta* zones) in the Ypresian, and three (*Rhombodinium draco*, *Rhombodinium porosum* and *Kisselevia ornata* zones) in the Bartonian. The absence of the dinoflagellate zones characterizing the Lutetian in other regions suggests an interruption in marine sedimentation in Northwestern Siberia during the beginning of the Middle Eocene.

A palaeoecological interpretation of some dinoflagellate groups was proposed. It shows a shallow marine environment with a reduced salinity, followed by a marine basin regression during the Bartonian. For the first time the ecology of the acritarch genera *Paucilobimorpha* and *Tritonites* was interpreted.

Résumé. Une étude palynologique (Dinoflagellés et pollens) a été réalisée sur deux sondages traversant l'Eocène dans le bassin de la rivière Severnaya Sosva dans le nord de la Sibérie occidentale. Nous avons pu reconnaître 5 zones de Dinoflagellés : deux (à *Dracodinium varielongitudum* et à *Charlesdowniea coleobrypta*) dans l'Yprésien et trois (zones à *Rhombodinium draco*, *Rhombodinium porosum* et à *Kisselevia ornata*) dans le Bartonien. L'absence des zones de Dinoflagellés qui caractérisent le Lutétien dans les autres régions, suppose une interruption dans la sédimentation marine au nord de la Sibérie occidentale au début de l'Eocène moyen.

L'interprétation paléocéologique de certains groupes de Dinoflagellés est mise en évidence. Elle montre un milieu marin peu profond avec une salinité réduite et une régression du bassin marin au cours du Bartonien. L'écologie des genres *Paucilobimorpha* and *Tritonites* est interprétée pour la première fois.

* Authors' addresses: ALINA I. IAKOVLEVA, Laboratoire de Paléoenvironnements et Palynologie, UMR CNRS 5554 case 61, ISEM, Université Montpellier II, F-34095 Montpellier cedex 5, France and Laboratory of Paleofloras, Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per. 7, 109107 Moscow, Russia.

INESSA A. KULKOVA, Laboratory of Palynology, Associated Institute of Geology, Geophysics & Mineralogy of Russian Academy of Sciences, Universitetsky pr. 3, 630090 Novosibirsk, Russia.

CARLA CAVAGNETTO, Laboratoire de Paléoenvironnements et Palynologie, UMR CNRS 5554 case 61, ISEM, Université Montpellier II, F-34095 Montpellier cedex 5, France.

1 Introduction

Up to now the principal microfossil groups for the Palaeogene were the planktonic foraminifers and calcareous nannoplankton. The most detailed and entire zonations, based on the oceanic Deep Sea Drilling materials, are established by the use of these two microfossil groups. However, these representatives of marine biota are limited in their distribution by the carbonate sedimentation regions.

Consequently, the use of planktonic foraminifera and calcareous nannoplankton is not possible in the regions such as the North sea and Arctic Basin, in West Siberia, in the Ural region etc., where the terrigenous and siliceous sedimentation occurred during Palaeogene (SHATSKY 1989). The Palaeocene-Eocene of Western Siberia is represented by marine non-carbonate sediments. One of the most important questions of the Palaeogene stratigraphy of Western Siberia is the age definition of the regional formations (SHATSKY 1984).

The diatom, silicoflagellate and radiolarian chronology in Western Siberia has not yet been well established. These groups do not characterize the whole Palaeogene section of Western Siberia. Moreover, they belong to the Palaeogene boreal Province, so their direct correlation with their homologues of the low latitudes is questionable (STRELNIKOVA 1992). Consequently, the knowledge of the Palaeogene stratigraphy of Western Siberia is still limited. This is the reason why organic-walled dinoflagellates, distributed and recorded in the whole carbonate and non-carbonate Palaeocene-Eocene section of West Siberia, can be very useful to the biostratigraphical study of this region. In fact, the dinoflagellate distribution in marine neritic and oceanic settings, the quick morphological evolution of certain groups and the association changes permit to establish detailed stratigraphical zonations. Moreover, the simultaneous presence of dinoflagellates, pollen grains and spores in the same preparation permits the direct correlation of the marine and land sediments.

The first publications on dinoflagellates of Western Siberia are due to VOZZHENNIKOVA (1960, 1963, 1965, 1967) – one of the pioneers of the morphological description of this microfossil group. Then the possibility of the dinoflagellate utilisation for the stratigraphy appeared. Correlation schemes were proposed by ANDREEVA-GRIGOROVITCH (1985, 1991) for the South of the former Soviet Union, by VASSILIEVA (1990) for the Southern Ural region and by KULKOVA and SHATSKY (1990) for Western Siberia.

Some stratigraphical markers of wide geographical extent allowed to establish some correlations between the marine Palaeogene of Western Siberia and that of the southern former Soviet Union and Western Europe (ILYINA et al. 1994).

The subject of the present study is a detailed analysis of the stratigraphical distribution of the dinoflagellates of Northwestern Siberia (Severnaya Sosva Basin) and a palaeoenvironmental reconstruction by means of this microfossil group.

The investigation is based on two cored boreholes from Northwestern Siberia (Severnaya Sosva River region) (Fig. 1A, B), where the phytoplankton and pollen/spore assemblages were studied.



Severnaya Sosva Basin

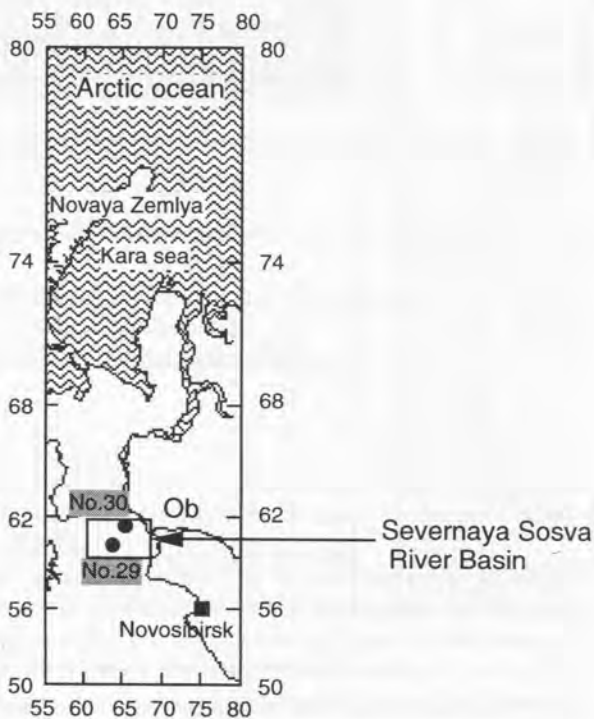


Fig. 1. A, B. Location map.

2 Material and methods

2.1 Lithostratigraphy

The marine Eocene sediments of Western Siberia are divided into three regional formations (Fig. 2): Irbitskaya, Nurolskaya and Tavdinskaya (VERESHAGIN 1982).

The Irbitskaya Formation, defined by SISOV (1956) in the Irbit River region of the Ural, directly overlies the Paleocene Serovskaya Formation. The basal part (40 m of thickness) consists of argillaceous diatomites, marly diatomites, clay and sandstones in the basal part. There are the sediments with *Dictyochoa frenguelli*, *Coscinodiscus uralensis*, etc. (VERESHAGIN 1982). The second part (75 m of thickness) comprises argillaceous diatomites with sandstone intercalations and the *Coscinodiscus payeri* and *Dictyochoa deflanderi* assemblages. The upper part of the formation is composed of clay with argillaceous diatomites of a maximum thickness of 150 m. The Irbitskaya Formation is found in the Eastern Ural part and in Western Siberia.

The Nurolskaya Formation, located in Western Siberia, was defined by SHATSKY (1969) in the Nurolka River region of Western Siberia. It comprises a clay with marl intercala-

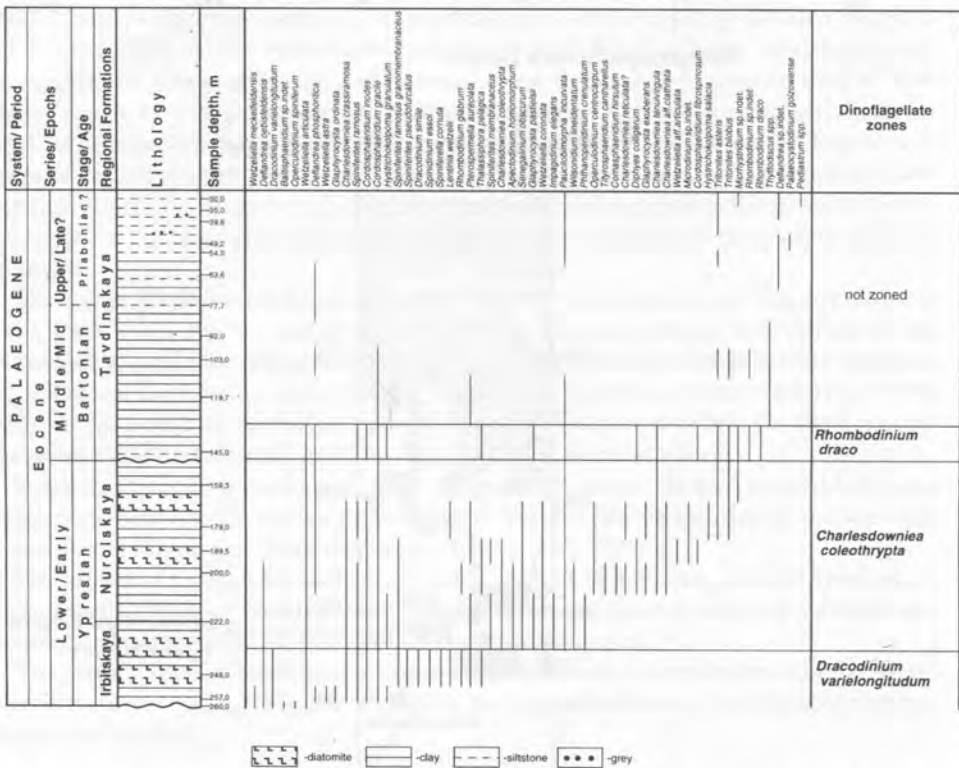


Fig. 2. Distribution chart of dinoflagellate cysts and acritarchs in the section of borehole No. 30.

tions and the *Ellipsoxiphus chabakovi*, *Helioliscus lentis* and *Pyxillia gracilis* assemblages. The formation thickness is between 15 and 80 m.

The Tavdinskaya Formation, defined by BOGDANOVITCH (in ROSTOVITSEV, 1955) in the Tavda region of Ural, is recognized in the whole northern and central Western Siberia. Its base is composed of a green clay of a maximum thickness of 100 m. The medium part (30 m) comprises sand and clay with lignite intercalations. The upper part (100 m) is composed of a green clay with sand intercalations. This part yields *Pelecycora incrassata*, *Pelecycora tenuis* etc. (VERESHAGIN 1982).

The study presented in this paper is based on the analysis of 34 samples from borehole No. 29 and of 19 samples from borehole No. 30. Both boreholes are cored in the Severnaya Sosva Basin (northeast of Western Siberia) (Fig. 1a, b). The lithology of each core is given separately.

The lithological succession of **borehole No. 30** consists (Fig. 2), from base to top, of:

the Irbitskaya Formation:

260.1–222.0 m – grey-green and light green diatomite clay

the Nurolskaya Formation:

222.0–148.5 m – blue-green and dark green clay with grey sand lenses and with intercalations (a few meters) of grey-green diatomite clay.

the Tavdinskaya Formation:

148.5–78.0 m – blue-green clay and dark green clay with light grey sand lenses

78.0–64.0 m – yellow-green clay with siltstone lens and sand lenses

64.0–26.0 m – grey siltstone with small lens of gravel and sand lenses

The lithological section of **borehole No. 29** (Fig. 3) is represented from base to top, by:

the Irbitskaya Formation:

280.0–257.0 m – grey and light grey sand and sandstone with intercalations of dark grey clays.

the Nurolskaya Formation:

257.0–177.0 m – light grey diatomites, diatomite clays and light grey siltstones

the Tavdinskaya Formation:

177.0–68.0 m – green grey clays with siltstones and glauconite-quartz sand

68.0–60.0 m – grey siltstone

60.0–45.0 m – grey and brown-grey clay and light grey siltstones.

2.2 Sample preparation

The dinoflagellates and other palynomorphs were concentrated by the standard palynological techniques of the palynological laboratories of the Russian Academy of Sciences (KRISHTOFOVITCH 1950; PETROVA 1986).

The samples are processed with hydrochloric acid (10%) until the calcium carbonate is dissolved. The samples are then processed with 10% NaH_4OH until the soluble organic substances are eliminated. Then the samples are washed several times for the elimination of argillaceous compounds. After the washing the samples are centrifuged with a heavy liquid ($\text{K}_2[\text{CdJ}_4]$). The density of this heavy liquid is 2.25. The samples are then washed in

water several times. The samples are processed then with hydrofluoric acid (10%) until the siliceous matter is dissolved. Then the samples are boiled with hydrochloric acid to remove the fluoro-silicate compounds and are washed in water several times. After that the samples are dehydrated in a pure acetic acid and then centrifuged for the complete elimination of the liquid. The last stage of preparation is the acetolysate. The samples are processed with the solution of 9 parts of acetic anhydride and 1 part of sulphuric acid. This mixture is distributed immediately into the tubes. The samples are placed in a boiling water-bath for 2 minutes. The action is stopped with acetic acid. The samples are then centrifuged and the liquid is removed.

3 Results

3.1 Palynology

The boreholes No. 29 and No. 30 are cored in the same region. However, the assemblages recognized in these boreholes do not coincide completely (Fig. 2, 3). This fact is probably due to the selection of samples. So, the two lower assemblages recognized in both cores are given together, and the next ones are described separately.

3.1.1 The *Dracodinium varielongitudum* assemblage is recognized in the borehole No. 30 at 260.0–234.0 m depth and in the borehole No. 29 at 288.5–263.4 m depth from the sediments of the Irbitskaya Formation. The microphytoplankton assemblage is represented by the following species: *Charlesdowniea aff. clathrata*, *Charlesdowniea crassiramosa*, *Cordosphaeridium gracile*, *C. inodes*, *Dapsilidinium simplex*, *Deflandrea oebisfeldensis*, *D. phosphoritica*, *Diphyes colligerum*, *Dracodinium simile*, *D. varielongitudum*, *Glaphyrocysta ordinata*, *Horologinella incurvata*, *Hystriochokolpoma eisenackii*, *H. granulatum*, *Lentinia wetzeli*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Operculodinium microtrianum*, *Operculodinium spiniferum*, *Pterospermella aureolata*, *Rhombodinium glabrum*, *Spinidinium essoii*, *Spiniferites cornutus*, *Sp. membranaceus*, *Sp. ramosus*, *Sp. ramosus granomembranaceus*, *Sp. cf. tertarius*, *Thalassiphora pelagica*, *Tritonites bilobus*, *Wetzeliella articulata*, *W. astra*, *W. mekelfeldensis*.

The dominating species of this assemblage are *Dracodinium varielongitudum*, *Wetzeliella articulata* and also *Deflandrea phosphoritica* and *Cordosphaeridium inodes*.

The pollen assemblage is very poor in this level and includes only a few Pinaceae: *Tilia* sp., *Castanea creanataeformis* SAMIG., *Triplopollenites* sp., *Psilatricolporopollenites* sp. and *Tricolporopollenites* sp.

3.1.2 The *Charlesdowniea coleothrypta* assemblage is determined in the borehole No. 30 at 234.0–146.0 m depth and in borehole No. 29 at 263.4–177.5 m depth from the sediments of the Nurolskaya Formation. The phytoplankton assemblage comprises many species of the previous assemblage and is marked by the appearance of species such as *Achilleodinium biformoides*, *Achomosphaera alcornu*, *Apectodinium homomorphum*, *Areoligera senonensis*, *Charlesdowniea reticulata?*, *Charlesdowniea tenuivirgula*, *Charlesdowniea coleothrypta*, *Cordosphaeridium cantharellum*, *C. fibrospinatum*, *C. multispinosum*, *Cometodinium whytei*, *Deflandrea denticulata*, *Eocladopyxis paniculata*, *Glaphy-*

rocysta exuberans, *Gl. pastielsii*, *Homotryblium cf. pallidum*, *H. tenuispinosum*, *Hystrichokolpoma salacia*, *Impagidinium elegans*, *Operculodinium centrocarpum*, *O. hirsutum*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Pterodinium cingulatum*, *Phthanoperidinium crenulatum*, *Senegalium obscurum*, *Spiniferites monilis*, *Tritonites asteris*, *Turbiosphaera galatea*, *Wetzeliella coronata*, *Wilsonidium lineidentatum*.

The lower levels of this association are always marked by the predominance of Wetzeliellaceae (*Wetzeliella articulata*, *W. coronata*, *Charlesdowniea clathrata*, *Ch. tenuivirgula*) and of *Cordosphaeridium gracile* and *Deflandrea phosphoritica*.

The amount of the dinoflagellate genus *Horologinella* and acritarchs of the genus *Tritonites* (*T. asteris* and *T. bilobus*) obviously increased from 159.3 m depth in the borehole No. 30 and from 190.0 m depth in the borehole No. 29.

At the same time the ratio between dinoflagellates and pollen grains changed too. We recognized *Pinus* sp., *Alnus* sp., *Liquidambar* sp., *Juglans* sp., *Nyssa* sp., *Tilia* sp., *Anacolisidites* sp., *Tripoporollenites robustus* PFLUG, *Tricolporopollenites cingulum* (POT.) THOM. & PFLUG, *Rhoipites pseudocingulum* POTONIÉ, *Castanea crenataeformis* and *Psilatricolporites evidens* BOITZOVA.

3.1.3 The *Rhombodinium draco* assemblage is recognized in one sample in the borehole No. 30 from 145.0 to 132.3 m of depth from the sediments of the Tavdinskaya Formation. The new species *Rhombodinium draco* and *Rhombodinium pentagonum* appear here. The most abundant taxa of this assemblage are *Deflandrea phosphoritica*, *Wetzeliella articulata*, *Rhombodinium draco* and the acritarchs *Tritonites asteris* and *Tritonites bilobus*.

The pollen assemblage is not representative. We can only note the presence of *Rhoipites pseudocingulum*, *Tricolporopollenites liblarensis* THOM. & PFLUG, *Tricolporopollenites cingulum* and *Juglans* sp.

3.1.4 The *Rhombodinium porosum* assemblage is established in the borehole No. 29 in the depth of 177.0 m in the Tavdinskaya Formation. The phytoplankton assemblage is marked by the presence of *Rhombodinium porosum* and by the great number (55%) of *Soaniella granulata*.

The pollen assemblage comprises *Tricolporopollenites cingulum*, *Castanopsis pseudocingulum* (POT.) BOITZOVA, *Comptonia rotunda* KULKOVA, *Rhoipites pseudocingulum*, *Psilatricolporites evidens*, *Tilia* sp., *Alnus* sp., *Quercus conferta* Boitzova, *Nyssa* sp., *Tripoporollenites* sp., *Liquidambar* sp., *Taxodiaceae* and *Pinaceae*.

3.1.5 The *Kisselovia ornata* assemblage is recognized in the borehole No. 29 at 64.9–146.4 m depth from the Tavdinskaya Formation. New species appear here: *Kisselovia ornata*, *Phthanoperidinium echinatum*, *Glaphyrocysta vicina*, *Gl. laciniiformis*, *Gl. spineta* and *Gl. texta*.

The pollen/spore assemblage comprises Polypodiaceae, Pinaceae (*Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Tsuga*), Anacardiaceae (*Rhus regularis*), Aquifoliaceae (*Ilex*), Betulaceae (*Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*); Fagaceae (*Castanea*, *Quercus*), Juglandaceae (*Carya*, *Juglans*, *Liquidambar*), Myricaceae (*Comptonia*), Hammamelidaceae, Nyssaceae (*Nyssa*); *Pompeckjodaepollenites subhercynicus* KRUTZSCH, *Tripoporollenites robustus*, *Tricolporopollenites cingulum*, *Psilatricolporopollenites evidens* and *Rhoipites pseudocingulum*.

3.1.6 The upper part of the Tavdinskaya Formation in boreholes No. 30 and 29 is very poor in dinoflagellates. The assemblage of borehole No. 30 (119.7–30.0 m) includes only few specimens of *Deflandrea phosphoritica*, *Deflandrea* sp., *Palaeocystodinium golzowense*, the acritarchs *Paucilobimorpha inceorata*, *Tritonites asteris* and *Micrhystridium* sp., the algae *Pterospermella aureolata* and *Pediastrum* sp.

The assemblage of borehole No. 29 (46.4–51.0 m) is also not abundant and comprises *Araneosphaera araneosa*, *Areoligera* sp., *Cordosphaeridium gracile*, *C. inodes*, *C. latispinosum*, *C. funiculatum*, *Deflandrea phosphoritica*, *D. denticulata*, *Deflandrea* sp., *Glaephyrocysta exuberans*, *Gl. pastielsii*, *Gl. semitecta*, *Gl. spineta*, *Gl. texta*, *Gl. vicina*, *Homotryblium variabile*, *Horologinella incurvata*, *Hystrichosphaeridium tubiferum*, *Impagidinium* sp., *Kisselovia* sp., *Micrhystridium* sp., *Operculodinium centrocarpum*, *Phthanoperidinium echinatum*, *Pterodinium cingulum* and *Solisphaeridium stimuliferum*.

In both boreholes, some levels of this interval are represented only by *Horologinella incurvata*, *Deflandrea phosphoritica* and the acritarch *Tritonites*.

The pollen percentage rises and *Quercus* is dominant (*Q. conferta*, *Q. gracilis* BOITZOVA, *Q. graciliformis* BOITZOVA).

There are also Taxodiaceae, *Picea* sp., *Pinus* sp., *Alnus* sp., *Carya* sp., *Ilex* sp., *Juglans polyporata*, *Liquidambar* sp., *Nyssa* sp., *Pterocarya* sp., *Ulmodeipites* sp., *Psilatricolporites evidens*; spores Polypodiaceae, *Osmunda* sp. and *Sphagnum* sp. The abundance of the aquatic fern *Hydropteris indutus* is recorded too.

4 Discussion

4.1 Discussion of zones and correlation

A dinoflagellate zonation of Western Siberia from several localities has been previously proposed by KULKOVA & SHATSKY (1990) (Fig. 4). This zonation included five Eocene zones and was correlated with those from the Southern Ural region (VASSILIEVA 1990), the south of the former Soviet Union (ANDREEVA-GRIGOROVITCH 1991) and those from the Paris Basin (CAVELIER & POMEROL 1983).

The occurrence of stratigraphical markers in the dinoflagellate assemblages permitted to recognize five dinoflagellate zones. In the present study we compare these zones from the boreholes of Severnaya Sosva with those of the compiled Palaeogene dinoflagellate cyst biozonation of POWELL (1992), of KULKOVA & SHATSKY (1990) for Western Siberia, of ANDREEVA-GRIGOROVITCH (1991) for the south of the former Soviet Union and VASSILIEVA (1990) for the Southern Ural region (Fig. 4).

4.1.1 The *Dracodinium varielongitudum* zone

This zone has been defined for the first time by COSTA & DOWNIE (1976) in the Argile d'Ypres (Kallo, Belgium). Then it has been included in the dinoflagellate zonation of Northwestern Europe of COSTA & MANUM (1988). This zone is well developed in Denmark (NIELSEN et al. 1986). In the schemes of CAVELIER & POMEROL (1983) for the Paris Basin and of ANDREEVA-GRIGOROVITCH (1991) for the south of the former Soviet Union,

Period	Epoch	Stage	Plank. Foram. Biozones	Calc. Nannoc. Biozonite	Dino. Cyst Biozones (C. & M. 1988)	Dino. Cyst Biozonation of Powell (1992)	South of the ex-Soviet Union (And.-Grigorovitch, 1991)	Southern Ural region (Vassileva, 1990)	Western Siberia (Kulkova & Shatsky, 1990)	Severnaya Sosva Basin (present study)		West Siberian lithological Formations
										borehole No.29	borehole No.30	
										not zoned		
Palaeogene (pars)	Eocene	Upper/Late Eocene	P16	NP20	D12	Rpe	<i>Charlesdowniea clathrata angulosa</i>	<i>Charlesdowniea clathrata angulosa</i>	<i>Charlesdowniea clathrata angulosa</i>	not zoned	not zoned	Tavdinskaya
			P15	NP19		Wsi	<i>Rh. porosum</i>	<i>Kisselevia ornata</i>	<i>Kisselevia ornata</i>	<i>Kisselevia ornata</i>	not zoned	
			P14	NP18		Rpo	<i>Rh. porosum</i>	<i>Kisselevia ornata</i>	<i>Kisselevia ornata</i>	<i>Rhombodinium porosum</i>	not zoned	
		P12	NP17		Rpm	<i>Rh. porosum</i>	<i>Rh. draco</i>	<i>W. irtyshensis</i> <i>A. diktyoplokus</i>	<i>Rhombodinium porosum</i>	not zoned		
		P11	NP16		Gin	<i>Ch. coelothrypta rotundata</i>	<i>Systematophora placacantha</i>	<i>Charlesdowniea fasciata</i>	<i>Rhombodinium porosum</i>	not zoned		
		P10	NP15		Aar	<i>Ch. coelothrypta rotundata</i>	<i>Systematophora placacantha</i>	<i>Charlesdowniea fasciata</i>	<i>Rhombodinium porosum</i>	not zoned		
	Lower/Early Eocene	Middle/Late Eocene	P9	NP14		Pcp	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	not zoned	Nurokaya Irbitskaya
			P8	NP13		D8	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	not zoned	
			P7	NP12		Pta	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	not zoned	
		P6b	NP11		Ccl	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	<i>Ch. coelothrypta</i>	not zoned		
		P6a	NP10		D7	<i>D. varielongitutum</i>	<i>D. varielongitutum</i>	<i>D. varielongitutum</i>	<i>D. varielongitutum</i>	not zoned		
		P5a	NP10		D5	<i>D. varielongitutum</i>	<i>D. varielongitutum</i>	<i>D. varielongitutum</i>	<i>D. varielongitutum</i>	not zoned		

Fig. 4. Correlation chart.

the *Dracodinium varielongitutum* zone is correlated with the upper part of calcareous nannoplankton zone NP11 of MARTINI (1971).

According to POWELL (1992), the *Dr. varielongitutum* zone is calibrated with nannoplankton zones NP11 (pars) and NP12 (pars) of MARTINI (1971), planctonic foraminiferal biozone P7 (pars) of BERGGREN et al. (1995) and dinoflagellate cyst sub-biozone D7b of COSTA & MANUM (1988).

In Western Siberia, the *W. meckelfeldensis* – *D. varielongitutum* zone has been recognized by KULKOVA & SHATSKY (1990) in the Eocene sediments of the Irbitskaya Formation.

Following this, the sediments of the Irbitskaya Formation in the Severnaya Sosva section of the *D. varielongitutum* zone interval can be dated as Ypresian (pars), Early Eocene.

According to POWELL (1992), the species *Wetzeliella astra* appears and disappears within the nannoplankton NP10 zone. Unlike this calibration, *Wetzeliella astra* is recognized in the *D. varielongitutum* assemblage of the Severnaya Sosva region.

4.1.2 The *Charlesdowniea coelothrypta* zone

The *Ch. coelothrypta* zone has been proposed for the first time in the Campo section (central part of the Spanish Pyrenées) (CARO 1973). Later, it has been recognized in the Brackleshem Beds of the London Clay Formation (BUJAK et al. 1980). The base of this zone is directly correlated with the base of dinoflagellate cyst biozone D8 of COSTA & MANUM (1988). In the scheme for the Paris Basin (CAVELIER & POMEROL, 1983), the "*Kisselevia coelothrypta*" zone (W6) is situated in the Upper Ypresian-Lower Lutetian. The *Ch. coelothrypta* zone is calibrated with the calcareous nannoplankton biozone NP12 (pars) of MARTINI (1971) and with the planktonic foraminiferal biozone P8 (pars) of BERGGREN et al. (1995) in the compiled scheme of POWELL (1992).

The *Ch. coelothrypta* s.l. (*Ch. coelothrypta*/*Ch. coelothrypta rotundata*) zone is present in the former Soviet Union: according to ANDREEVA-GRIGOROVITCH (1991) the *Ch. coelothrypta* s.l. zone corresponds to the Upper Ypresian-Lower Lutetian.

The peculiarity of the West Siberian dinoflagellate distribution is that two species appear and disappear simultaneously: *Ch. coleothrypta* and *Wetzeliella coronata*. *W. coronata* is the species largely present in the West Siberian Upper Ypresian sections but not marked in Europe. This fact was observed in all studied Siberian sections (KULKOVA & SHATSKY 1990; ILYINA et al. 1994).

According to all these stratigraphic calibrations, the sediments of the boreholes No. 29 and 30 of the Severnaya Sosva Basin comprising the dinoflagellate cysts of the *Ch. coleothrypta* zone can be attributed to the Nurolskaya Formation of West Siberia and dated as Late Ypresian.

It must be noted here that the species *Tityrosphaeridium canthazellus* appears for the first time in West Siberia within the *Ch. coleothrypta* zone. This fact is contrary to what is known from Western Europe, where it is present only from the *Phthanoperidinium comatum* zone, calibrated with dinoflagellate cyst biozone D9 (pars) of COSTA & MANUM (1988) (POWELL 1992).

We can also indicate the reappearance of *Apectodinium homomorphum* in the Ypresian, which is also observed in the Belgian Basin (DE CONINCK 1990).

In spite of its poverty, the pollen assemblage confirms the Early Eocene age of sediments.

4.1.3 *The Rhombodinium draco* zone

The *Rhombodinium draco* zone has been established by COSTA & DOWNIE (1976) in the Barton Beds (Isle of Wight) and was next emended by BUJAK (1979). According to POWELL (1992), it is calibrated with nannoplankton biozone NP16 (pars), planktonic foraminiferal biozone P13 and P14 (pars) of BERGGREN et al. (1995) and with dinoflagellate cyst biozone D10 (pars) of COSTA & MANUM (1988).

The *Rh. draco* zone has also been recognized in the south of the former Soviet Union by ANDREEVA-GRIGOROVITCH (1991) and in the Southern Ural region by VASSILIEVA (1990). According to ANDREEVA-GRIGOROVITCH (1985) and VASSILIEVA (1990), the *Rh. draco* zone corresponds to the *Wetzeliella articulata* zone (W9) of the Paris Basin zonation (CAVELIER & POMERO, 1983).

Consequently, the sediments of the Tavdinskaya Formation in the Severnaya Sosva Basin with *Rh. draco* assemblage can be attributed to the Bartonian.

4.1.4 *The Rhombodinium porosum* zone

Rh. draco was not found in the borehole No. 29. But in the interval situated just above the *Ch. coleothrypta* zone, the species *Rhombodinium porosum* appears. Due to the fact that two boreholes are placed in the same region, it is possible that the *Rh. draco* zone is very thin and the sampling interval was not detailed.

According to POWELL (1992), the dinoflagellate zone *Rhombodinium porosum*, proposed by CHÂTEAUNEUF & GRUAS-CAVAGNETTO (1978), emended by BUJAK (1979), is calibrated with the calcareous nannoplankton zone NP 17 and the planktonic foraminiferal

zone P14 (pars). The *Rhombodinium porosum* zone corresponds partially to dinoflagellate cyst zone D11 of COSTA & MANUM (1988).

Therefore, the sediments of the borehole No. 29, which comprise the *Rh. porosum* zone, can be dated as Bartonian (pars), Middle Eocene.

The pollen assemblages are not very representative, but *Rhoipites pseudocingulum*, *Tricolporollenites liblarensis* etc. are common for the Middle Eocene.

4.1.5 The *Kisselovia ornata* zone

This zone has been recognized from the sediments of the Tavdinskaya Formation in the regions of Western Siberia (KULKOVA & SHATSKY 1990) and of Southern Ural (VASSILIEVA 1990).

According to VASSILIEVA (1990) and KULKOVA & SHATSKY (1990), the *K. ornata* zone is placed between the *Ch. coleothrypta* and *Ch. clathrata angulosa* zones. VASSILIEVA (1990) supposes that the composition of this zone permits a correlation with the *Rhombodinium porosum* zone in the schemes of the Paris Basin (W11/W12 zone) (CAVELIER & POMEROL 1983) and of North-western Europe (D11 zone) (COSTA & MANUM 1988).

Thus, the sediments of the borehole No. 29 in the Severnaya Sosva Basin, comprising the *K. ornata* assemblage, may be Bartonian, Middle Eocene, in age.

4.1.6 The upper part of the studied sections is not rich in dinoflagellates. So, it is very difficult to date these sediments with accuracy. The dinoflagellate assemblage of the borehole No. 30 with only few *Deflandrea phosphoritica*, *Paucilobimorpha incurvata* and *Palaeocystodinium golzowense* does not permit to specify the Bartonian or Priabonian age of sediments. But the pollen assemblage comprises taxons, such as *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. conferta* etc., which characterize the Upper Eocene in Western Siberia (KULKOVA 1988).

The uppermost dinoflagellate assemblage of the borehole No. 29 is more abundant in species. It comprises species, common in the Priabonian, such as *Glaphyrocysta texta*, *Gl. semitecta*, *Phthanoperidinium echinatum*. The species of this assemblage are common in the *Charlesdownia clathrata angulosa* zone, recognized in the Priabonian in the Paris Basin, the south of the former Soviet Union, Southern Ural and Western Siberia (ILYINA et al. 1994). But the marker species *Ch. clathrata angulosa* is not found in this section. Thus, we suppose a Late Eocene age of the upper part of borehole No. 29.

4.2 Palaeoecology

Dinoflagellates are planktonic, unicellular organisms living mostly in the ocean, seas, lagoons and estuaries. At present, they represent, along with diatoms, the most important microplanktonic group in the marine environment. The optimal salinity for the dinoflagellate development is 20–30‰, and dinoflagellates adapt better to the decrease of salinity than to its increase. The optimum conditions for dinoflagellates are warm, calm and nutritious salt waters. Wide distribution of dinoflagellate cysts in marine sediments make them useful for the palaeoenvironment reconstructions. They are good

indicators of marine conditions as water depth, shoreline positions, salinity and sea-level changes.

In the present study, we refer to the palaeoecological interpretations of dinoflagellate cyst groups as given by KÖTHE (1990), BRINKHUIS (1994), SHUMACKER-LAMBRY (1978) and other specialists.

The sediments of sections of boreholes No. 29 and 30 in the region of the Severnaya Sosva Basin represent a marine lagoonal facies. The assemblages of the Ypresian are dominated by dinoflagellate cysts. But the ratio between dinoflagellates and continental palynomorphs changes in the Bartonian. Dinoflagellates are very rare in Bartonian assemblages (Fig. 5, 6).

The distribution of marine, fresh water and continental palynomorphs in two sections allows us to make some conclusions about the dinoflagellate palaeoecology.

The dinoflagellate cysts eco-groups are summarized below:

4.2.1 *Wetzelielloideae*-group (*Wetzeliella* + *Dracodinium* + *Apectodinium* + *Charlesdowniea* + *Rhombodinium* + *Kisselovia*)

This group is dominant in the lower parts of the two sections, especially in the borehole No. 30. The dominance of the genera *Wetzeliella*, *Dracodinium*, *Charlesdowniea* and *Apectodinium* is considered in this paper to indicate lagoonal and estuarine conditions. The presence of the fresh water *Pterospermella aureolata* and the acritarch *Myrhystridium* sp. in the assemblages confirms this suggestion.

The ecology of the genera *Rhombodinium* and *Kisselovia* is not yet clarified in other regions. But the presence of *Rhombodinium* and *Kisselovia* in assemblages with *Deflandrea* and the acritarch *Tritonites* and the remarkable percentage of terrestrial palynomorphs suppose also nearshore, lagoonal or estuarine conditions with a reduced salinity.

4.2.2 *Deflandrea*-group (*Deflandrea* + *Lentinia*)

According to POWELL et al. (1996) high frequencies of heterotrophic peridinoids as *Deflandrea* and *Cerodinium* are characteristic of areas with a high primary production related to an increased nutrient availability in upwelling areas and river mouths.

The presence of *Deflandrea* together with the lagoonal *Wetzelielloideae* or with only the genus *Paucilobimorpha* and a great number of terrestrial palynomorphs suggests this interpretation.

4.2.3 *Cordosphaeridium*

This genus is regarded to represent inner neritic water masses.

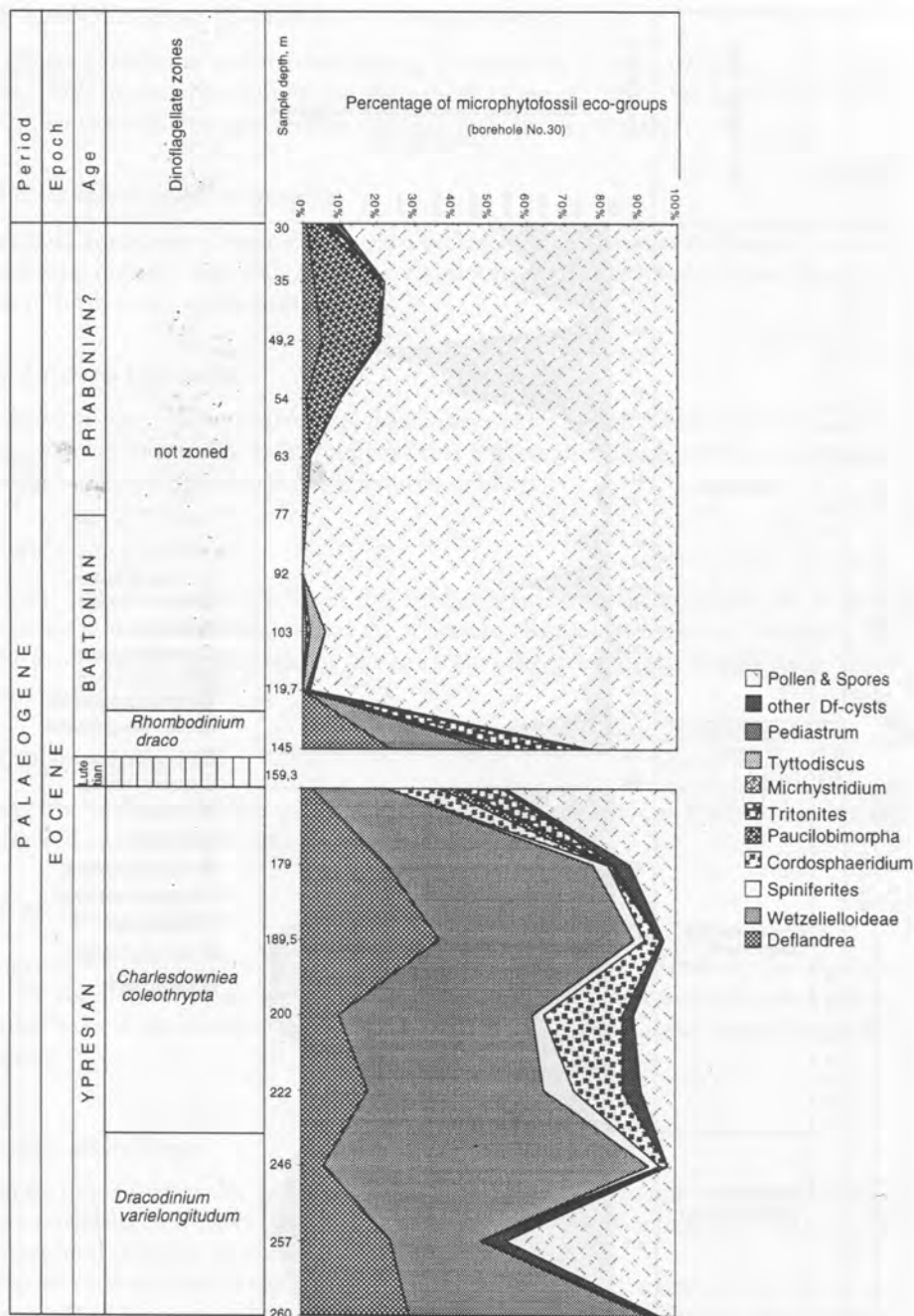


Fig. 5. Microphytofossils assemblages in the borehole No. 30.

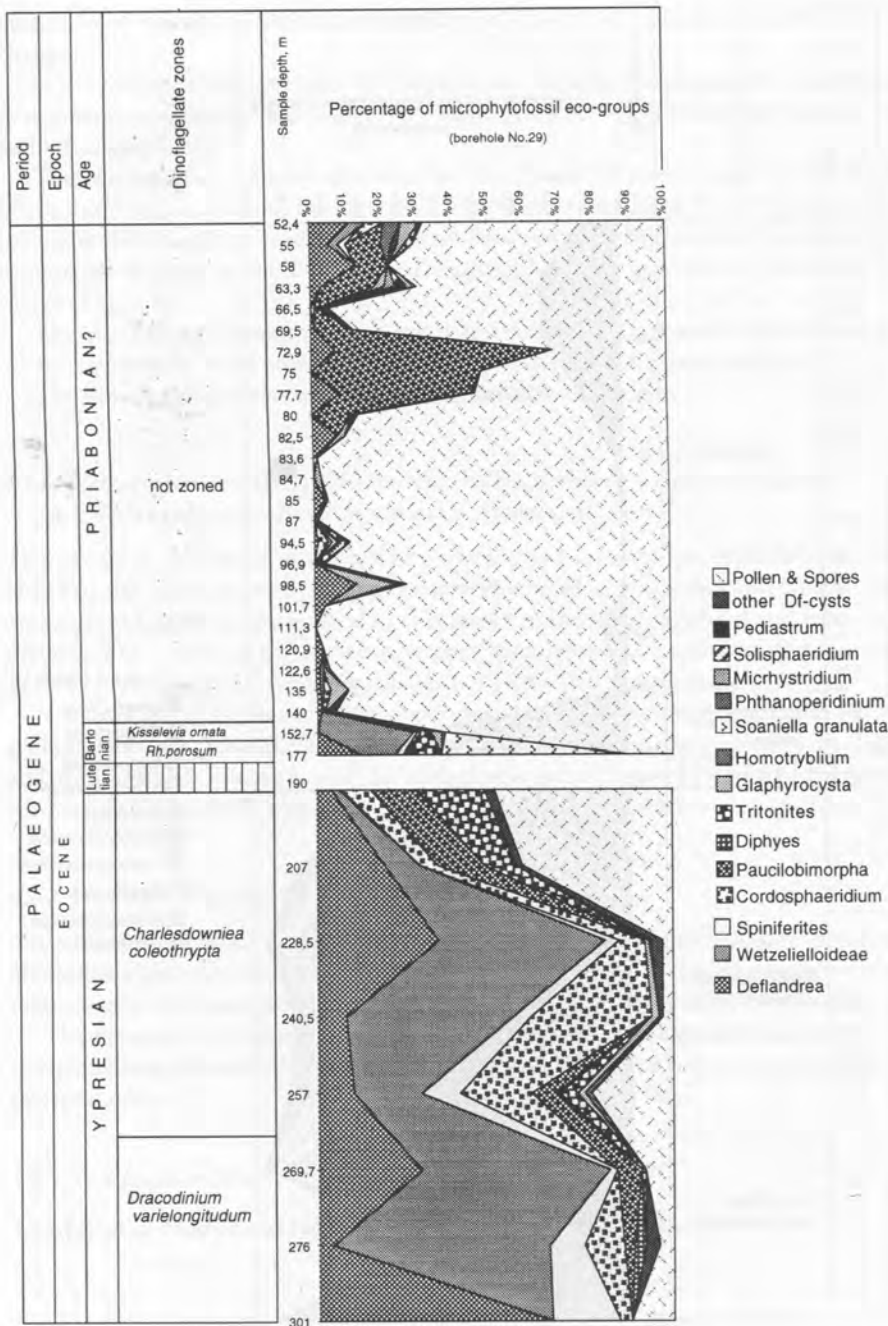


Fig. 6. Microphytofossils assemblages in the borehole No. 29.

4.2.4 *Spiniferites*-group (*Spiniferites* + *Achomosphaera*)

The genera *Spiniferites* and *Achomosphaera* are regarded to indicate open marine (WILLIAMS, 1977) or estuarine conditions (BROWN & DOWNIE, 1984). We agree with KÖTHE (1990) that the higher the percentage of *Spiniferites*-group, the deeper the water.

4.2.5 *Paucilobimorpha* (acritarchs)

This genus, sometimes dominating in the dinoflagellate assemblages of Western Siberia, is regarded to indicate lagoonal, estuarine conditions with a reduced salinity due to the influx of fresh water in brackish settings.

4.2.6 *Tritonites* (acritarchs)

The *Tritonites* specimens are always present in assemblages with *Paucilobimorpha* and terrestrial palynomorphs. So, we can suppose that highest abundances of *Tritonites* occur in estuarine and brackish settings (with reduced salinity).

4.2.7 *Soaniella granulata*

The very high abundance (55%) of this species is noted in the borehole No.29 in the assemblage with *Rhombodinium* and the acritarchs *Paucilobimorpha* and *Tritonites*. This can be explained by the isolation of this site from other parts of the marine basin (lagoonal or estuarine settings).

4.2.8 *Diphyes colligerum*

It is present in the assemblage with the dominating *Wetzelielloidea*. It is possible that this species is characteristic for near-shore, lagoonal conditions.

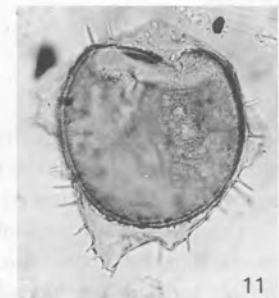
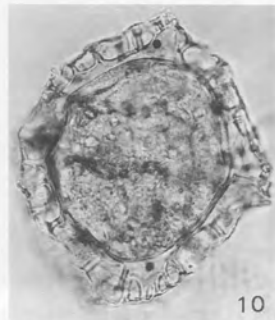
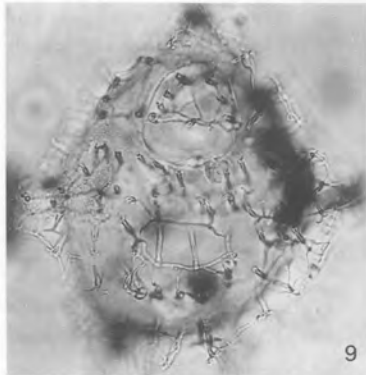
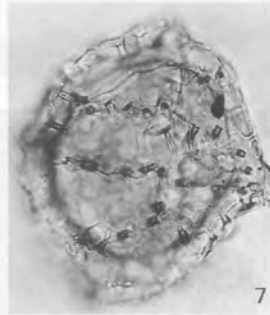
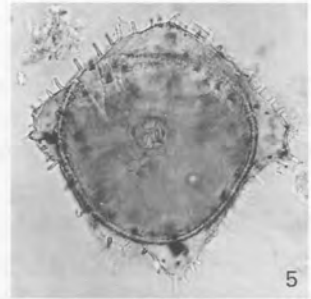
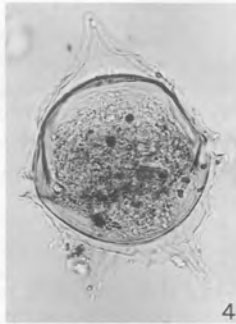
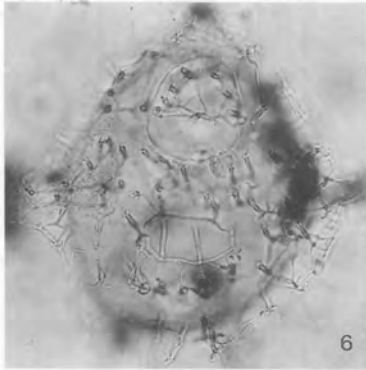
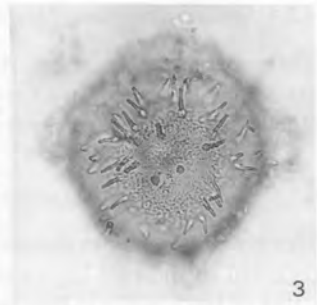
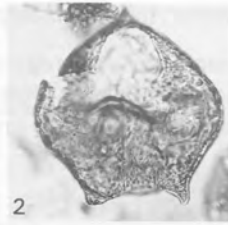
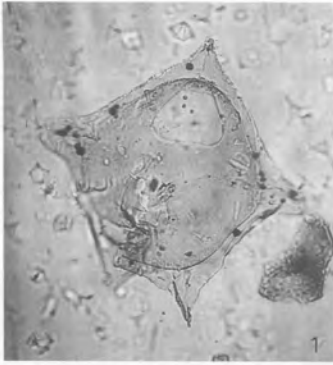
4.2.9 *Phthanoperidinium*

This genus is present in the brackish assemblage along with *Deflandrea*, *Paucilobimorpha*, *Wetzeliella*, the fresh water algae *Pediastrum* and numerous continental palynomorphs. So, it is regarded in this study to represent near-shore, inner-neritic to brackish settings.

4.3 Eco-assemblages

It can be inferred from the distribution of the phytoplankton- and continental palynomorph assemblages in the two studied sections the following conclusions about the palaeogeographical situation in the studied region.

The eco-assemblages of the first part of the Ypresian are characterized by the predominance of the *Wetzelielloidea* family and the genus *Deflandrea*. The abundance of *Spiniferites* and *Cordosphaeridium* is smaller. The assemblage of borehole No.29 comprises



also *Paucilobimorpha* and *Diphyes*. So, the existence of a shallow basin with probably a reduced salinity for this period is supposed.

The eco-assemblages of the Late Ypresian are distinguished by the presence of acritarchs like *Paucilobimorpha* and *Tritonites*. The ratio between phytoplankton and continental palynomorphs changes simultaneously. We interpret this as a probable regression and a simultaneous reduction in salinity during the end of the Ypresian in the north of Western Siberia.

The eco-assemblage of the Bartonian is characterized by the appearance of the genus *Rhombodinium* (Wetzelielloideae) and by the predominance of the species *Soaniella granulata* in the borehole No. 29. The phytoplankton percentage continues to decrease. The increased contents of *Soaniella granulata* can be explained by the isolation of this site from the rest of the marine basin due to the progressive regression.

The eco-assemblages of the Priabonian are characterized by the predominance of continental palynomorphs and the presence of *Deflandrea* and other phytoplankton. Only the acritarchs, which are tolerant to the reduced salinity and are near-shore taxa, are present in these assemblages.

The regular presence of *Paucilobimorpha* in the whole section can not yet be interpreted since this genus is rarely noted in Europe.

4.4 Palaeoenvironment

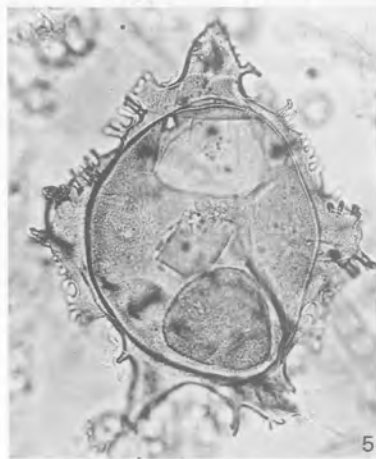
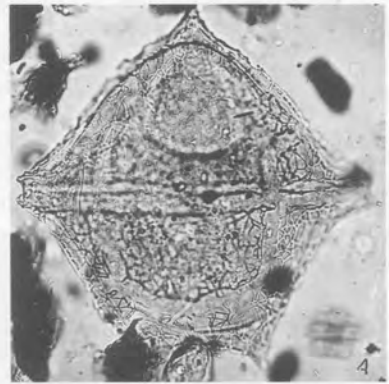
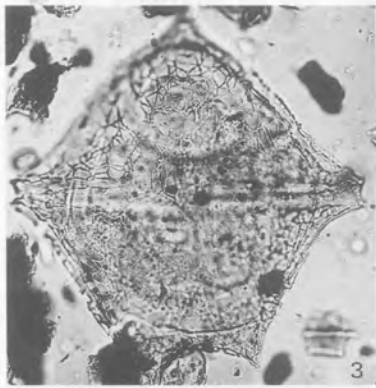
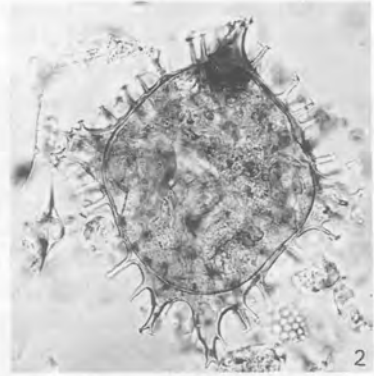
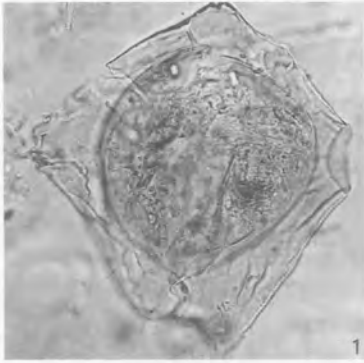
The data obtained by the study of dinoflagellates and continental palynomorphs confirm and complete the geological and paleontological interpretations on the Palaeogene paleoenvironments of Western Siberia.

At the beginning of the Palaeocene, a transgression overspreads the Western Arctic. The marine waters flood in Western Siberia and the connection between the Arctic and the Turgay seas is supposed to occur (SHATSKY 1984).

The Palaeogene transgression reaches its maximum in the Eocene. The Early Eocene is the period of life expansion in the Siberian epicontinental marine basin. The discovery of common dinoflagellate species in the Siberian, Southern Ural, Crimea and Caucasus basins as well as in the Western and North-western European basins during the Ypresian marks the existence of a permanent water communication between the southern, Siberian and northern seas. According to the presence of mesotherm plants, the climate is supposed to have been subtropical. The Early Eocene vegetation comprises the mega-mesotherm elements as *Nyssa* and *Reevisia* and the mesotherm ones (*Quercus*, *Castanea*, *Castanopsis*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, Myricaceae, Taxodiaceae) mixed with the microtherm *Picea* and *Abies*.

Plate 1

1. *Rhombodinium pentagonum* VOZZHENNIKOVA 1967, Borehole No. 29, 177.0 m. 2. *Soaniella granulata* VOZZHENNIKOVA 1967. Borehole No. 29, 177.0 m. 3, 5, 8, 11. *Dracodinium varielongitudum* (WILLIAMS & DOWNIE 1966) COSTA & DOWNIE 1979. Borehole No. 29, 246.0 m. 4. *Deflandrea denticulata* ALBERTI 1959. Borehole No. 29, 177.0 m. 6, 9. *Charlesdowniea crassiramosa* (WILLIAMS & DOWNIE 1966) LENTIN & VOZZHENNIKOVA 1989. Borehole No. 29, 207.0 m. 7, 10. *Charlesdowniea* aff. *clathrata* (EISENACK 1938) LENTIN & VOZZHENNIKOVA 1989. Borehole No. 29, 240.5 m.



According to the dinoflagellate results, the beginning of the Middle Eocene (Lutetian) was probably a period of a marine regression, when the sea disappeared from the north of Western Siberia. The sea re-appeared during the Bartonian, but the connection with the Arctic Basin was interrupted. The climate changed in Late Eocene times. The northern coasts of the West Siberian marine basin shifted to the south. Salinity and temperature changes occurred in the marine basin, this was the reason of the reduction of the dinoflagellate assemblage diversity.

5 Conclusions

The connection of Siberian marine basin with those of the Turgay strait, Tethys, Paris Basin and North-west European Basins allowed the wide geographical distribution of dinoflagellates during the Eocene.

The dinoflagellates are abundant in the Ypresian sediments in two boreholes, located in the Severnaya Sosva Basin (North-western Siberia). Five dinoflagellate zones were recognized here: the *Draconidium varielongitudum*, *Charlesdownia coleothrypta*, *Rhombodinium draco*, *Rhombodinium porosum* and *Kisselevia ornata* ones. The *Rhombodinium draco* and *Rhombodinium porosum* zones are recognized for the first time in Western Siberia. They are situated in the base of the Tavdinskaya Formation and are of Bartonian age.

The absence of the dinoflagellate zones which characterizes the Lutetian period in other regions permits to suggest an interruption in marine sedimentation in North-western Siberia during the beginning of the Middle Eocene. The quantity of dinoflagellate cysts is reduced in the Bartonian sediments and the terrestrial palynomorphs percentage is increasing simultaneously.

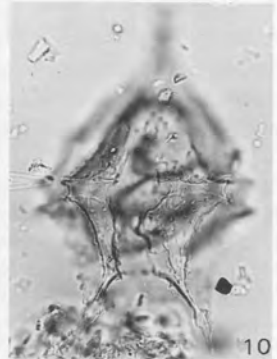
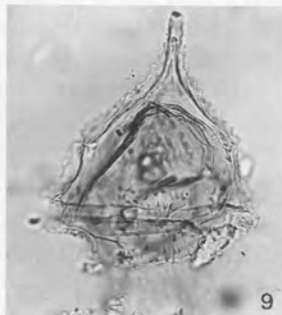
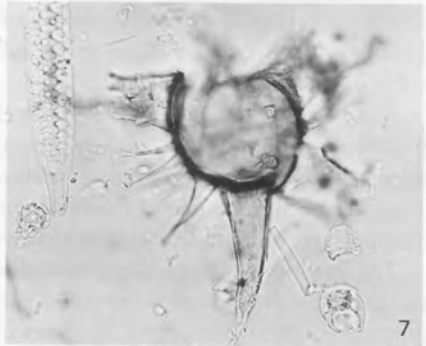
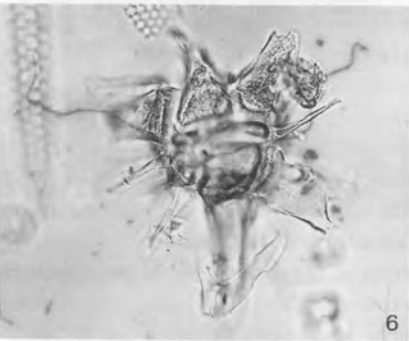
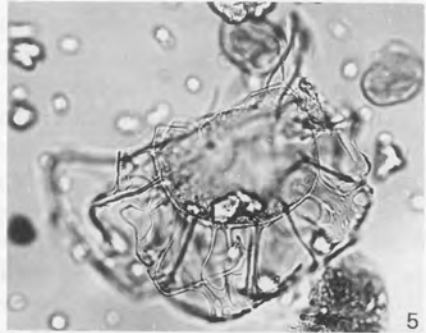
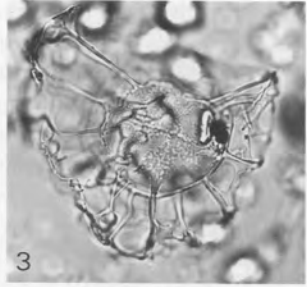
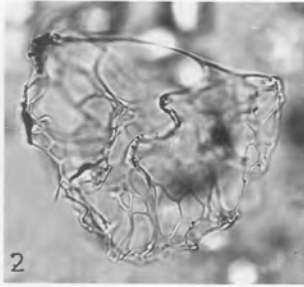
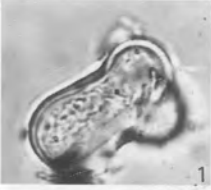
A palaeoecology of several dinoflagellate groups is discussed in the present study. The Wetzelielloideae and *Deflandrea*-group indicate lagoonal and estuarine conditions. The palaeoecology of the acritarchs *Tritonites* and *Paucilobimorpha* is interpreted for the first time. The predominance of *Paucilobimorpha* and *Tritonites* (which are not marked in the European records) indicates brackish settings with an afflux of fresh water.

The predominance of lagoonal and estuarine species in the dinoflagellate assemblages and the great number of continental palynomorphs in the upper part of the two sections suppose the existence of a shallow sea in the Severnaya Sosva region during the Eocene.

Acknowledgements. The authors would like to thank the Russian Foundation of Fundamental Researches (Grant No. 98-05-64944) for financial support and the French Ministry of Foreign Affairs and the Russian Academy of Sciences for the PhD support of A. I. IAKOVLEVA. Many thanks are to Dr. M. A. AKHMETIEV (Geological Institute, Moscow)

Plate 2

1. *Rhombodinium* sp. Borehole No. 30, 246.0 m. 2. *Wetzeliella articulata* EISENACK 1938. Borehole No. 30, 257.0 m. 3, 4. *Kisselevia ornata* VOZZHENNIKOVA 1967. Borehole No. 29, 152.7 m. 5. *Wetzeliella coronata* (VOZZHENNIKOVA 1967) LENTIN & WILLIAMS 1976. Borehole No. 30, 189.5 m. 6. *Wilsonidium lineidentatum* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) LENTIN & WILLIAMS 1976. Borehole No. 30, 222.0 m.



and Dr. D. D. ROUSSEAU (ISEM, Montpellier) for discussions and constructive criticism of the manuscript. We also thank CLAIRE MILLERAND (ISEM, Montpellier) who has improved the English text. This is ISEM (Institut des Sciences de l'Evolution, Montpellier) contribution no. 99-029.

Species List

Dinophyceae

- Achilleodinium biformoides* (EISENACK 1954) EATON 1976
Achomosphaera alciornu (EISENACK 1954) DAVEY & WILLIAMS 1966
Apectodinium homomorphum (DEFLANDRE & COOKSON 1955) LENTIN & WILLIAMS 1977
Araneosphaera araneosa EATON 1976
Areoligera senonensis LEJEUNE-CARPENTIER 1938
Charlesdowniea clathrata (EISENACK 1938) LENTIN & VOZZHENNIKOVA 1989, Plate I, Fig. 7, 10
Charlesdowniea coleothrypta (WILLIAMS & DOWNIE 1966) LENTIN & VOZZHENNIKOVA 1989
Charlesdowniea crassiramosa (WILLIAMS & DOWNIE 1966) LENTIN & VOZZHENNIKOVA 1989, Plate I, Fig. 6, 9
Charlesdowniea reticulata? (WILLIAMS & DOWNIE 1966) LENTIN & VOZZHENNIKOVA 1989
Charlesdowniea tenuivirgula (WILLIAMS & DOWNIE 1966) LENTIN & VOZZHENNIKOVA 1989
Cometodinium whitei (DEFLANDRE & COURVILLE 1939) STOVER & EVITT 1978
Cordosphaeridium fibrospinosum DAVEY & WILLIAMS 1966
Cordosphaeridium gracile (EISENACK 1954) DAVEY & WILLIAMS 1966
Cordosphaeridium inodes (KLUMPP 1953) EISENACK 1963
Cordosphaeridium multispinosum DAVEY & WILLIAMS 1966
Dapsilidinium simplex (WHITE 1842) BUJAK et al. 1980
Deflandrea denticulata ALBERTI 1959, Plate I, Fig. 4
Deflandrea oebisfeldensis ALBERTI 1959
Deflandrea phosphoritica EISENACK 1938
Diphyes colligerum (DEFLANDRE & COOKSON 1955) COOKSON 1965
Dracodinium simile (EISENACK 1954) COSTA & DOWNIE 1979
Dracodinium varielongitudum (WILLIAMS & DOWNIE 1966) COSTA & DOWNIE 1979, Plate I, Fig. 3, 5, 8, 11
Eocladopyxis peniculata MORGENROTH 1966
Glaphyrocysta exuberans (DEFLANDRE & COOKSON 1955) STOVER & EVITT 1978, Plate III, Fig. 4, 5
Glaphyrocysta laciniiformis (GERLACH 1961) STOVER & EVITT 1978
Glaphyrocysta ordinata (WILLIAMS & DOWNIE 1966) STOVER & EVITT 1978
Glaphyrocysta pastielsii (DEFLANDRE & COOKSON 1955) STOVER & EVITT 1978, Plate III, Fig. 2, 3
Glaphyrocysta spineta (EATON 1976) STOVER & EVITT 1978
Glaphyrocysta texta (BUJAK 1976) STOVER & EVITT 1978

Plate 3

- 1-*Tritonites asteris* MARSHALL & PARTRIDGE 1988. Borehole No. 29, 177,0 m.
 2,3-*Glaphyrocysta pastielsii* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) STOVER & EVITT 1978. Borehole No. 29, 135,0 m.
 4,5-*Glaphyrocysta exuberans* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) STOVER & EVITT 1978. Borehole No. 29, 135,0 m.
 6,7-*Hystrichokolpoma salacia* EATON 1976. Borehole No. 30, 179,0 m.
 8,9,10-*Lentinia wetzellii* (MORGENROTH 1966) BUJAK 1980. Borehole No. 30, 179,0 m.

- Glaphyrocysta vicina* (EATON 1976) STOVER & EVITT 1978
Homotryblium pallidum DAVEY & WILLIAMS 1966
Homotryblium tenuispinosum DAVEY & WILLIAMS 1966
Homotryblium variabile BUJAK 1980
Hystrichokolpoma eisenackii WILLIAMS & DOWNIE 1966
Hystrichokolpoma granulosum EATON 1976
Hystrichokolpoma salacia EATON 1976, Plate III, Fig. 6, 7
Impagidinium elegans (COOKSON & EISENACK 1965) STOVER & EVITT 1978
Kisselovia ornata VOZZHENNIKOVA 1967, Plate II, Fig. 3, 4
Lentinia wetzelii (MORGENROTH 1966), Plate III, Fig. 8–10
Lingulodinium machaerophorum (DEFLANDRE & COOKSON 1955) WALL, 1967
Operculodinium centrocarpum (DEFLANDRE & COOKSON 1955) WALL, 1967
Operculodinium hirsutum (EHRENBERG 1838) LENTIN & WILLIAMS 1973
Operculodinium microtrianum (KLUMPP 1953) ISLAM 1983
Operculodinium spiniferum COOKSON & EISENACK 1982
Palaeocystodinium golzowense ALBERTI 1961
Phthanoperidinium crenulatum (DE CONINCK 1975)
Phthanoperidinium echinatum EATON 1976
Pterodinium cingulatum (O. WETZEL 1933) BELOW 1981
Rhombodinium draco GOCHT 1955
Rhombodinium glabrum (COOKSON 1956) VOZZHENNIKOVA 1967
Rhombodinium pentagonum VOZZHENNIKOVA 1967, Plate I, Fig. 1
Rhombodinium porosum BUJAK 1979
Senegalinium obscurum (DRUGG 1967) STOVER & EVITT 1978
Soaniella granulata VOZZHENNIKOVA 1967, Plate I, Fig. 2
Spinidinium essoii COOKSON & EISENACK 1967
Spiniferites cornutus (GERLACH, 1961) STOVER & HARDENBOL 1994
Spiniferites membranaceus (ROSSIGNOL 1964) SARJEANT 1970
Spiniferites monilis (DAVEY & WILLIAMS 1966) SARJEANT 1970
Spiniferites ramosus (EHRENBERG 1838) LOEBLICH & LOEBLICH 1966
Spiniferites ramosus granomembranaceus (DAVEY & WILLIAMS 1966) LENTIN & WILLIAMS 1973
Spiniferites tertianus (EISENACK & GOCHT 1960) LENTIN & WILLIAMS 1973
Thalassiphora pelagica (EISENACK 1954) EISENACK & GOCHT 1960
Tityrosphaeridium cantharellus (BROSIOUS 1963) SARJEANT 1981
Turbiosphaera galatea EATON 1976
Wetzeliiella articulata EISENACK 1938, Plate II, Fig. 2
Wetzeliiella astra COSTA et al. 1978
Wetzeliiella coronata (VOZZHENNIKOVA 1967) LENTIN & WILLIAMS 1976, Plate II, Fig. 5
Wetzeliiella meckelfeldensis GOCHT 1969
Wilsonidium lineidentatum (DEFLANDRE & COOKSON 1955) LENTIN & WILLIAMS 1976, Plate II, Fig. 6

Acritarcha

- Paucilobimorpha incurvata* (COOKSON & EISENACK 1962) PRÖSSL 1994
Solisphaeridium stimulfiferum DEFLANDRE 1938
Tritonites asteris MARSHALL & PARTRIDGE 1988, Plate III, Fig. 1
Tritonites bilobus MARSHALL & PARTRIDGE 1988

Prasinophyceae

- Pterospermella aureolata* COOKSON & EISENACK 1958

References

- ANDREEVA-GRIGOROVITCH, A. S. (1985): The Dinoflagellate cysts zonation of the Paleocene-Eocene sediments of the south of the USSR. – *Geologicheskii journal*, **6**: 112–119, Moscow, [In Russian].
- (1991): The Detailed Paleogene stratigraphy of the south of the USSR based on Dinoflagellate cysts. – 47p., Kiev, [In Russian].
- BERGGREN, W. A., KENT D. V., SWISHER C. C. III & AUBRY M.-P. (1995): A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: BERGGREN W. A., KENT D. V., AUBRY M.-P., HARDENBOL J. (Eds.), *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **54**: 195–213, Tulsa/Okl.
- BRINKHUIS, H. (1994): Late Eocene to Early Oligocene Dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy): biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **107**: 121–163, Amsterdam.
- BROWN, S. & C. DOWNIE (1984): Dinoflagellate cyst Biostratigraphy of Late Paleocene and early Eocene Sediments from Holes 552, 553A, and 555, Leg 81, Deep Sea Drilling Project (Rockall Plateau). – In: ROBERTS, D. G., SCHNITKER, D. et al. (Eds.): *Initial Report D. S. D. P.*, **81**: 565–579, Washington.
- BUJAK, J. P. (1979): Proposed evolution of the dinoflagellates *Rhombodinium* and *Gochtodinium*. – *Micropaleontology*, **25**(3): 308–324, New York.
- BUJAK, J. P., C. DOWNIE, G. L. EATON & G. L. WILLIAMS (1980): Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Eocene of southern England. – *Special Papers in Paleontology*, **24**, 100 p., London.
- CARO, Y. (1973): Contribution à la connaissance des Dinoflagellés du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées espagnoles. – *Revista Española de Micropaleontología*, **5**(3): 329–372, Madrid.
- CAVELIER, C. & CH. POMEROL (1983): Echelle de corrélation stratigraphique du Paléogène: stratypes, étages standards, biozones, chemozones et anomalies magnétiques. – *Geol. Fr.*, **3**: 261–262, Paris.
- COSTA, L. I. & S. B. MANUM (1988): The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1–D15) and the Miocene (D16–D20). – In: VINKEN, R. (Ed.): *The Northwest European Tertiary basin. Results of the International Geological Correlation Programme, Project No. 124.* – *Geologisches Jahrbuch*, **A100**: 321–330, Hannover.
- DE CONINCK, J. (1990): Ypresian organic-walled phytoplankton in the Belgian Basin and adjacent areas. – *Bull. de la Société belge de Géologie*, **97–3/4** (1988): 287–319, Bruxelles.
- HEILMANN-CLAUSEN, C. (1988): The regional distribution of Dinoflagellates; correlation of the interregional zonation with the local zones and with the regional lithostratigraphy. The Danish sub-basin, Paleogene Dinoflagellates. – In: VINKEN, R. (Ed.): *The Northwest European Tertiary basin. Results of the International Geological Correlation Programme, Project No. 124.* – *Geologisches Jahrbuch*, **A100**: 339–343, Hannover.
- ILYINA, V. I., I. A. KULKOVA & N. K. LEBEDEVA (1994): Microphytofossils and detailed stratigraphy of marine Mesozoic and Cenozoic of Siberia. – *OIGGiM*, 190 p., Novosibirsk. [In Russian].
- KÖTHE, A. (1990): Paleogene Dinoflagellates from Northwest Germany – Biostratigraphy and Paleoenvironment. – *Geologisches Jahrbuch*, **A118**: 111 p., Hannover.
- KULKOVA, I. A. (1988): Eocene plant microfossils of West Siberia. – In: VOLKOVA, V. S. et al. (Eds.): *Plant microfossils and stratigraphy of Mesozoic and Cenozoic of Siberia*: 25–36. – *Nauka*, Novosibirsk. [In Russian].
- KULKOVA, I. A. & S. B. SHATSKY (1990): Zonation of marine Paleogene of West Siberian plate based on the dinocysts. – *Geology and Geophysics*, **10**: 25–31, Novosibirsk. [In Russian].
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – In: FARINACCI, A. (Ed.): *Proceedings of the 2nd Planktonic Conference, Roma, 1970.* – *Tecnoscienza*, **2**: 739–785, Roma.

- NIELSEN, O. B., J. BAUMANN, Z. DEYU et al. (1986): The Tertiary section of borehole (DGI 83101, Osterrenden, Store Boelt, Denmark. – In: MOLLER, J. T. (Ed.): Twenty five years of Geology in Aarhus. – Geoskrifter, **24**: 235–253, Aarhus.
- PETROVA, I. V. (1986): Recommendations for methods of palynological preparation of sediments. – VSEGEI: 77 p., Leningrad. [In Russian].
- POWELL, A. J. (1992): Dinoflagellate cysts of the Tertiary System. – In: POWELL, A. J. (Ed.): A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts: 155–251. – British Micropalaeontological Society Publication Series, Chapman & Hall, London.
- POWELL, A. J., H. BRINKHUIS & J. P. BUJAK (1996): Upper Paleocene-Lower Eocene dinoflagellate cyst sequence biostratigraphy of Southeast England. – In: KNOX, R. W. et al. (Eds.): Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, Geological Society Special publication No. 101: 145–183, London.
- ROSTOVTSSEV, N. N. (1955): Gaz-oil presence and geology of Western Siberia. – Sbornik VSEGEI, 2: 3–11, Leningrad. [In Russian].
- SCHUMACKER-LAMBRY, J. (1978): Palynologie du Landien inférieur (Paléocène) à Gelinden-Overbroek/Belgique. Relations entre les microfossiles et le sédiment. – Lab. Paléobot. Palynol. (Eds.): Univ. Liège, **8**: 157p., Liège.
- SHATSKY, S. B. (1969): The stage zonation of marine Palaeogene of Western Siberia. In: SHATSKY, S. B. (Ed.): Problems of Stratigraphy: 156–163. – Nauka, Novosibirsk. [In Russian].
- (1984): Environment and life at the Cenozoic boundaries in Western Siberia. – In: SHATSKY, S. B. (Ed.): Environment and life at the boundaries of Cenozoic epochs in Siberia and Far East: 9–15. – Nauka, Novosibirsk. [In Russian].
- (1989): Problems of the zonation scale of Western Siberia. – In: SHATSKY, S. B. (Ed.): Cenozoic of Siberia and Northeastern USSR: 4–6. – Nauka, Novosibirsk. [In Russian].
- SIGOV, A. P. (1956): Abstracts of the Interdepartment Conference on the concept of Synthetic stratigraphical zonation of Siberia: p. 25, Leningrad. [In Russian].
- STRELNİKOVA, N. I. (1992): The Paleogene Diatoms. – St.-Petersburg University: 312 p., St.-Petersburg. [In Russian].
- VASSILIEVA, O. N. (1990): Palynology and Stratigraphy of the Paleogene marine sediments of the Southern Ural region: 57 p., Sverdlovsk. [In Russian].
- VERESHAGIN, V. N. (Ed.) (1982): Stratigraphical Dictionary of the USSR. – Nedra: 616 p., Leningrad. [In Russian].
- VOZZHENNIKOVA, T. F. (1960): The Paleogeological characteristics of the Mesozoic-Cenozoic sediments of West Siberia. – Akad. Nauk SSSR, Sib. Otd., Inst. Geol. & Geophys., V.1, Vop. Strat.-Paleont. Zap. Sibiri: 7–64, Novosibirsk. [In Russian].
- (1963): The Pyrrophyta. – In: Osnovi Paleontologii: 179–185, Moscow. [In Russian].
- (1965): Vvedenie v izuchenie iskopaemich peridinievich vodorosley. – Akad. Nauk SSSR, Sib. Otd., Inst. Geol. Geoph.: 156 p., Novosibirsk. [In Russian].
- (1967): Iskopaemie peridinie yurskich, melovich i paleogenovich otlozheniy SSSR. – Akad. Nauk SSSR, Sib. Otd., Inst. Geol. Geoph.: 347 p., Novosibirsk. [In Russian].
- WILLIAMS, G. L. (1977): Dinocysts: their classification, biostratigraphy and paleoecology. – In: RAMSAY, A. T. S. (Ed.): Oceanic Micropaleontology, Vol. 2: 1231–1325, London.

A palynoflora of Palaeocene age from the fossiliferous sapropels of the Boltyska depression, Central Ukraine

by CARLA CAVAGNETTO and JEAN GAUDANT*

with 2 plates and 3 figures

Abstract. A palynoflora including 122 different species was found in the Lower Cenozoic sapropels of the Boltyska depression, Ukraine. This association includes a majority of subtriporate pollen having a thick exine and, among Normapolles, many stratigraphical markers bearing witness of a Palaeocene age. These sediments contain three Uppermost Cretaceous species and several species characterizing the Lowermost Cenozoic, and can be assigned to the SP 1 palynozone (basal Upper Palaeocene), as defined by MEYER (1988) in the synthesis of the Palaeogene of Western Europe. Many of the identified taxa are also present in the Palaeocene of Germany and in that of the Carpathian region, and most of them are also present in the Belgo-Parisian basin and in the Thanetian II (Upper Palaeocene) of Menat, Puy-de-Dôme, France.

Résumé. Une palynoflore riche de 122 espèces a été découverte dans les sapropels du Bassin de la Boltyska. Cette association comprenant une majorité de pollens subtriporés à paroi épaisse et la présence de nombreux marqueurs, parmi les Normapolles, atteste d'un âge paléocène. Ces sédiments qui ont livré trois espèces du Crétacé terminal et plusieurs espèces du Tertiaire basal peuvent être attribués à la zone palynologique SP 1 (base du Paléocène supérieur) définie par MEYER (1988) dans la synthèse du Paléogène européen. Si un certain nombre de taxons reconnus sont surtout répandus au Paléocène en Allemagne et dans la zone des Carpathes, la plupart sont également présents dans le bassin belgo-parisien, ainsi que dans le Thanétien II (Paléocène supérieur) de Menat (Puy-de-Dôme, France).

1 Introduction

An interesting fish-fauna and a rich macroflora are preserved in lacustrine sediments of the Boltyska depression (Fig. 1), the age of which was initially considered to be either Palaeocene or Lower Eocene (SYTCHEVSKAYA 1986). Recently, two cores were analyzed by one of us (C. C.), in order to provide palynological data useful from a stratigraphical point of view. The results of this study are given below.

* Authors' addresses: CARLA CAVAGNETTO, UMR CNRS 5554, Institut des Sciences de l'Évolution, Université Montpellier II, place Eugène Bataillon, case 61, F-34095 Montpellier Cedex, France. (ISEM 99-019)

JEAN GAUDANT (UMR 8569 CNRS), 17, rue du Docteur Magnan, F-75013 Paris, France.



Fig. 1. Map showing the location of the Boltyska depression.

2 Geological setting

The Boltyska depression is located in the northeastern part of the Ukrainian shield, North-West of Kirovograd. In this area, the marls belonging to the Kievskian Formation, Upper Eocene, are underlain by unexposed lacustrine deposits which are known only from core samples and lie directly on crystalline rocks. The borehole 1715, situated in the central part of the Boltyska depression, revealed over 400 m of lacustrine sediments lying beneath the marine Kievskian Formation (STANISLAVSKY 1968). These sediments may be divided into three units:

- The upper member consists of 39 m of brown, thinly layered silts ("aleurites") exhibiting burrows of mud-eaters. Leaves of dicotyledons and fruits of *Potamogeton* and (possibly) *Limnocarpus* were present.
- Dark grey sapropelic clays, silts ("aleurites") and combustible shales constitute the middle member (132 m). This level is rich in plant remains, including ferns, conifers (*Sequoia couttsiae* var. *robusta*), dicotyledons (*Cinnamomum* sp., *Comptonia* sp., *Myrica* sp., *Salix* sp., *Hakea exulata*, etc.) and monocotyledons (*Dryophyllum curticleense* and *D. furcinerve*).

- The lower member of the lacustrine series (over 300 m) is represented by greenish grey, laminated sapropels in which fish skeletons, gastropods, bivalves and ostracods are rather abundant, together with plant remains.

STANISLAVSKI (1968) studied the macroflora from these sediments and noted that the ferns are especially abundant. In the upper part of the lower member have been found *Dolios-trobos sternbergii*, *Dolios-trobos* sp. (= *Sequoia couttsiae* var. *robusta*) and remains of lacustrine plants: Hydrocharitaceae and Potamogetonaceae. Some of the plant species from the middle and lower members of the Boltyshka lacustrine series, such as *Hakea exulata*, *Dryophyllum furcinerve* and *Dryophyllum curticellense*, are also present in the Thanetian of the Paris basin. For this reason, STANISLAVSKI considered that these sediments are either Palaeocene or Lower Eocene in age.

3 The fish fauna

The fish-fauna which is preserved in the sapropels of the lower member was recovered from several dozens of boreholes. It includes an Amiid which is only known by isolated scales, two species of a primitive Umbrid: *Boltyshia brevicauda* SYTCHEVSKAYA & DANILTSHENKO and *B. truncata* SYTCHEVSKAYA, a Thaumaturid: *Thaumaturus avitus* SYTCHEVSKAYA, a Gonorhynchid: *Notogoneus gracilis* SYTCHEVSKAYA, and a primitive Percoid: *Tretoperca vestita* SYTCHEVSKAYA (SYTCHEVSKAYA 1986). The most abundant of these fish species are *Boltyshia brevicauda* SYTCHEVSKAYA & DANILTSHENKO and *Notogoneus gracilis* SYTCHEVSKAYA which are represented by hundreds of skeletons, mostly recovered from the base of the lower member. In addition to the fishes, undescribed Caudate amphibians reported as *Palaeoproteus*, insects, molluscs, and ostracods were found in the sapropelic unit, together with a macroflora which includes taxa known from the Lower Eocene and possibly the Palaeocene of the Paris basin (see above).

The fish-fauna from the Boltyshka depression exhibits some similarities with those from several Palaeocene and Eocene localities in Central and Western Europe. Among them is the Palaeocene lacustrine locality of Menat (Central France) with an Amiid: *Cyclurus valenciennesi* (AGASSIZ), a Thaumaturid: *Thaumaturus brongniarti* (AGASSIZ) and a Percichthyid: *Properca angusta* (AGASSIZ) (GAUDANT 1979). Three Middle Eocene localities are known from Germany: the fish-fauna from Messel (Hessen) includes a Lepisosteid: *Atractosteus stransi* (KINKELIN), an Amiid: *Cyclurus kehreri* (ANDREAE), an eel: *Anguilla ignota* MICKLICH, a Thaumaturid: *Thaumaturus intermedius* WEITZEL, a Percichthyid: *Amphiperca multiformis* WEITZEL, a Moronid: *Palaeoperca proxima* MICKLICH and a Percoid *incertae sedis*: *Rhenanoperca minuta* GAUDANT & MICKLICH (MICKLICH 1985, 1988, GAUDANT & MICKLICH 1990).

Fossil fish remains from Eckfeld, near Manderscheid (Eifel) include an undetermined Lepisosteid, undetermined Amiid body fragments and scales, a Thaumaturid: *Thaumaturus* sp., a Percoid *incertae sedis*: *Pararhenanoperca eckfeldensis* MICKLICH, which is similar, if not identical, to *Rhenanoperca minuta* MICKLICH & GAUDANT (MICKLICH & WUTTKE 1988) and a second undetermined Percoid (MICKLICH 1994). The third German Middle Eocene locality is the Geiseltal, near Halle (Sachsen Anhalt) which yielded some

Lepisosteid remains: *Lepisosteus fimbriatus* WOOD, an Amiid: *Cyclurus kehreri* (ANDREAE), a Thaumaturid: *Thaumaturus spannuthi* VOIGT, a primitive Umbrid: *Palaeoesox fritzschei* VOIGT and a Percoid *incertae sedis*: *Anthracoperca siebergi* VOIGT (VOIGT 1934, JERZMANSKA 1977, GAUDANT & HAUBOLD 1995). At Kučlín, near Bílina, in the Upper Eocene of Bohemia, the age of the sediments is older than the Eocene-Oligocene boundary (BELLON et al. 1998). The fossil fishes which were recognised in this locality are one Amiid: *Cyclurus macrocephalus* REUSS, a Thaumaturid: *Thaumaturus furcatus* REUSS and a Percichthyid: *Bilinia uraschista* (REUSS) (GRANDE & BEMIS 1998, OBRHELOVÁ 1971, 1975). Additionally, an unnamed percoid fish was recently tentatively assigned to the Moronids by MICKLICH & BÖHME (1997). An uppermost Eocene fish-fauna was found in the Montmartre gypsum (Paris, France). It includes an Amiid: *Cyclurus ignotus* Blainville, one Thaumaturid: *Thaumaturus cuvieri* (PRIEM), a Gonorynchid: *Notogoneus cuvieri* (AGASSIZ), a Chandid: *Dapalis ventralis* (AGASSIZ) and a Sparid (GAUDANT 1981).

By themselves, the fossil fishes found in the Boltyschka sapropel provide little information for dating this formation (Fig. 2). Only two genera: *Thaumaturus* REUSS and *Notogoneus* COPE are present in other Palaeogene localities, whereas the Amiid scales do not allow any valuable comparison with other Palaeogene Amiids. Because of the great morphological homogeneity observed among the different species of these genera, the most significant taxonomic information provided by the fossil skeletons is their vertebral number. Within the same genus of teleostean fishes, the number of vertebrae tends to increase through time. On this basis, the species from the Boltyschka depression seem to be the most primitive known. For example the vertebral number ranges from 36 to 39 in *Thaumaturus avitus* SYTCHEVSKAYA, from (37) 38–40 in *T. intermedius* WEITZEL, from the Lower Eocene of Messel, near Darmstadt, Germany, about 41 in *T. spannuthi* VOIGT, from the Middle Eocene of the Geiseltal, near Halle (Saale), Germany and 43 in the Uppermost Eocene species of Montmartre, *T. cuvieri* (PRIEM). Also, *Notogoneus gracilis* SYTCHEVSKAYA has 45–47 vertebrae, compared to 52–53 in *N. cuvieri* (AGASSIZ), from the Uppermost Eocene of Montmartre, and 55–60 in the Uppermost Oligocene species from Aix-en-Provence, *N. squamosseus* (BLAINVILLE). However, it is evident that these data do not provide sufficient precise information to be used for stratigraphic purposes.

4 Palynology of the fossiliferous sapropel from the Boltyschka depression

– What are the Normapolles?

The Normapolles are a heterogeneous group of fossil pollen defined according to their morphology. This pollen probably belonged to the Angiosperms, although their relationship is still unclear. The Recent families having pollen looking like Normapolles include herbaceous, parasitic and epiphytic plants, creepers and herbaceous plants having an arborescent habit. According to ZAKLINSKAYA (1981), plants exhibiting this type of morphology could not be boreal as “among the Recent botanical families having pollen looking like Normapolles are grasses, lianas, epiphytes, parasitic plants and grassy forms with an arborescent habit”. Nevertheless, the identity of Normapolles is not clear. The reason is that the leaves and fruits of the plants which produced Normapolles could not be identified,

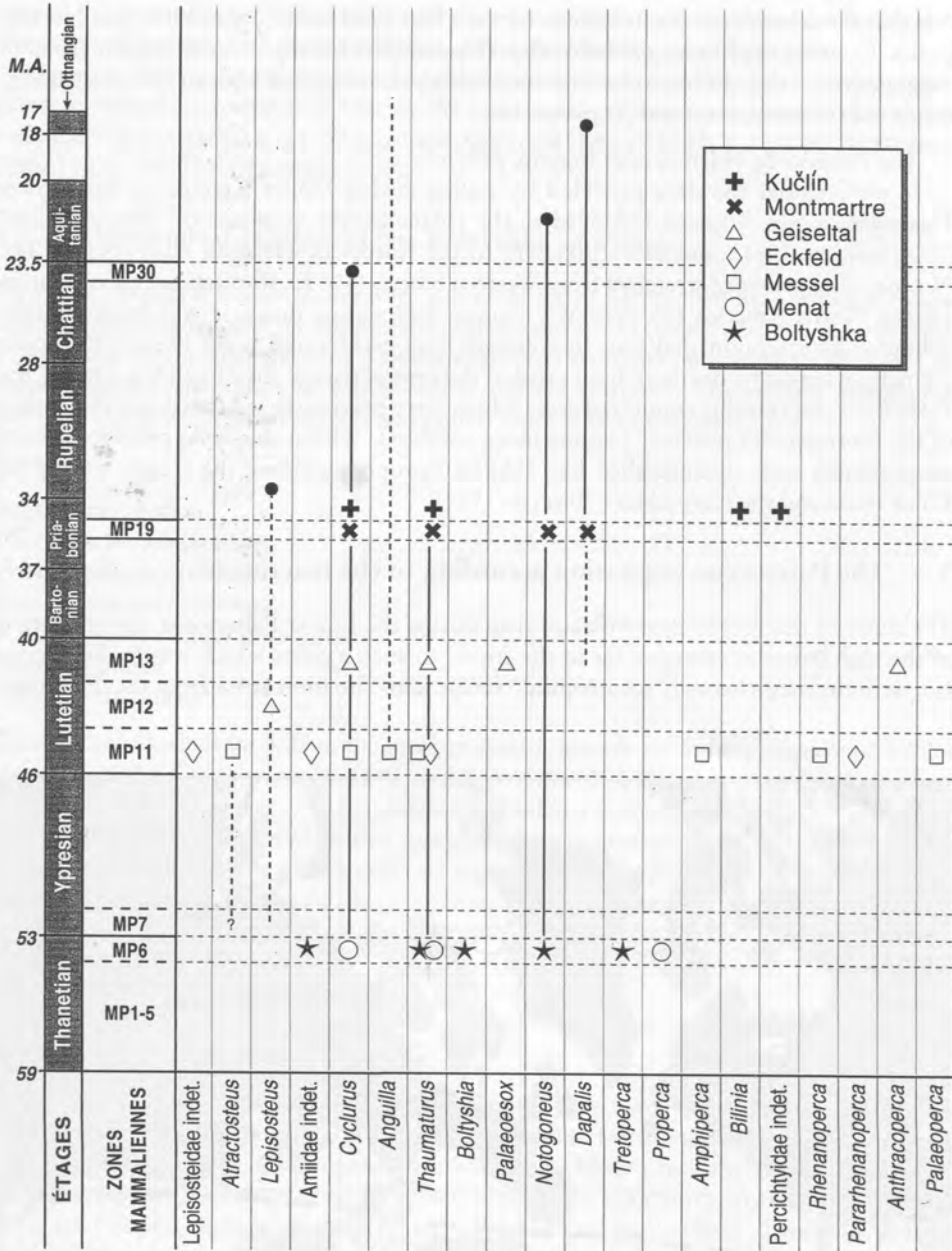


Fig. 2. Stratigraphical distribution of the fish genera identified in the Boltyschka depression and in some other Palaeocene and Eocene European freshwater fish fauna.

and that the arborescent plants known by their fossilized leaves did not produce Normapolles. Consequently, it is concluded that Normapolles belong to an unknown group of Angiosperms living during some tens of millions years, together with an arborescent vegetation of Gymnosperms and Angiosperms.

– The Palaeocene Normapolles floristic province

If we consider the data provided by pollen during Upper Cretaceous and Lower Palaeogene times, Ukraine belonged to the palaeofloristic province of "Normapolles" (ZAKLINSKAYA 1981), and more precisely to the European-Turanian zone (Fig. 3). The Normapolles province stretched from Western Siberia (80° E), throughout Europe, up to eastern North America (95–100° W). During Cretaceous times, it was longitudinally delimited by epicontinental seas. Its southern limit was located at 20° N in its European segment, whereas its northern limit crossed the central part of the North Sea. During the Palaeogene, regressions connected areas which were previously separated and the outline of the Normapolles province became more confused. Within this wide province several subprovinces were distinguished like Central Europe, including the Czech massif, the Rhine basin and the Carpathians (BATTEN 1984).

5 The Palaeocene vegetation according to the macrorests

The study of macrorests demonstrates that, during the Lower Palaeocene, the vegetation of the high latitudes extended far to the south, to such a point which was in direct contact with the megathermal "paratropical" forest. This situation arose from the disappear-

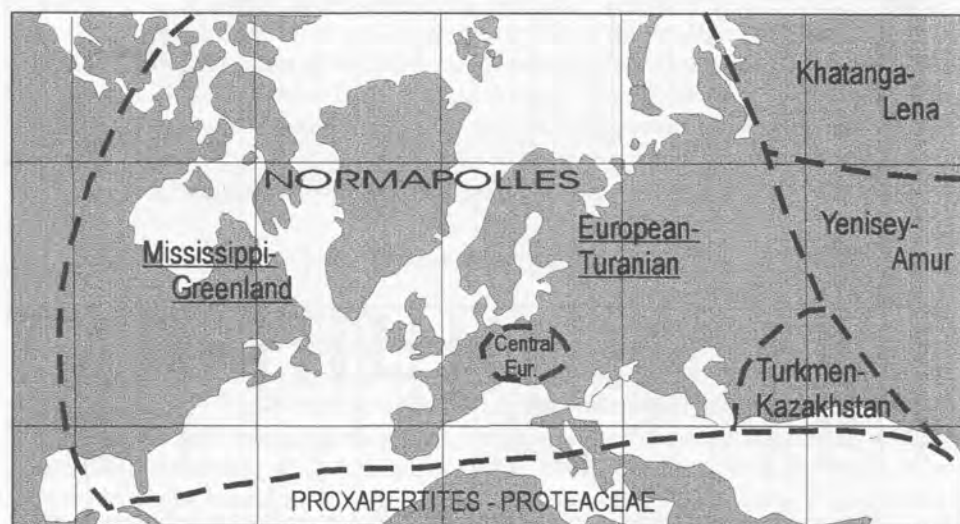


Fig. 3. Palaeogeographical map of the Normapolles Province at the beginning of the Cenozoic (from BATTEN 1984).

ance of the sempervirens components of the forests living at moderate latitudes during the climatic cooling which characterized the Cretaceous-Tertiary boundary.

Later on, during the Palaeocene, the sempervirens taxa became dominant in the megathermal vegetation, south of 65° N. At the same time, the dominant components of the mesothermal vegetation were the deciduous elements (WOLFE 1987, WOLFE & UPCHURCH 1986, 1987a, 1987b, COLLINSON 1990).

6 Palynological analysis of the Boltshka sapropels

Two core samples from boreholes were analysed: 10321 (depth: 386 m) – which is richer in pollen and exhibits a larger number of species – and 10338 (depth: 397 m). In both samples, vegetal fragments exhibiting a rather corrupted structure constitute the bulk of the palynological preparations in which pollen appears scattered. The relative abundance (in %) of the most frequent species and pollen types is summarized below:

Boreholes	10321	10338
Subtriporate pollen	39	32
<i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>	23	21
<i>Triporopollenites robustus</i>	5	4
<i>Triatriopollenites roboratus</i>		
+ <i>Alabroidaepollenites aroboratus</i>	4	5
Bisaccate pollen	2	1
Tricolporate pollen	2	1

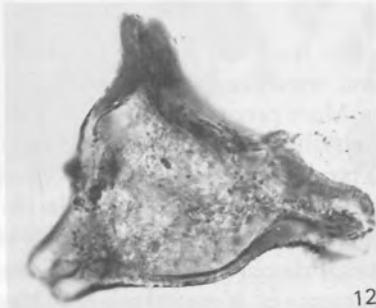
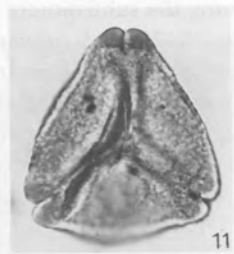
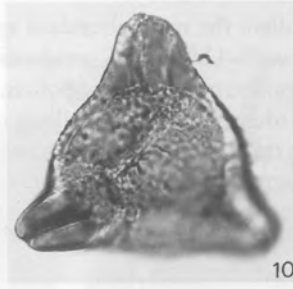
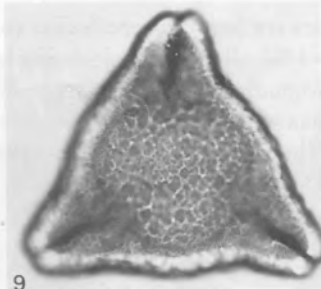
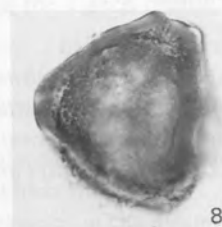
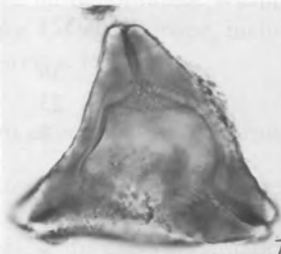
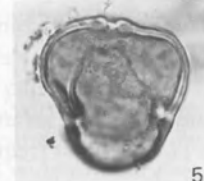
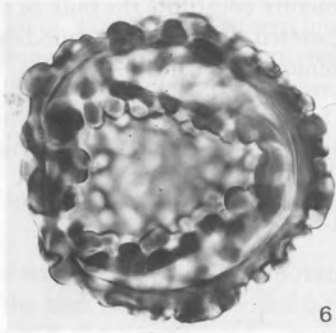
Among the subtriporate pollen, the most abundant species are *Subtriporopollenites constans* (23–25%), *S. subporatus* (8–12%) and *S. anulatus* (4–1%), all other species being less than 1%. All the dominant pollen (subtriporate pollen, *Plicapollis pseudoexcelsus*, *Normapollis* and the major part of identified species) belong to taxa which are extinct. Abundant subtriporate pollen having a thick exine are reported from the Palaeocene of Belgium (ROCHE 1973), France (CAVAGNETTO & GUERRERO 1999) and Germany (KRUTZSCH 1958).

A detailed list of identified species is given in the appendix.

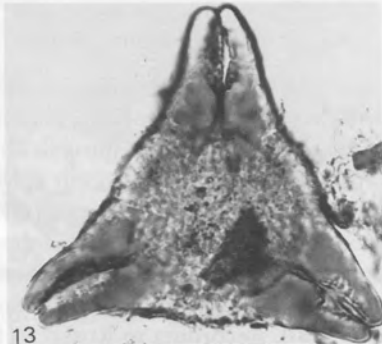
7 Comparison with other localities

7.1 Menat (Puy-de-Dôme, France)

KEDVES (1967, 1982) has analyzed the bituminous clay from this locality in which he determined 169 pollen species. Among them, several were previously unknown. The Menat and the Boltshka sapropels share 57 species. More precisely, *Trudopollis pflugii* and *Russellipollenites minor* occur at Menat, in the Boltshka sapropel and in the Danian from La Cassine, Ariège, France (GRUAS-CAVAGNETTO et al. 1992). *Caratinipollenites paleocenicus* is known at Menat, in the Boltshka sapropels and – according to the chronostratigraphy proposed by BERGGREN et al. (1995) but contested by BIGNOT et al. (1997) – in the Seelandian from Oraas, Pyrénées-Atlantiques, France (CAVAGNETTO & TAMBA-REAU (1998)). According to RUSSELL (1967), the occurrence of *Menatotherium* at Menat



10μ



is indicative of either a Middle Palaeocene or an Early Upper Palaeocene age: this locality is presently tentatively referred (in SCHMIDT-KITTLER 1987) to the lowermost Palaeogene mammal-zones (MP 1-5). According to the palynological markers, KEDVES (1982) includes Menat in the Thanetian II, which is an equivalent of the palynozone SP 1 of MEYER (1988) (Upper Palaeocene).

7.2 The Ukrainian Carpathians

PORTNYAGINA (1981) described a palynological content, which is similar to that from the Boltshka sapropels, from the top of the Upper Stryi Formation, in the Skale zone of the Carpathians. She referred this Formation to the Dano-Montian. GRIGOROVICH (in PORTNYAGINA 1981) found in the Stryi Formation a calcareous nannoplankton assemblage corresponding to both the *Chiasmolithus danicus* zone as defined by MARTINI (1977) and to the *Ellipsolithus macellus* zone of the lowermost Palaeocene.

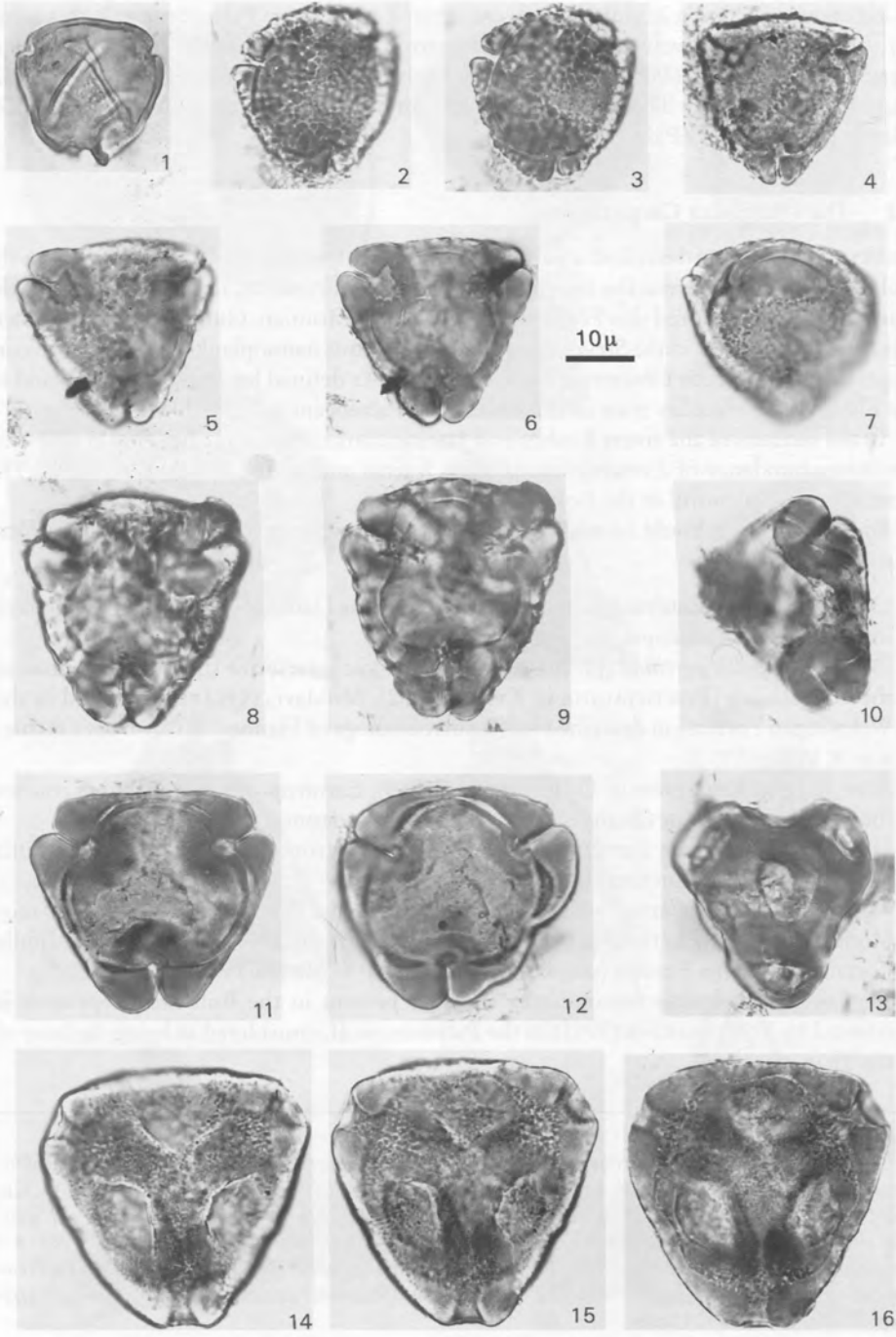
In the sections of the rivers Rushor and Jasenitchanka, PORTNYAGINA (1981) observed a relative abundance of *Extratropopollenites fractus* and of *Trudopollis pertrudens*. The latter species is plentiful in the Boltshka sapropels.

Some comments should be made concerning the distribution chart proposed by PORTNYAGINA (1981):

- Of the 13 species occurring in the palynozone I of the Dano-Montian, eight are present in the Boltshka sapropel.
- Only *Oculopollis pertinax* (pl. 2, fig. 8-9) seems to characterize the Dano-Montian in the Carpathians (PORTNYAGINA in KEDVES 1982), Moldavia (OLARU 1978) and in the Wehmingen Formation described in the surroundings of Hannover, Germany (THOMSON & PFLUG 1953).
- According to KRUTZSCH in DÖRING et al. (1966), *Extratropopollenites auda* reaches the Middle Palaeocene (Brandenburger Bild = Palynozone 8).
- OLARU (1978) reports *Extratropopollenites fractus* from sediments of Transylvania belonging to the Thanetian II (Upper Palaeocene).
- *Nudopollis endangulatus*, which is restricted to the Palynozone I of the Dano-Montian, according to the chart published by PORTNYAGINA (1981), reaches the Middle Eocene in Western Europe (palynozones SP 1 à SP 4; MEYER 1988).
- *Stephanopropollenites hexaradiatus* which is present in the Boltshka sapropels is referred by PORTNYAGINA (1981) to the Palynozone II, considered as being the base of the Thanetian.

Plate 1

1 - *Cicatricosporites pseudodorogensis* TH. & PF. 1953. 2 - *Cicatricosporites* sp. 3 - *Psilatricolporites mansfeldensis* (W. KR. 1969) KDS. 1998. 4 - *Laevipropollis laevigatus* (W. KR. 1961) W. KR. 1966. 5 - *Subtripropollenites supracirculus* W. KR. & VANH. 1977. 6 - *Gemmatosporis* sp. 7 - *Nudopollis endangulatus* (PF. 1953a) PF. 1953b. 8 - *Szoerenyipollis elegans* GÖCZAN & W.KR. 1967. 9 - *Extratropopollenites audax* PF. 1953b. 10 - *Extratropopollenites perforatus* ZAKL. 1963. 11 - *Pseudoplicapollis paleocenicus* W. KR. 1967. 12 - *Extratropopollenites audax* PF. 1953b. 13 - *Extratropopollenites fractus* PF. 1953b.



8 Biostratigraphical remarks

Some species found in the Boltyska sapropels were previously only known from the Cretaceous:

- *Emscheripollis inflatus* W. KR., 1959 (pl. 2, fig. 14-16) is well distributed in the Upper Turonian and the Lower Santonian. Then, it is becoming scarce (GÖCZAN et al. 1967).
- *Szoerenyipollis elegans* GÖCZAN & W. KR., 1967 (pl. 1, fig. 8) is reported from the Upper Santonian of Hungary (GÖCZAN et al. 1967).
- *Pollenites periporatus* KUYL, MULLER & WATERBOLK 1955 (pl. 2, fig. 13) is known from the European Cretaceous and, additionally, from the Palaeocene of Nigeria (ZAKLINSKAYA 1963, p. 198). It was also described from the Cretaceous of Venezuela (KUYL et al. 1955).

Other species which are mainly reported from the Cretaceous, occur occasionally in the lowermost Cenozoic:

- *Oculopollis* cf. *fastidicus* WEYLAND & KRIEGER 1953 (pl. 2, fig. 10) is reported by KEDVES (1970) from the Montian of Oiching (Austria).
- *Trudopollis hemiperfectus* (PFLUG 1953a) PFLUG 1953b (in THOMSON & PFLUG 1953) is present in the Senonian of Germany (PFLUG 1953). It is also reported from the Danomontian of Transylvania (OLARU 1978), the Middle Montian of the middle part of the Volga valley (KUSNETZOVA 1968, in KEDVES 1982), the Thanetian (zone I) of Crimea (ROTMAN 1971) and the Lower Thanetian of Kleinoiching in Austria (KEDVES 1970, 1980).
- *Trudopollis orthomechanicus* PFLUG 1953 (pl. 2, fig. 4) which was originally described from the Senonian of Aachen, Germany (PFLUG 1953), was then identified in the Middle Montian of the Molochanian depression, in the Black Sea basin (KORALLOVA 1971), in the Montian of Oiching, Austria (KEDVES 1970), and in the Lower Thanetian of Kleinoiching, Austria (KEDVES 1970).

Species characterizing the Lower Palaeocene are:

- *Extratropopollenites andax* PFLUG 1953 (pl. 1, fig. 1-2). This species does not pass beyond the Brandenburger Bild (palynozone 8 of KRUTZSCH in DÖRING et al. 1966), which is the equivalent of the Thanetian I. It is also present in the Danian of Crimea, of the Carpathians, of the Black Sea basin and, additionally, in the Danian of La Casine, Ariège, France (GRUAS-CAVAGNETTO et al. 1992).

Plate 2

1 - *Platycaryapollenites platycaryoides* (ROCHE 1969) KDS. 1992. 2-3 - *Trudopollis fossulotrudens* (PF. 1953a) PF. 1953b. 4 - *Trudopollis orthomechanicus* PF. 1953b. 5-6 - *Trudopollis* sp. in ZAKLINSKAYA 1963, pl. XII, fig. 7.7 - *Trudopollis mechanicus* PF. 1953b. 8-9 - *Oculopollis* cf. *pertinax* (PF. 1953a) PF. 1953b. 10 - *Oculopollis* cf. *fastidicus* WEYL. & KRIEG. 1953. 11-12 - *Trudopollis pertrudens* (PF. 1953a) PF. 1953b. 13 - *Pollenites periporatus* KUYL, MULLER & WATERBOLK 1955. 14-16 - *Emscheripollis inflatus* W. KR. 1959c.

- *Extratropopollenites fractus* PFLUG 1953a (pl. 1, fig. 13) is present in the Thanetian I and II of Transylvania (OLARU 1978).
- *Extratropopollenites spumoides* PFLUG 1953 (pl. 1, fig. 9) is known in the Dano-Montian from the Carpathians, Crimea, Transylvania, the Black Sea basin, West Brandenburg and Wehmingen, Germany (KEDVES 1982).
- *Extratropopollenites excellens* PFLUG 1953 was first recorded in the Dano-Montian of Wehmingen, Germany (PFLUG 1953). It was also identified in the Middle Montian of the Black Sea basin (KORALLOVA 1971, 1973) and in the Danian of La Cassine, Ariège, France (GRUAS-CAVAGNETTO et al. 1992).
- *Trudopollis fossulotrudens* (PFLUG 1953a) PFLUG 1953b (pl. 2, fig. 2-3) is present in the Dano-Montian of Wehmingen, Germany (THOMSON & PFLUG 1953) and in the Danian of La Cassine, Ariège, France (GRUAS-CAVAGNETTO et al. 1992).
- *Oculopollis* cf. *pertinax* (PFLUG 1953a) PFLUG 1953b (pl. 2, fig. 8-9) is reported from the Dano-Montian of Wehmingen (Germany) (THOMSON & PFLUG 1953) and of Moldavia (OLARU 1978). It is also known from the Upper Danian of the Carpat (PORTNYAGINA 1966, in KEDVES 1982).
- *Oculopollis baculotrudens* (PFLUG 1953) ZAKLINSKAYA 1963 is present in the Lower Palaeocene of Western Europe and from the Palaeocene of the Southern European part of Russia, of Siberia and Kazakhstan (ZAKLINSKAYA 1963).
- *Pseudoplicapollis palaeocenicus* KRUTZSCH 1967 (pl. 1, fig. 11) reaches in Germany the palynozone 7a considered by KRUTZSCH in DÖRING et al. (1966) as the top of the Lower Palaeocene. It was also identified in the Thanetian II (Upper Palaeocene) of Menat, Puy-de-Dôme, France (KEDVES 1982).

Additionally, the *Trudopollis* species having a thick exine reach the Hannoversches Bild (palynozone 7a of the Lower Palaeocene) (KRUTZSCH in DÖRING et al. 1966). The genus *Oculopollis* is unknown later than the Sangerhausener Bild (palynozone 9, Middle Palaeocene). Several other typical Palaeocene species quoted by MEYER (1988) in the stratigraphical synthesis of North-West Europe are present in the Boltyschka sapropels: *Nudopollis thiergarti* PFLUG (palynozones SP 1 and SP 2) and *Stephanopropollenites hexaradiatus* THOMSON & PFLUG (palynozones SP 1 to SP 3). However, the second species is present up to the base of the Ilerdian (Lower Eocene of the Mediterranean area) (GRUAS-CAVAGNETTO et al. 1984). For all these reasons, a basal Upper Palaeocene age may be inferred for the Boltyschka fossiliferous sapropels which are not younger than the Thanetian II or the SP 1 palynozone as defined in North-Western Europe (MEYER 1988).

9 Conclusion

The palynological analysis of two samples from the Boltyschka sapropel has made possible the attribution of this sediment to the Palaeocene, both because of the occurrence of stratigraphical markers and also because of the general composition of this palynological association that includes a great number of subtriporate pollen having a thick exine (mainly *Subtripropollenites constans* and *S. subporatus*), which characterize the European Palaeo-

cene. More precisely, an Upper Palaeocene age is demonstrated both by the occurrence of *Trudopollis* species having a thick exine, and of *Oculopollis*.

Many species which are characteristic for the Lower Palaeocene were identified: *Extratroporipollenites audax*, *E. fractus*, *E. excellens*, *Trudopollis fossulotrudens*, *Oculopollis* cf. *pertinax*, *O. baculotrudens*. Additionally, three species are present which are only known from the Cretaceous: *Emscheripollis inflatus*, *Szoerenyipollis elegans* and *Pollenites periporatus*, although the probability that they may have been reworked seems to be very low.

Consequently, the use of palynological data has permitted a more precise age determination of the fossiliferous sapropels from the Boltyschka depression, which were deposited during the Upper Palaeocene. For this reason, the Boltyschka fish fauna preserved in these sapropels can be presently considered as the oldest diversified freshwater fish fauna known in the European Cenozoic.

Acknowledgements. The authors are grateful to Dr. E. K. SYTCHEVSKAYA (Moscow) who was kindly making available the two cores studied in the present paper. Dr. T. KODRUL and A. IAKOVLEVA (Moscow) are also acknowledged for their translation of the paper by STANISLAVSKI (1968). Miss S. YOUNG (London) read critically our manuscript and made carefully all the requested stylistic corrections. Mr J. DYON (Paris) prepared figures 1 and 2, whereas Mr M. PONS (Montpellier) printed the photographs used for the plates.

References

- BATTEN, D. J. (1984): Palynology, climate and development of Late Cretaceous floral provinces in the Northern Hemisphere; a review. – In: BRECHLEY, P. (Ed.): *Fossils and Climate*: 127–164, John Wiley, New York.
- BELLON, H., C. BUZEK, J. GAUDANT, Z. KVACEK & H. WALTHER (1998): The České Stredohorí magmatic complex in Northern Bohemia ^{40}K - ^{40}Ar ages for volcanism and biostratigraphy of the Cenozoic freshwater formations. – *Newsl. Stratigr.*, **36**: 77–103, Berlin-Stuttgart.
- BERGGREN, W. A., D. V. KENT, C. C. SWISHER III & M.-P. AUBRY (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: BERGGREN, W. A., D. V. KENT, M.-P. AUBRY & J. HARDENBOL (Eds.): *Geochronology, Time scales and global stratigraphic correlation*: 129–212. – SEPM (Soc. Sed. Geol.), Tulsa, Spec. Publ. **54**.
- BIGNOT, G., D. CURRY & C. POMEROL (1997): Le dossier Selandien. – *Bull. Inf. Bass. Paris*, **34**, N° 2: 3–11, Paris.
- CAVAGNETTO, C. & N. GUERRERO (1999): Pollens et dinoflagellés du Paléogène inférieur turbiditique du Béarn. Comparaisons avec les assemblages de plateforme des Petites Pyrénées. – *Géologie de la France*, **3**: 17–35, Orléans.
- COLLINS, M. E. (1990): Plant evolution and ecology during the Early Cainozoic diversification. – In: CALLOW, J. A. (Ed.): *Advances in Botanical Research*, **17**: 1–98, Academic Press, London.
- GAUDANT, J. (1979): Mise au point sur l'ichthyofaune paléocène de Menat (Puy-de-Dôme). – *C. R. Acad. Sci.*, **288** (D): 1461–1464, Paris.
- (1981): Nouvelles recherches sur l'ichthyofaune des gypses et des marnes supragypseuses (Eocène supérieur) des environs de Paris. – *Bull. B.R.G.M.*, (2), sect. IV, N°1–1980/1981, p. 57–75, Orléans.
- GAUDANT, J. & H. HAUBOLD (1995): Ein Lepisosteide (Pisces, Ginglymodi) aus dem Mittel-Eozän des Geiseltales bei Halle (Sachsen-Anhalt, Deutschland). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1995**: 271–278, Stuttgart.

- GAUDANT, J. & N. MICKLICH (1990): *Rbenanoperca minuta* nov. gen., nov. sp., ein neuer Percoide (Pisces, Perciformes) aus der Messel-Formation (Mittel-Eozän, Unteres Geiseltalium). – *Paläont. Z.*, **64**: 269–286, Stuttgart.
- GÖCZAN, F., J. J. GROOT, W. KRUTZSCH & B. PAČTOVÁ (1967): Die Gattungen des „Stemma Normapolles PFLUG 1953b“ (Angiospermae). – *Paläont. Abh.*, (B), **3**: 427–539, Berlin.
- GRANDE, L. & W. E. BEMIS (1998): A comprehensive study of Amiid fishes (Amiidae) based on comparative skeletal anatomy. An empirical search for interconnected patterns of Natural History. – *Soc. Vert. Paleont. Mem.*, **4**, J. Vert. Paleont., supplement to vol. 18, N° 1: I–X + 1–690, Chicago.
- GRUAS-CAVAGNETTO, C., Y. TAMBAREAU & J. VILLATTE (1984): Premières observations palynologiques dans le Thanétien et l'Ilerdien des Petites Pyrénées. – *C. R. Acad. Sci. Paris*, **298** (II): 249–252.
- GRUAS-CAVAGNETTO, C., Y. TAMBAREAU & J. VILLATTE (1992): Découverte de pollens, Dinoflagellés et Foraminifères dans le Danien des Petites Pyrénées: implications sur la position de la limite Crétacé-Tertiaire. – *Geobios, Mém. spéc.*, **14**: 19–28, Lyon.
- JERZMANSKA, A. (1977): The freshwater fishes from the Middle Eocene of Geiseltal. – In: MATTHES, H. W. & B. THÄLER (Eds.): *Eozäne Wirbeltiere des Geiseltales*. – Martin-Luther Universität Halle-Wittenberg wiss. Beitr., **1977/2** (P 5): 41–65, Taf. CLX–CLXX, Halle (Saale).
- KEDVES, M. (1967): Quelques types de sporomorphes du bassin lignitifère de Menat. – *Acta Biol.*, **13**: 11–23, Szeged.
- (1970): Spore-pollen investigations on the Palaeocene sediments of Oiching. – *Acta Biol.*, **16**: 51–54, Szeged.
- (1980): Palynological investigations on Austrian Upper Cretaceous and Lower Tertiary sediments. – *Acta Biol.*, **26**: 63–77, Szeged.
- (1982): Palynology of the Thanetian layers of Menat. – *Palaeontographica*, (B), **182**: 87–150, Stuttgart.
- KORALLOVA V. V. (1971): Spores and pollen of the Lower Paleocene from the Molochanian depression of the Black Sea basin (In Russian). – *Problems of Palynology*, **1**: 129–138, Moscow.
- KRUTZSCH, W. (1958): *Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung*. – *Z. angew. Geol.*, **3**: 509–548, Berlin.
- (1966): Die sporenstratigraphische Gliederung des älteren Tertiärs im nördlichen Mitteleuropa (Paläozän-Mitteloligozän). Methodische Grundlagen und gegenwärtiger Stand der Untersuchungen. – In: DÖRING, H., W. KRUTZSCH, D. H. MAI & E. SCHULZ: (Hrsg.): *Erläuterungen zu den sporenstratigraphischen Tabellen vom Zechstein bis zum Oligozän*. *Abh. zentr. geol. Inst.*, **8**: 112–149, Berlin.
- KUYL, O. S., J. MULLER & Th. WATERBOLK (1955): The application of palynology to oil geology with reference to Western Venezuela. – *Geol. en Mijnb.*, (N. S.), **17**: 47–86, S'Gravenhage.
- MARTINI, E. (1977): Neue Daten zum Paläozän und Unter-Eozän im südlichen Nordseebecken. – *Newsl. Stratigr.*, **6**: 97–105, Berlin.
- MEYER, K. J. (1988): The description of the interregional zonation of the Paleogene (SP zones 1–8). Subgroup palynology (pollen, spores). – In: VINKEN, R. (Ed.): *The Northwest European Tertiary basin*. – *Geol. Jb.*, (A), **100**: 288–294, fig. 144, Hannover.
- MICKLICH, N. (1985): Biologisch paläontologische Untersuchungen zur Fischfauna der Messeler Ölschiefer (Mittel-Eozän, Lutetium). – *Andrias*, **4**: 171 p., Karlsruhe.
- (1988): Urtümliche Panzerträger und moderne Kannibalen. – In: SCHAAL, S. & W. ZIEGLER (Eds.): *Messel – Ein Schaufenster in die Geschichte der Erde und des Lebens*. – *Senckenberg-Buch*, **64**: 69–92, Frankfurt am Main (Kramer).
- (1994): Die Fischfauna des Eckfelder „Maars“ (Deutschland, SW-Eifel): Ein Ergänzungsbeitrag. – *Mainzer naturwiss. Archiv, Beih.*, **16**: 167–176, Mainz.
- MICKLICH, N. & M. BÖHME (1997): Wolfbarsch-Funde (Perciformes, Moronidae) aus den Süßwasser-Diatomiten von Kučlín (Böhmen) nebst Anmerkungen zur taxonomischen Stellung von „*Perca*“ lepidota aus den Süßwasser-Kalken von Öhningen (Baden). – *Paläont. Z.*, **71**: 117–128, Stuttgart.

- MICKLICH, N. & WUTTKE, M. (1988): Weitere Fischfunde aus dem Eozän von Eckfeld bei Manderscheid (SW-Eifel, Bundesrepublik Deutschland). – *Mainzer Naturw. Archiv*, **26**: 107–149, Mainz.
- OBRHELOVÁ, N. (1971): Über einen Serranid (Pisces) aus dem nordböhmischem Süßwassertertiär. – *Cas. Mineral. Geol.*, **16**: 371–387, Praha.
- (1975): Osteologischer Bau von *Thaumaturus furcatus* REUSS, 1844 (Pisces) aus dem nordböhmischem Süßwassertertiär (Kuclín bei Bílina). – *Cas. Mineral. Geol.*, **20**: 273–290, Praha.
- OLARU, L. V. (1978): Etudes sur les flores paléogènes du Nord-Ouest de la Transylvanie et de la Moldavie centrale. – *Inst. Géol. Géophys.*, **27**: 5–111, Bucarest.
- PFLUG, H. D. (1953): Zur Entstehung und Entwicklung des Angiospermiden Pollen in der Erdgeschichte. – *Palaeontographica (B)*, **95**: 60–171, Stuttgart.
- PORTNYAGINA, L. A. (1971): Palynology of the Upper Senonian and Paleogene deposits from the Skibovaya zone of the Carpathians. – *Problems of Palynology*, **1**: 110–117, Moscow. [In Russian].
- (1981): Normapolles pollen in Upper Cretaceous and Palaeogene deposits of the Skale zone of the Carpathians. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **35**: 231–235, Amsterdam.
- ROCHE, E. (1973): Marqueurs stratigraphiques (pollens et spores) du Paléocène et de l'Éocène inférieur de Belgique. – *Bull. Acad. roy. Belg.*, **59**: 231–235, Bruxelles.
- ROTMAN, R. N. (1971): Spore-pollen complex of Danian stage deposits of Bakhchisarai District of the Crimea. – *Problems of Palynology*, **1**: 117–128, Moscow. [In Russian].
- RUSSELL, D. E. (1967): Sur «Menatotherium» et l'âge paléocène du gisement de Menat (Puy-de-Dôme). – *Coll. intern. C. N. R. S.*, **163**: 483–489, Paris.
- SCHMIDT-KITTLER, N. (Ed.) (1987): International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Palaeoecology of the European Paleogene – Mainz, February 18th–21st 1987. – *Münchner Geowiss. Abh., (A)*, **10**, 312 p, München.
- SHCHEKINA, N. (1962): Spore and pollen complexes in the Tertiary deposits of the Ukrainian S. S. R. – *Pollen et Spores*, **4**: 376, Paris.
- STANISLAVSKI, F. A. (1968): Vozrast i stratifracija sapropelitov Boltyschkoi depressii. — *Geol. Zhurn., Akad. Nauk Ukr. SSR*, **28**: 109–115, Kiev. [In Ukrainian].
- SYTCHEVSKAYA, E. K. (1986): Presnovodnaja paleogenovaja iktiofauna SSSR i Mongolii (In Russian). – *Sovmest. Sovet-Mongol. paleont. Eksped., Trud.* **29**: 1–157, Moskva.
- THOMSON, P. W. & H. D. PFLUG (1953): Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. – *Palaeontographica (B)*, **94**: 1–138, Stuttgart.
- VOIGT, E. (1934): Die Fische aus der mittelezänen Braunkohle des Geiseltal. – *Nova Acta Leopoldina, (N. F.)*, **2**: 21–146, Halle (Saale).
- WOLFE, J. A. (1987): An overview of the origins of the modern vegetation and flora of the Northern Rocky mountains. – *Ann. Missouri Bot. Gard.*, **74**: 785–803, Saint-Louis.
- WOLFE, J. A. & G. R. UPCHURCH (1986): Vegetation, climatic and floral changes at the Cretaceous-Tertiary boundary. – *Nature*, **324**: 148–152, London.
- (1987a): Leaf assemblages across the Cretaceous-Tertiary boundary in the Raton basin, New Mexico and Colorado. – *Proc. natl. Acad. Sci. USA*, **84**: 5096–5100, Washington.
- (1987b): North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **61**: 33–78, Amsterdam.
- Zaklinskaya, E. D. (1963): Le pollen des Angiospermes et sa signification pour la recherche de la stratigraphie du Crétacé supérieur et du Paléogène. – *Akad. Nauk SSSR, Trud. geol. Inst.*, **74**: 1–258, Moscow. [In Russian].
- (1981): Phylogeny and classification of the Normapolles. — *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **35**: 139–147, Amsterdam.

Appendix

Taxonomical index of identified species

Spores

- *Leiotriletes adriennis* (R. POT. & GELL. 1933) W. KR. 1959, cf. *Lygodium*;
- *L. microadriennis* W. KR. 1959, cf. *Lygodium*;
- *L. wolffi* W. KR. 1962, Cyatheaceae
- *Toroisporis aneddeni* W. KR. 1959;
- T. fsp.;
- *Retitriletes belgicus* W. KR. & VANH. 1977;
- *Cicatricosisporites* fsp. (pl. 1, fig. 2);
- *Polypodiaceoisporites* fsp.;
- *Echinatisporis longechinus* W. KR. 1959, *Selaginella*;
- *Trilites asolidus* W. KR. 1959, *Lygodium*;
- *T. multivallatus* (Pf. 1953) W. KR. 1959, *Lygodium*;
- *T. paucivallatus* (Pf. 1953) W. KR. 1959, *Lygodium*;
- *Camarozonosporites beskemensis* W. KR. 1959, Lycopodiaceae;
- *C. semilevis* W. KR. 1963, Lycopodiaceae;
- *Laevigatosporites haardti* (R. POT. & VEN. 1934) TH. & PF. 1953, Polypodiaceae;
- *Verrucatosporites alienus* (R. POT. 1931) TH. & PF. 1953, Polypodiaceae;
- *Cicatricosporites compactus* W. KR. et VANH. 1977;
- *C. pseudodorogensis* TH. & PF. 1953 (pl. 1, fig. 1);
- *Gemmatosporis* sp. (pl. 1, fig. 6).

Pollen

- *Pityosporites* div. fsp., *Pinus*;
- *Emmapollis pseudoemmaensis* W. KR. 1970;
- *Inaperturopollenites hiatus* (R. POT. 1931b) TH. & PF. 1953, Taxodiaceae;
- *Milfordia hungarica* (KDS. 1965) W. KR. & VANH. 1977, Restionaceae;
- *M. incerta* (TH. & PF. 1953) W. KR. 1961, Restionaceae;
- *M. minima* W. KR. 1970, Restionaceae;

Normapollens

- *Basopollis urkutensis* KDS. 1974;
- *Emscheripollis inflatus* W. KR. 1959 (pl. 2, fig. 14-16);
- *Extratripuripollenites audax* Pf. 1953b (pl. 1, fig. 9, 12),
- *E. excellens* Pf. 1953b;
- *E. fractus* Pf. 1953a (pl. 1, fig. 13);
- *E. perforatus* ZAKL. 1963 (pl. 1, fig. 10);
- *E. spumoides* Pf. 1953 (pl. 1, fig. 9);
- *Interpollis microsupplingensis* W. KR. 1961;
- *Minorpollis gallicus* KDS. 1969;
- *Nudopollis endangulatus* (Pf. 1953a) Pf. 1953b (pl. 1, fig. 7);
- *N. ? exemploides* W. KR. & VANH. 1977;
- *N. granulatus* W. KR. & VANH. 1977;
- *N. minutus* ZAKL. 1963;
- *N. terminalis* (TH. & PF. 1953) Pf. 1953b;

- *N. thiergarti* (R. POT. 1951) PF. 1953b;
- *Oculopollis baculotrudens* (PF. 1953) ZAKL. 1963;
- *O. exemplum* (PF. 1953) n. comb.;
- *O. cf. fastidicus* WEYL. & KRIEG 1953 (pl. 2, fig. 10);
- *O. cf. pertinax* (PF. 1953a) PF. 1953b (pl. 2, fig. 8-9);
- *Plicapollis cf. conserta* PF. 1953b;
- *P. pseudoexcelsus* (W. KR. 1958) W. KR. 1961 *pseudoexcelsus*;
- *P. pseudoexcelsus semiturgidus* PF. 1953a;
- *P. pseudoexcelsus turgidus* PF. 1953a;
- *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* (W. KR. 1954) W. KR. 1957;
- *Pseudoplicapollis palaeocenicus* W. KR. 1967 (pl. 1, fig. 11);
- *Psittacopsis elaeagnoides* (ZAKL. 1963) KDS. 1967;
- *Russellipollenites minor* KDS. 1982;
- *Sporopollis pseudosporites* (PF. 1953a) PF. 1953b;
- *Szoerenyipollis elegans* GÖCZAN & W. KR. 1967 (pl. 1, fig. 8);
- *Trudopollis exemplum* (PF. 1953a) PF. 1953b;
- *T. fossulotrudens* (PF. 1953a) PF. 1953b (pl. 2, fig. 2-3);
- *T. hemiperfectus* (PF. 1953a) PF. 1953b;
- *T. mechanicus* PF. 1953b (pl. 2, fig. 7);
- *T. orthomechanicus* PF. 1953b (pl. 2, fig. 4);
- *T. pertrudens* (PF. 1953a) PF. 1953b (pl. 2, fig. 11-12);
- *T. pflugii* KDS. 1982;
- *T. fsp.* W. KR. 1957 (in ZAKLINSKAYA 1963, pl. XII, fig. 7) (pl. 2, fig. 5-6);
- *Vacuopollis concavus* (PF. 1953a) W. KR. 1960;
- *V. microconcavus* (PF. 1953a) W. KR. 1960;
- *V. pyramis* PF. 1953;
- *Pollenites periporatus* KUYL, MULLER & WATERBOLK 1955 (pl. 2, fig. 13);
- *Pentapollenites pentangulus* (PF. 1953a) W. KR. 1958;
- *P. triangulus* W. KR. 1962;
- *Stephanoporopollenites hexaradiatus* (THG. 1940) TH. & PF. 1953 *hexaradiatus*;
- *S. pentaradiatus* W. KR. 1961;

Postnormapollis

- *Alabroidaepollenites aroboratus* (PF. 1953a) KDS. 1982;
- *Caratinipollenites paleocenicus* KDS. 1982;
- *Cavagnettoaepollenites menatensis* KDS. 1982;
- *Labraferoidaepollenites bituitus* (R. POT. 1931a) KDS. 1982;
- *L. circulus* KDS. 1982;
- *L. menatensis* KDS. 1982;
- *L. rurensis* (PF. & TH. 1953) KDS. 1982;
- *Labrapollis labraferus* (R. POT. 1931b) W. KR. 1968;
- *L. rotundoides* W. KR. & VANH. 1977;
- *Platycaryapollenites anticyclus* (W. KR. & VANH. 1977) KDS. 1992;
- *P. levis* (R. POT. 1931b) KDS. 1992;
- *P. minutus* KE & SHI 1978;
- *P. platycaryoides* (ROCHE 1969) KDS. 1992;
- *P. pseudoplatycaryoides* (ROCHE 1969) KDS. 1992 (pl. 2, fig. 1);
- *Tripoporopollenites costatus* TAKAHASHI 1961;
- *T. intrastructus* W. KR. & VANH. 1977;
- *T. microlaevigatus* W. KR. & VANH. 1977;

- *T. robustus* PF. 1953a;
- *T. wehmingensis* PF. 1953;
- *Triatriopollenites coryphaeus* (R. POT. 1934) PF. 1953b;
- *T. engelhardtoides* (ROCHE 1973) ROCHE & SCHULER 1976, *Engelhardtia*;
- *T. perplexus* PF. 1953b;
- *T. ? pseudoroboratus* W. KR. & VANH. 1977, Myricaceae;
- *T. pseudoreurensis* PF. 1953a;
- *T. quietus* (R. POT. 1934) TH. & PF. 1953;
- *T. roboratus* PF. 1953a, Myricaceae;
- *T. rurensis* PF. & TH. 1953, Myricaceae;
- *Subtriporopollenites anulatus* TH. & PF. 1953 *anulatus*;
- *S. anulatus nanus* TH. & PF. 1953;
- *S. constans* PF. 1953a *constans*;
- *S. constans inversus* W. KR. & VANH. 1977;
- *S. constans magnus* W. KR. 1961;
- *S. constans medius* W. KR. & VANH. 1977;
- *S. intrastructurus* W. KR. & VANH. 1977;
- *S. magnoporatus* (TH. & PF. 1953) W. KR. 1961;
- *S. magnoporatus magnus* W. KR. & VANH. 1977;
- *S. magnoporatus tectopsilatus* ROCHE 1968;
- *S. subporatus* W. KR. 1961 *subporatus*;
- *S. subporatus gracilixinus* W. KR. & VANH. 1977;
- *S. subporatus magnus* W. KR. & VANH. 1977;
- *S. supracirculus* W. KR. & VANH. 1977 (pl. 1, fig. 5);
- *Compositoipollenites medius* W. KR. & VANH. 1977;
- *C. minimus* W. KR. & VANH. 1977, Icacinaceae;
- *Intratriporopollenites menatensis* KDS. 1982;
- *Laeviporopollis laevigatus* (W. KR. 1961) W. KR. 1966 (pl. 1, fig. 4);
- *Scabratricolpites microhenrici* (TH. & PF. 1953) ROCHE & SCHULER 1976, Fagaceae;
- *Retitricolpites retiformis* (PF. & TH. 1953) ROCHE & SCHULER 1976, Salicaceae-Platanaceae;
- *Striatopollis striatellus* (TAKAHASHI 1961) KDS. 1978, Rosaceae;
- *Cyrillaceapollenites exactus* (R. POT. 1931) R. POT. 1960, Cyrillaceae-Clethraceae;
- *Ilexpollenites coronatus* (PF. 1953) KDS. 1978, *Ilex*;
- *I. iliacus* (R. POT. 1931) THG. 1937, *Ilex*;
- *I. pseudoiliacus* (W. KR. & VANH. 1977);
- *Intrabaculitricolporites feugueuri* (GR.-CAV. 1966) KDS. 1978;
- *Intragranulitricolporites microdesmiaeformis* (KDS. 1965) KDS. 1978;
- *Nyssapollenites kruschi* (R. POT. 1934) SICS. 1969, *Nyssa*;
- *Psilatricolporites mansfeldensis* (W. KR. 1969) KDS. 1998 (pl. 1, fig. 3)
- *P. megaporatus* (W. KR. & VANH. 1977);
- *P. pseudomansfeldensis* W. KR. 1969;
- *Retitricolporites fraudulentus* (R. POT. 1931b);
- *R. microreticingulum* (W. KR. & VANH. 1977);
- *R. sustmanni* (PF. & TH. 1953) KDS. 1978;
- *Striatricolporites sole de portai* (KDS. 1965a) KDS. 1968;
- *S. striatopunctatus* (W. KR. & VANH. 1977);
- *Ericipites* fsp.

Newsl. Stratigr.	38(1)	57-80	7 Fig.	Berlin · Stuttgart, 15. 8. 2000
------------------	-------	-------	--------	---------------------------------

Séquences de dépôts et tectono-eustatisme à la limite Crétacé/Tertiaire sur la marge sud-téthysienne (Atlas de Marrakech et bassin de Ouarzazate, Maroc)

par MOHAMED MARZOQI et ANDRE PASCAL*

avec 7 figures

Résumé. Dans l'Atlas de Marrakech et le bassin de Ouarzazate, l'agencement des dépôts marins littoraux et marginolittoraux du Crétacé supérieur et du Paléogène traduit les mouvements transgressifs et régressifs d'une mer épicontinentale très peu profonde. A ces mouvements marins s'ajoutent les effets d'une tectonique régionale avec un découpage en petits compartiments à subsidence différentielle et leurs basculements, à l'origine de discordances angulaires. Le passage Crétacé/Tertiaire est marqué par une discontinuité majeure bien représentée à l'échelle du domaine atlasique et au-delà (limite de séquence karstifiée de type 1, *sensu* VAIL et al., 1987). Les séries du «cycle» maastrichtien sont composées de deux séquences de dépôts S 0.1 et S 0.2 dont les épaisseurs et les extensions latérales sont très variables: elles sont transgressives et localement discordantes sur le Sénonien. La fin du cycle est liée à un retrait généralisé et de longue durée de la mer crétacée qui serait en rapport avec la grande phase de régression eustatique bien connue ailleurs. Pendant cette longue période d'émersion, la tectonique régionale, déjà marquée dans la subsidence différentielle maastrichtienne, a encore accentué la discontinuité. Elle a également contrôlé la situation et la disposition des premiers niveaux marins transgressifs du Tertiaire qui peuvent reposer directement en discordance angulaire sur le Sénonien (lacune totale du Maastrichtien).

Du point de vue de la stratigraphie séquentielle, les séquences de dépôts S 0.1 et S 0.2 du Maastrichtien sont interprétées comme du 3ème ordre à la fin d'un cycle de comblement succédant au Sénonien, en période régressive de 2ème ordre (*sensu* JACQUIN et al., 1992). La discontinuité entre le Crétacé et le Tertiaire serait une surface majeure de type T (limite de séquence de type 1 accentuée tectoniquement et caractérisée par une émersion) séparant les deux termes d'un cycle régressif/transgressif de 2ème ordre.

Abstract. In the Atlas of Marrakech and the basin of Ouarzazate, the stacking pattern of the coastal and marginal marine deposits of the upper Cretaceous and Palaeogene displays transgressive and regressive changes of a very shallow epeiric sea. These marine movements are combined with the effects of the regional tectonics that have caused a cutting out in small compartments with differential subsidence and their tilting which witness the angular unconformity origin. The Cretaceous/Ter-

* Authors' addresses: Dr. M. MARZOQI, Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia, BP S15, Marrakech, Maroc.

Prof. Dr. A. PASCAL, Université de Reims Champagne-Ardenne, Laboratoire des Sciences de la Terre et Maroc, EA 2062, F-51686 Reims cedex 2, France.

tiary boundary is marked by a major supraregional unconformity (karstic sequence boundary of type 1). Deposits of the maastrichtian "cycle" are composed of two depositional sequences S 0.1 and S 0.2. Their thickness and lateral extension are very variable: they are transgressive and rest locally in angular unconformity on the Senonian deposits. The end of the cycle is bound to a generalized shrinking and of long length of the cretaceous sea that would be related to the important phase of eustatic sea level fall very well known elsewhere. During this long period of subaerial exposure, the regional tectonics, already marked in the maastrichtian differential subsidence, have accentuated the unconformity again. It also controlled the situation and the disposition of the first). Cenozoic transgressive levels that can rest directly with an angular unconformity on the Senonian (total hiatus of the Maastrichtian.

In term of sequence stratigraphy, Maastrichtian depositional sequences S 0.1 and S 0.2 are interpreted as the end of an infilling sequence occurring after the Senonian in the regressive period of a second-order cycle (*sensu* JACQUIN et al. 1992). Major supraregional karstic surface between the Cretaceous and the Tertiary would be a tectonically enhanced unconformity that separates the two terms of a second-order regressive/transgressive cycle.

1 Introduction

Les séries sédimentaires crétaées et tertiaires concernées se localisent sur les deux versants de l'Atlas entre l'Atlas de Marrakech qui forme la partie orientale du Haut-Atlas Occidental et le bassin de Ouarzazate qui correspond à une dépression tectonique allongée EW à SW-NE, entre le Haut-Atlas Central et l'Anti-Atlas (Fig. 1). Depuis au moins



Fig. 1. Carte géologique simplifiée du domaine atlaso-mésétien (d'après Boujo 1976) et localisation des secteurs étudiés: A – région d'Aït-Ourir; B – secteur des plateaux occidentaux; C – bassin de Ouarzazate.

le Maastrichtien jusqu'à l'Eocène moyen, le domaine atlaso-mésétien était occupé par un système de golfes (SALVAN 1960, 1986, BOUJO 1976) ou par une mer épicontinentale (HERBIG 1986) qui communiquaient vers l'Ouest et le Nord-Ouest avec l'Océan Atlantique (Fig. 2). Dans le Maroc central, les dépôts de ce domaine marin correspondent à une série essentiellement phosphatée exploitée dans les bassins de Ganntour et d'Oulad Abdoun. Dans le domaine atlasique, les dépôts (50 à 300 m) sont marins peu profonds, composés de carbonates, marnes et siltites avec ou sans phosphates. Leur découpage suivant une logique séquentielle sédimentaire puis stratigraphique séquentielle a concerné les principaux affleurements du versant nord de l'Atlas de Marrakech dans la région d'Aït-Ouir (MARZOQI 1990, MARZOQI et al. 1996), puis des coupes situées à l'ouest jusqu'à Imin Tanout-Chichaoua à plus de 100 km (CHELLAI et al. 1995). L'étude de ces dépôts dans le versant sud (régions des plateaux occidentaux et du bassin de Ouarzazate jusqu'à Tinerhir à l'Est, sur environ 200 km) nous permet d'apporter plus d'éléments de corrélations pour un meilleur découpage des terrains en termes de séquences de dépôts (*sensu* VAIL et al. 1987, HAQ et al. 1987) et de systèmes sédimentaires (*sensu* RAT & PASCAL 1979, PASCAL 1985, FLOQUET 1991). Dans cette étude, le passage Crétacé/Tertiaire est discuté, et les séquences de dépôts du Maastrichtien-Paléocène (séparées par une discontinuité importante) sont analysées en intégrant la géométrie et la dynamique des corps sédimentaires, ainsi que leurs constituants et associations minéralogiques, pétrographiques et paléontologiques typiques des divers environnements.

Les séquences de dépôts du système sédimentaire inférieur (S 0.1+S 0.2), et la séquence S1 du premier terme du système sédimentaire supérieur sont présentées et analysées à travers 15 coupes qui recouvrent les principaux affleurements de la région d'Aït-Ouir, de celle des plateaux occidentaux et du bassin de Ouarzazate (Fig. 1 et 4).

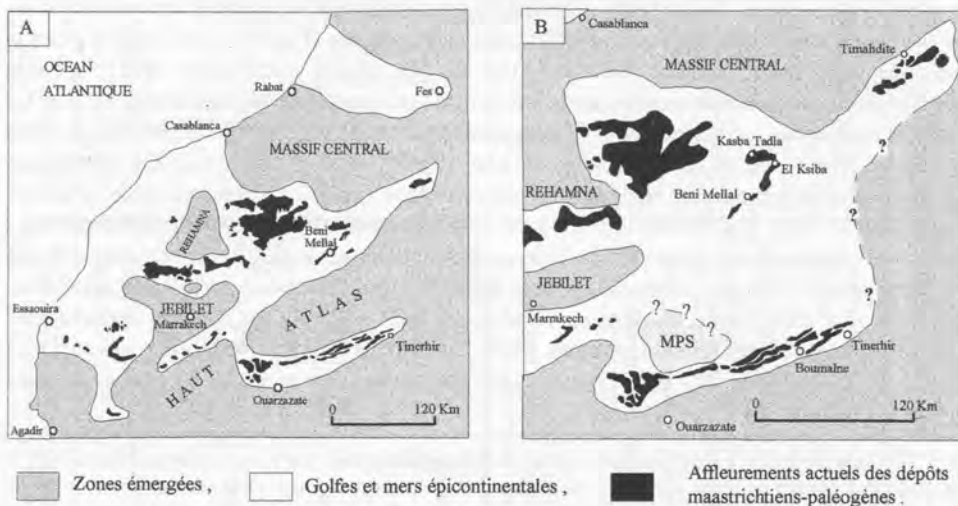


Fig. 2. Reconstitutions paléogéographiques des bassins mésétiens et atlasiques au Crétacé terminal-Paléogène: A - d'après SALVAN 1986; B - d'après HERBIG 1986.

Les coupes d'Aït-Ouirir sont relevées dans des structures synclinales orientées E-W à NE-SW à couverture jurassique-paléogène allochtone en rapport avec des «glissements» gravitaires (syn ou post Mio-Pliocène), à partir de la zone axiale de la chaîne, lors du serrage atlasique (FERRANDINI & LE MARREC 1982). Dans le versant sud, les terrains, surtout crétacés-paléogènes, forment des entablements carbonatés plus ou moins étendus, séparés par des talus argileux marneux («zone des plateaux occidentaux», ROCH 1939). Le régime tabulaire de ces plateaux reflète une structure calme (MORET 1931). Dans le bassin de Ouarzazate, l'essentiel des terrains crétacés-paléogènes est caché par les dépôts rouges du Néogène et du Quaternaire. Le reste forme une bande (1 à 9 km d'épaisseur) le long du versant sud du Haut-Atlas Central, avant de réapparaître, à partir du Sud-Est de Boumalne et jusqu'à Tinerhir, sous forme de plateaux à faible pendage vers le Nord. L'extension des terrains situés au sud de la haute chaîne est limitée au nord par un accident majeur (accident sud-atlasique). Ils sont plissés et affectés de failles inverses en rapport avec la compression atlasique tertiaire. Le décollement du Lias (qui constitue l'essentiel de la couverture de la chaîne), et son déplacement vers le sud pendant le Cénozoïque, sont à l'origine de la nappe de Toundoute au nord de Skoura (LAVILLE 1980).

2 Mise au point stratigraphique (Fig. 3)

Les dépôts maastrichtiens-paléogènes de l'Atlas de Marrakech et du bassin de Ouarzazate (Fig. 3a) sont subdivisés en plusieurs formations lithostratigraphiques attribuées jusqu'alors au Paléocène et à l'Eocène (HERBIG & TRAPPE 1994). Ils reposent partout sur une formation rouge laguno-continentale du Crétacé supérieur, attribuée au Sénonien (MORET 1930; ROCH 1939); ils sont surmontés en certains secteurs par d'autres dépôts rouges continentaux, discordants et ravinants rapportés à l'Oligocène et/ou au Mio-Pliocène (GAUTHIER 1957, HUVELIN 1973). Leur stratigraphie (Fig. 3b) a été établie pour la première fois sur le versant sud de l'Atlas de Marrakech par MORET (1938) à l'aide d'associations de lamellibranches et de gastéropodes. Trois ensembles (Faunes A, B et C) ont été distingués, caractérisant le Maastrichtien-Danien (Faune A), l'Yprésien-Lutétien inférieur (Faune B) et le Thanétien ou base de l'Yprésien (Faune C). Ce découpage chrono-biostratigraphique, repris et complété dans le reste des affleurements sud-atlasiques (ROCH 1939, GAUTHIER 1957), a servi jusqu'à présent de référence pour la géologie et la cartographie des terrains. Une réinterprétation paléontologique et biostratigraphique de la faune a été faite par comparaison avec des mollusques étudiés dans le bassin de Gantour (SALVAN 1954); mais, les derniers résultats donnés par la microfaune ou la microflore (SONCINI & RAUCHER 1988, FECHNER 1988, GROLER & ZUCHT 1986) ou encore par les restes de mammifères (CAPPETTA et al. 1987, GHEERBRANT et al. 1993) retrouvés dans

Fig. 3. Comparaisons entre les dépôts maastrichtiens-paléogènes du Haut-Atlas de Marrakech et du bassin de Ouarzazate: 3a - corrélations lithostratigraphiques (d'après HERBIG et TRAPPE 1994); 3b - Corrélations proposées d'après la biostratigraphie et la stratigraphie séquentielle comparées au découpage de TRAPPE (1989) et HERBIG (1991): S0.2, S1, S2, ... S6: séquences de dépôts; D1 et D2: discontinuités majeures; d1, d2, ... d5: limites de séquences.

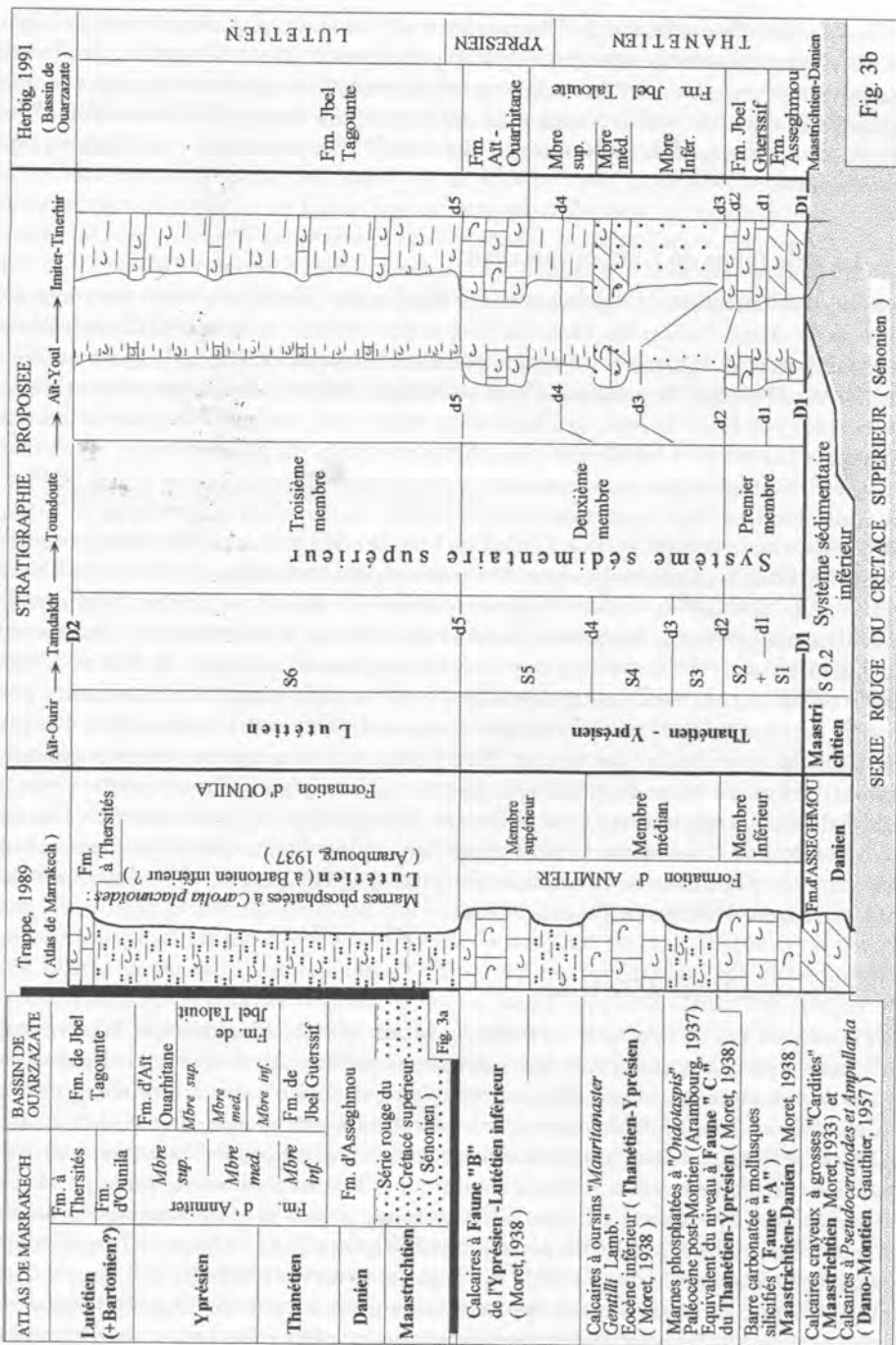


Fig. 3b

Fig. 3a

certains niveaux dans le bassin de Ouarzazate vont beaucoup plus dans le sens des attributions chrono-biostratigraphiques établies par MORET (1938). Toutefois, les limites d'étages restent encore loin d'être saisies précisément et bien que le découpage que nous proposons ne dépende pas étroitement de ces limites, une de ces dernières mérite d'être discutée car elle concerne la limite Crétacé/Tertiaire (C/T) qui n'a pas cessé d'être un sujet de controverse.

2.1 La série rouge du Crétacé supérieur

L'âge Sénomien attribué à la formation rouge à gypse du Crétacé supérieur reste imprécis à cause de la rareté des fossiles. Dans les bassins occidentaux atlantiques (Bassins d'Essaouira et d'Agadir), l'équivalent de cette formation est rapportée essentiellement au Santonien (ROCH 1930) par la présence d'une ammonite *Mortoniceras texanum* trouvée par BRIVES (1905). A Imin'Tanout, son équivalent marno-calcaire intercalé entre la barre du Cénomano-Turonien et les dépôts phosphatés ravinants du Maastrichtien, est daté du Coniacien?-Santonien par des ostracodes et des oursins (BOUTCHICH et al. 1996). Plus à l'Est, on considère cette formation comme laguno-continentale (CHUBERT & SALVAN 1950); mais, sur le versant sud de l'Atlas de Marrakech (Amerzgane et Asseghmou), la découverte d'une faune de mollusques d'affinités probablement maastrichtiennes-Danien basal dans les niveaux supérieurs de la série, associée à des échinodermes, confirme des ingressions marines; en conséquence la série représente au moins une partie du Maastrichtien (GAUTHIER 1952b). Mais, pour certains auteurs (CHUBERT & FAURE-MURET 1962), cette faune de mollusques lagunaires dans la série rouge est insuffisante pour admettre la présence du Maastrichtien qui forme au Maroc un cycle indépendant du Sénomien. Dans les travaux les plus récents (basés essentiellement sur ces données stratigraphiques), cette série rouge est prolongée jusqu'au Maastrichtien (TRAPPE 1991; 1992a, b) dans l'Atlas de Marrakech, et jusqu'au Danien (HERBIG 1991) dans le bassin de Ouarzazate. Elle est alors interprétée comme étant l'équivalent latéral des faciès à phosphates maastrichtiens-paléocènes de Meskala, et des bassins de Ganntour et Oulad Abdoun dans le Maroc central (HERBIG & TRAPPE 1994).

2.2 Le passage Crétacé/Tertiaire

Dans le versant sud de l'Atlas de Marrakech, MORET (1933) admettait que la série rouge du Crétacé supérieur passait progressivement à des niveaux calcaires crayeux à gros bivalves *Cardita beaumonti* (Maastrichtien probable), puis à une barre carbonatée à mollusques silicifiés et de microfaciès identique à celui du Danien étudié dans le Moyen-Atlas par PIA et al. (1932). Mais, la présence dans cette faune du genre *Glauconia* (considéré comme essentiellement crétacé) devait conduire par la suite à admettre que le passage du Crétacé au Tertiaire se faisait d'une façon continue depuis la série rouge (attribuée au Sénomien-Maastrichtien) jusqu'au niveau à mollusques silicifiés (Faune A) rapportés au Maastrichtien-Danien (MORET 1938). Par la suite, GAUTHIER (1952a, b) a conclu à une limite C/T entre la série rouge et les calcaires à grosses cardites. D'après l'auteur, les mêmes niveaux carbonatés renferment en plusieurs points du bassin de Ouarzazate

(jusqu'à Tinerhir à l'Est) une faune de mollusques d'eau douce à *Pseudoceratodes* et *Ampullaria*, d'âge paléocène, témoignant ainsi d'un épisode continental lacustre. Ces niveaux à gastéropodes dulçaquicoles sont reconsidérés et généralement rapportés ensuite au Dano-Montien (GAUTHIER 1957); en effet, les calcaires à Faune A situés immédiatement au-dessus sont de même microfaciès que ceux du Moyen-Atlas désormais rapportés au Thanétien-Yprésien (CHUBERT et al. 1952). Ainsi, pour GAUTHIER (1957), «le Maastrichtien n'est pas lié au Cycle Eocène mais plus sûrement au Cycle Sénonien: entre les deux se place l'épisode lacustre à *Pseudoceratodes* et *Ampullaria*». Mais pour CHUBERT & FAURE-MURET (1962), si le cycle tertiaire débute par le niveau lacustre, le Maastrichtien reste incertain dans le bassin de Ouarzazate puisqu'il forme, au Maroc, un cycle indépendant du Sénonien.

En résumé, d'après ces données biostratigraphiques, le passage C/T a été localisé jusqu'à présent au toit de la série rouge, sous les faciès calcaires à grosses cardites qui seraient alors d'âge danien.

2.3 Problème de la formation d'Asseghmou

Cette formation définie à Asseghmou (au Nord de la ville de Ouarzazate) a été généralisée à l'ensemble des affleurements des versants nord et sud de l'Atlas de Marrakech (TRAPPE 1989, 1991), puis ensuite insérée dans tout le bassin de Ouarzazate à la base des dépôts situés immédiatement au dessus de la série rouge du Crétacé supérieur (HERBIG 1991). Elle englobe ainsi les calcaires crayeux à grosses cardites décrits par MORET (1938), et les calcaires à mollusques d'eaux douces découverts par GAUTHIER (1957). Mais, la position stratigraphique de cette formation, et sa présence partout sont encore discutées. L'épaisseur de cette formation varie entre 0 et 22 m (souvent 1,5 à 8 m). Elle est rapportée aux premiers niveaux verdâtres, gris ou blanchâtres (siltites, grès, carbonates), qui reposent au toit de l'épaisse série rouge, et qui se terminent au-dessous des premiers niveaux marins, carbonatés et conglomératiques de la formation d'Anmiter ou de Jbel Guerssif (HERBIG & TRAPPE 1994). Son environnement de dépôt est interprété comme étant des lacs de playas littorales où on y observe la juxtaposition de dépôts de «mud flats» supratidaux (HERBIG & TRAPPE 1994). Sa position stratigraphique n'est pas certaine. Dans son secteur d'étude, TRAPPE (1989, 1991) préfère garder l'âge danien proposé par GAUTHIER (1957). HERBIG (1986) a tout d'abord rapporté l'ensemble (fm. de Jbel Guerssif + fm. d'Asseghmou) au Danien, puis suite aux travaux de CAPPETTA et al. (1987) dans la partie orientale du bassin de Ouarzazate (à l'Est de Boumalne jusqu'à Tinerhir), il prolongea la série rouge du Crétacé supérieur jusqu'au Danien, et regroupa les formations d'Asseghmou, Jbel Guerssif et la base de la formation de Jbel Talouite dans le Thanétien (HERBIG 1991). En effet, la découverte dans ces secteurs d'une faune de séla-ciens et de mammifères terrestres au $\frac{1}{3}$ supérieur de la formation de Jbel Guerssif a conduit à la proposition d'un âge thanétien inférieur à moyen à l'ensemble des deux formations d'Asseghmou et Jbel Guerssif (CAPPETTA et al. 1987), ou tout au moins pour la formation de Jbel Guerssif (GHEERBRANT et al. 1993). Ces mêmes auteurs, qui ont signalé la rareté et la localisation restreinte des gastéropodes dulçaquicoles (découverts par GAUTHIER, et retenus par les auteurs successifs) comparativement aux organismes marins,

considèrent que la formation d'Asseghmou est essentiellement d'origine marine. Pour expliquer l'absence du Paléocène basal (Dano-Montien), une lacune du Danien est envisagée entre la formation d'Asseghmou et la série rouge sous-jacente (GHEERBRANT et al. 1993). Cette lacune est rejetée par les géologues allemands (HERBIG & TRAPPE 1994) qui considèrent que le passage entre la série rouge et la formation d'Asseghmou est graduel, et que la limite C/T est variable puisque l'ensemble de leurs formations lithostratigraphiques est intégré dans un mégacycle transgressif/régressif (à dépôts marins diachrones) commençant au Maastrichtien (dans le Maroc central et à Meskala avec des dépôts de phosphates) ou au Thanétien (dans le bassin de Ouarzazate), et s'étendant partout jusqu'au Lutétien.

3 Découpage en systèmes sédimentaires et séquences de dépôts (Fig. 4-7)

La stratigraphie proposée pour ces dépôts subatlasiques est basée sur l'utilisation de surfaces de discontinuités sédimentaires d'extension régionale. Ces discontinuités mettent en évidence d'autres groupements sédimentaires (systèmes sédimentaires et séquences de dépôts) qui s'intègrent dans les concepts modernes utilisés en stratigraphie séquentielle: les discontinuités sont des limites de séquences qui correspondent à des phases de non-dépôt ou d'érosion, avec émergence bien marquée sur les zones proximales des plate-formes de l'époque. La logique des systèmes sédimentaires reconnus s'inscrit dans le cadre dynamique du remplissage sédimentaire de golfes épicontinentaux au Crétacé terminal-Paléogène.

3.1 Systèmes sédimentaires de la région d'Aït-Ourir

Dans la région d'Aït-Ourir, sur le versant nord de l'Atlas de Marrakech (Fig. 4), les dépôts situés au dessus de la série rouge du Crétacé supérieur ont été subdivisés en deux systèmes sédimentaires (MARZOQI 1990).

Le système inférieur, discordant localement sur la série rouge, est d'épaisseur variable (15-150 m), et ses dépôts sont marins peu profonds, marginolittoraux, de type subtidal à inter-supratidal. Ce premier système est limité à son sommet par une importante surface durcie, silicifiée et ferruginisée, parfois perforée mais surtout fréquemment karstifiée (discontinuité majeure D1). Cette discontinuité qui reflète une période d'émergence prolongée est d'extension régionale car elle a été retrouvée à plus de 100 km vers l'Ouest à Chichaoua (CHELLAI et al. 1993), et vers le Nord à Ben Guerir dans le bassin des Ganntour (MOUFLIH 1991). Par comparaison avec les séries phosphatées de Ben Guerir datées par les dinokystes (DOUBINGER 1979, SONCINI & RAUSCHER 1988), dans lesquelles il a été possible de mettre en évidence la même surface de discontinuité recouvrant un système sédimentaire inférieur analogue à celui de la région d'Aït-Ourir (CHELLAI et al. 1993, MARZOQI et al. 1996), l'âge de ce système est probablement maastrichtien inférieur (pouvant débiter au Campanien?).

Le système sédimentaire supérieur est composé de faciès plus diversifiés que dans le système inférieur et les discontinuités y sont plus nombreuses. On y rencontre les niveaux phosphatés (grès, sables et marnes) les plus développés du secteur d'Aït-Ourir; à Ouanina

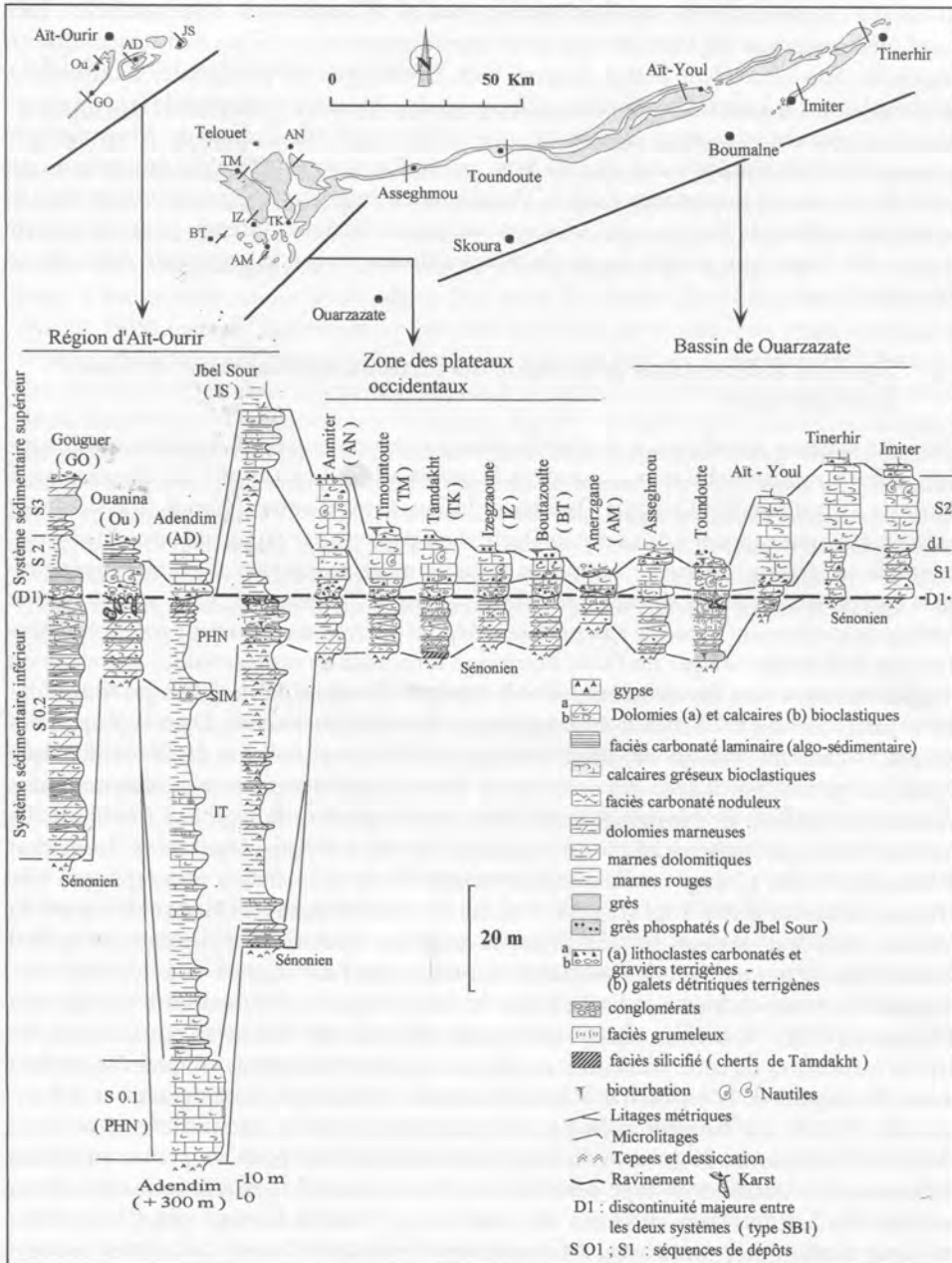


Fig. 4. Situation et corrélations stratigraphiques des coupes étudiées dans l'Atlas de Marrakech et le bassin de Ouarzazate.

un niveau calcaire riche en nautes *Deltoidonutilus* aff. *sudanensis* d'âge paléocène non basal (détermination H. TINTANT) est situé immédiatement au-dessus de la discontinuité régionale. Son équivalent à Ben Guerir, bien développé, est phosphaté, oolithique à «nubéculaires» et à silex. Daté du Montien par les dinokystes, il est séparé de la série phosphatée maastrichtienne sous-jacente par une surface perforée (lacune du Maastrichtien terminal et du Paléocène basal d'après SONCINI & RAUSCHER 1988), qui fait suite à une autre discontinuité importante dans le Maastrichtien inférieur. Par comparaison avec le secteur phosphaté de Ben Guerir, la discontinuité entre les deux systèmes pourrait couvrir ainsi à Aït-Ourir une grande partie du Maastrichtien moyen et supérieur ainsi que le Paléocène basal.

3.2 Systèmes sédimentaires de la région des plateaux occidentaux et du bassin de Ouarzazate

Dans ces secteurs méridionaux, et d'après plusieurs coupes étudiées, le système sédimentaire inférieur maastrichtien manque dans la partie orientale du bassin de Ouarzazate, à partir de l'Est d'Aït-Youl jusqu'à Tinerhir et Imiter. Dans d'autres coupes, le système est présent, mais par rapport à celui d'Aït-Ourir, il est peu épais et on ne retrouve que l'équivalent de ses dépôts supérieurs composés de faciès marginolittoraux. Sa limite supérieure peut correspondre à une surface karstifiée (comme à Toundoute), mais surtout à une surface de ravinement associée aux premiers dépôts du système supérieur paléogène. Ces derniers sont composés par un faciès détritique carbonaté de transgression, graveleux ou conglomératique avec des éléments perforés repris du système inférieur, des graviers et des petits galets de silex et de roches magmatiques et des bioclastes variés. Dans la plupart des coupes, le reste du système supérieur est organisé en une succession de faciès identique à celle du versant nord, avec des surfaces de discontinuité adondantes et bien marquées permettant d'affiner le découpage établi jusqu'à présent dans la région d'Aït-Ourir. Le système inférieur maastrichtien est considéré comme l'équivalent de la formation d'Asseghmou des géologues allemands, avec une limite d'extension géographique vers l'Est aux environs d'Aït-Youl (Fig. 3b et 4). La discontinuité importante qui le sépare du système supérieur permet de caractériser la base des formations d'Anmiter et de Jbel Guerssif jusqu'au méridien de Boumalne. Au-delà, vers l'Est jusqu'à Tinerhir, cette discontinuité correspondrait à la limite entre la série rouge et la formation d'Asseghmou d'HERBIG (1991). Toutefois, dans cette partie orientale du bassin de Ouarzazate, les dépôts carbonatés de cette formation ne doivent pas être considérés comme l'équivalent latéral des dépôts de la formation d'Asseghmou des secteurs plus occidentaux et septentrionaux. En effet, à Tinerhir et Imiter, les premiers niveaux au dessus de la série rouge (dépôts de la séquence S1 du système supérieur), bien que composés de petites séquences élémentaires carbonatées de type péritidal similaires à celles du système inférieur, ont un contenu bioclastique très différent de celui trouvé habituellement dans le système inférieur: mollusques, ostracodes, échinodermes, bryozoaires, annélides, algues, foraminifères (Rotalidés et Discorbidés) et débris d'os. En conséquence, à la différence des séries au Nord et à l'Ouest, il ne faudrait plus utiliser le terme de formation d'Asseghmou à l'Est du bassin de Ouarzazate.

3.3 Découpage séquentiel de la série Maastrichtien-Paléocène

3.3.1 Système sédimentaire inférieur

+ **Séquence «S 0.1»** (Fig. 4): Cette séquence existe seulement sur le versant nord où elle est limitée au secteur est d'Aït-Ourir. A Adendim, elle correspond à plus de 30 m de dépôts stratifiés et carbonatés bioclastiques (mollusques, échinodermes, bryozoaires, foraminifères et ostracodes), qui se terminent par des dolomies microlitées à brèches et fentes de dessiccation. L'ensemble montre une évolution verticale des microfaciès qui reflète un passage depuis des paléomilieus subtidaux plus profonds à des paléomilieus inter- à supratidaux moins profonds. A Jbel Sour, les dépôts discordants sur le Sénonien (ROCH 1939) forment également un premier ensemble carbonaté, peu épais, organisé en séquences élémentaires métriques péritidales. Chaque séquence élémentaire débute par des marnes et se termine, soit par des siltites et des grès dolomitiques phosphatés à débris de mollusques (cas des séquences inférieures), soit par des faciès carbonatés laminaires (cas des séquences supérieures). L'empilement vertical des séquences traduit une tendance au comblement et à l'émersion comme à Adendim. Le sommet de S 0.1, riche en silex nodulaires et rubanés, peut être complètement silicifié, avec (dans le dernier banc) des grandes structures polygonales de silex à attribuer vraisemblablement à des fentes de dessiccation. Dans les deux coupes, les dépôts sont interprétés comme un cortège de haut-niveau marin (HST) correspondant à un événement transgressif resté localisé à l'Est de la région d'Aït-Ourir.

+ **Séquence «S 0.2»** (Fig. 4): **Sur le versant nord**, les dépôts ont une extension géographique importante, et sont transgressifs par rapport à ceux de S 0.1. Ils sont plus épais à Adendim (150 m) et à Jbel Sour (120 m), où ils forment une épaisse série de marnes rouges surmontée par un ensemble carbonaté bien développé. Les marnes rouges, silteuses, renferment à Jbel Sour de la palygorskite, de la sépiolite et des niveaux de gypse cristallin grossier (sélénite) ou laminaire (parfois entérolithique); et à Adendim, ce sont surtout des smectites sans gypse. Elles renferment aussi des intercalations ravinantes de niveaux dolomitiques (de même type laminaire que dans la séquence sous-jacente S 0.1), puis de calcaires bioclastiques (wackestones à packstones) à faune marine diversifiée mais peu abondante. A Jbel Sour, s'observent en plus, vers la base, quelques mètres de calcaires bien stratifiés et finement lités, à passées riches en matière organique et faune d'ostracodes monospécifique; vers le sommet existe une petite barre de calcaire dolomitique à géodes (anciennes évaporites transformées).

Les faciès carbonatés et marneux rouges, avec ou sans gypse, sont attribués à des paléomilieus marins très peu profonds, développés en partie proximale d'une rampe carbonatée soumise à des exondations parfois prolongées («tidal flats» et playas avec sabkhas) et à des remises en eau répétées. L'évolution verticale se traduit par la stratocroissance des termes marneux, la plus grande diversité de la faune des niveaux carbonatés et l'apparition de petits foraminifères planctoniques (à Adendim). Ceci caractérise une tendance générale à l'approfondissement, avec des cortèges transgressifs (TST), puis de haut-niveau (HST). Le cortège de haut-niveau est bien développé à Jbel Sour où l'ensemble carbonaté s'organise en trois barres (5 à 8 m) de calcaires dolomitiques bioclastiques grésilo-silteux (packstones)

à litages obliques et entrecroisés, disposés en corps métriques juxtaposés et superposés, interprétés comme des remplissages de chenaux (1ère barre) et des dunes sous-marines de type «sandwaves» (2ème et 3ème barres). La base nettement érosive des remplissages de chenaux contient des niveaux plus grossiers à graviers carbonatés, éléments phosphatés et siliceux ainsi que des géodes comme dans les faciès sous-jacents. Les dunes montrent des directions de courants N20 et N40, des surfaces de réactivation, des «mud-draps» et des petites dunes et rides sommitales. Ces dépôts de milieu subtidal (soumis à des courants tidaux) se terminent dans la dernière barre, à partir de 20 à 30 cm de son sommet, par des alternances centimétriques plus ou moins régulières de siltites microlitées et de micrites laminaires ondulées avec des petits dômes algaires et des microfentes de dessiccation. A Adendim, les dépôts du haut niveau-marin supérieur («late high-stand»), qui surmontent l'épaisse série rouge marno-silteuse, forment également un ensemble carbonaté de calcaires et de dolomies laminaires, parfois complètement silicifiés. Ces niveaux laminaires constituent en fait les termes inférieurs de nombreuses petites séquences sédimentaires de «tidal flats» se terminant par des exondations avec des brèches de dessiccation, des structures en tepees, des faciès cariés cargneuliques, et des petits niveaux rouges de paléosols parfois infiltrés dans des fissures.

La limite de séquence (fin du système sédimentaire inférieur) est marquée à Jbel Sour par des figures de karst et à Adendim par une surface de ravinement associée au faciès détritique conglomératique calcaire qui débute les dépôts du système supérieur. On peut noter que le niveau d'inondation maximale (MFS) correspond au début du système inférieur dans le reste des coupes aussi bien dans le versant nord qu'au sud. A Ouanina et Gouguer, le système, discordant sur le Sénonien, est composé d'un empilement de séquences élémentaires (paraséquences), hémimétriques à métriques. Chacune de ces paraséquences reflète le passage d'un milieu de dépôt profond à un milieu moins profond: calcaires dolomitiques ou dolomies bioclastiques à lamellibranches, gastéropodes, foraminifères benthiques et ostracodes (milieu subtidal) passant vers le haut, à Ouanina, à des dolomicrites laminaires algo-sédimentaires (à figures de tepees, cristaux de gypse calcitisés, géodes et rognons de silice, et rubanements siliceux interstratifiés), puis à des niveaux rouges centimétriques de paléosols avec des figures de bréchification, ou bien à Gouguer à des dolomicrites gréso-silteuses à microlitages mécaniques souvent bioturbés (milieu intertidal à supratidal). A Gouguer, l'ensemble se termine par des siltites très bioclastiques lenticulaires, à litages décimétriques en faisceaux entrecroisés, et par des corps silteux de type «sandwaves». La limite du système inférieur est matérialisée à Gouguer par une surface durcie, silicifiée, ferruginisée et ravinée, et surtout à Ouanina (comme à Jbel Sour) par une surface karstifiée avec des cavités de dissolution pouvant descendre jusqu'à 2 m de profondeur. Les remplissages de ces cavités sont grossiers, bioclastiques, avec des galets siliceux perforés, des graviers et des galets calcaires ou dolomitiques parfois laminaires, des débris de roches magmatiques et des grains de phosphates.

Sur le versant sud, le système inférieur repose sur le Sénonien rouge qui peut se terminer par des bancs de grès à sommet ferruginisé ou par quelques mètres de faciès grossiers conglomératiques à éléments d'origine magmatique. L'épaisseur des dépôts ne dépasse pas 10 à 15 m, et elle est même réduite à Aït-Youl à 2 m de dolomicrites argileuses et mar-

nes verdâtres ou grisâtres foncées, en petits niveaux lenticulaires irréguliers affectés de trous et tubules (terriers et/ou traces de racines) remplis d'argiles vertes. A Tamdakht, on trouve l'essentiel des faciès méridionaux du système inférieur (Fig. 5), avec de bas en haut quelques décimètres de faciès dolomitiques laminaires fortement silicifiés (bindstones de

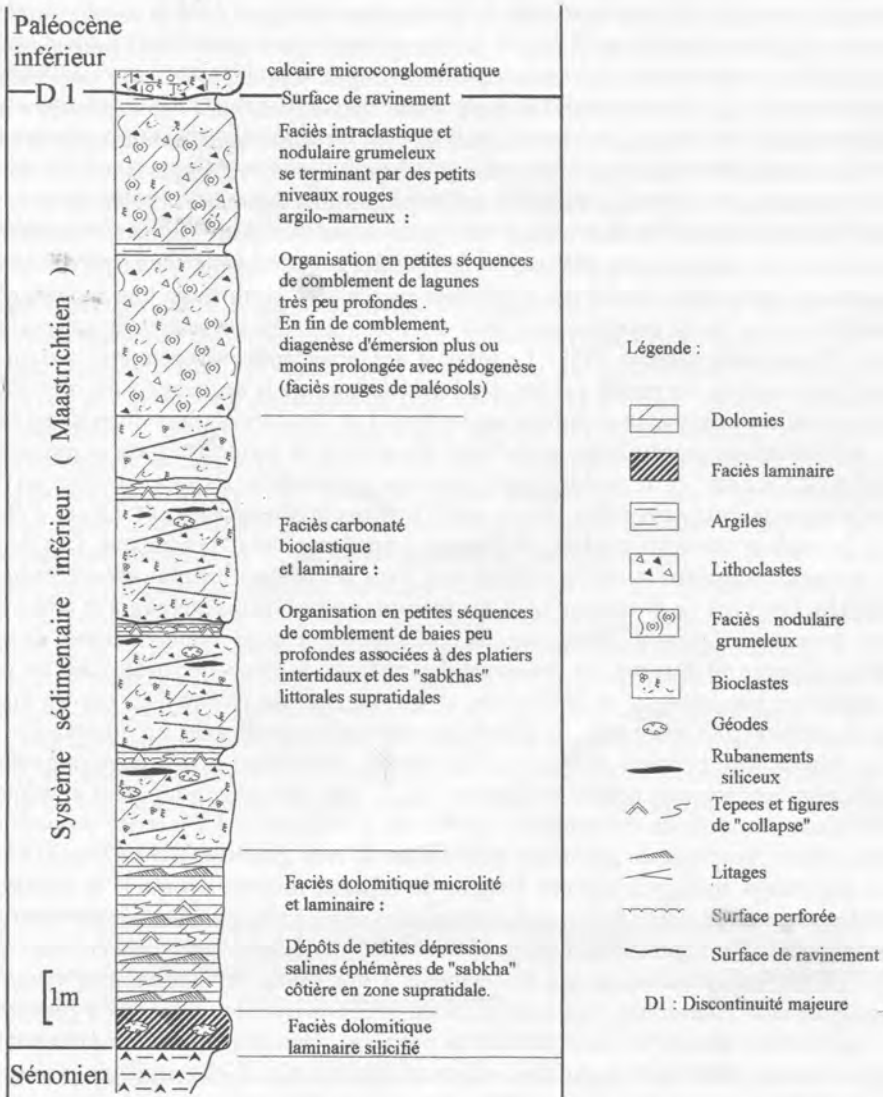


Fig. 5. Système sédimentaire inférieur (Maastrichtian, Séquence S 0.2) du versant sud de l'Atlas de Marrakech. Coupe type de Tamdakht.

lac éphémère alcalin de playa selon TRAPPE 1992), puis 3 m de dépôts dolomitiques (souvent très déformés par des figures de collapse) composés de niveaux centimétriques carbonatés silteux et microlités intercalés de petits niveaux fins de dolomicrites laminaires à figures de bréchification, dessiccation et microtepees (faciès identiques aux dépôts de zones marginales supratidales de sabkha côtière d'après LOWENSTEIN & HARDIE 1985). Au-dessus se développent 8 m de faciès carbonatés bioclastiques et laminaires stratifiés en bancs métriques, identiques à ceux de Ouanina et Gougner dans le versant nord. Ils correspondent à un épisode plus marin, partout présent (sauf à Aït-Youl), pouvant reposer directement sur le Sénonien dans certaines coupes. Les dépôts y sont organisés en petites séquences de comblement (de type «tidal flats») constituées de dépôts peu profonds (dolomies bioclastiques et lithoclastiques avec ou sans litages, à mollusques et quelques foraminifères benthiques, ostracodes et débris d'algues vertes) passant à des dépôts inter à supratidaux composés de faciès dolomitiques fins laminaires bréchifiés avec des figures de dessiccation et des tepees. On peut noter que dans ces faciès laminaires, s'observent des rubanements siliceux ou des géodes et rognons de silex (qui déforment les lamines) interprétés comme des évaporites épigénisées, confirmant une évolution des paléomilieus, en fin de comblement, sous des conditions évaporatoires de type sabkha côtière (WARREN & KENDAL 1985). Le sommet des faciès laminaires peut être parsemé de petites perforations ou raviné par les dépôts subtidaux de la séquence suivante: phases d'approfondissement par inondations successives. Les derniers niveaux du système (6 m) sont dolomitiques pulvérulents, nodulaires grumeleux et intraclastiques, composés de granules (0,5 à 2 cm) et de nodules plus grossiers subarrondis. Ils sont stratifiés en gros bancs compacts métriques intercalés de petits niveaux argilo-marneux (4 à 6 cm d'épaisseur) de couleur verte ou grisâtre, puis rouge à tendance ocre vers le haut. Ces dépôts sont présents uniquement sur le versant sud, dans les coupes les plus méridionales de Tamdakht, Izegzaoune, Boutazoulte et Amerzgane, encore bien développés et affectés de taches de marmorisation à Toundoute. Ils renferment quelques moules internes de mollusques. Comme en dessous, on remarque des surfaces de bancs perforées dans les petites séquences bioclastiques et laminaires, ce qui suggère un paléomilieu encore marin, mais en position plus marginale, de type lagune littorale superficielle. En microfaciès, des quartz silteux sont présents et surtout d'abondants intraclastes micritiques craquelés, à bords irréguliers souvent noircis ou ferruginisés, et qui renferment des amas micritiques pelletoïdaux entourés de microfentes courbes de dessiccation. La matrice dolomitique est elle-même composée de grumeaux micritiques de type glaebules (75 à 625 μm) à contours plus clairs soulignés par des franges de cristaux microsparitiques, et parfois de microfentes courbes. Ces dépôts sont comparables aux dépôts transformés par émerision et pédogenèse (FREYDET 1984). Des structures décimétriques à métriques en manchons ou en piliers subcylindriques qui ressemblent à des traces de racines sont visibles à Amerzgane et à Toundoute. Les intercalations argilo-marneuses associées à ces dépôts sont interprétées comme les faciès ultimes de petites séquences qui débute à chaque fois par les niveaux carbonatés nodulaires et intraclastiques. Ces faciès argileux correspondraient à des paléosols (formés pendant des phases d'émerision prolongées) avec une végétation marécageuse ayant participé à la nodulisation des dépôts carbonatés situés en dessous.

3.3.2 Système sédimentaire supérieur

+ **Séquence «S1»** (Fig. 4, 6 et 7), dont la base est nettement partout transgressive avec des faciès variés qui caractérisent bien le changement de système sédimentaire. D'épaisseur variable et parfois très réduite, elle manque au NW où le système sédimentaire supérieur débute directement par la séquence S2.

* Dans la région d'Ait-Ouir: les dépôts de S1 ne dépassent pas, vers l'Ouest, le secteur de Jbel Sour. Ils sont composés de marnes vertes de 10 à 30 m d'épaisseur, à illite, chlorite et smectite, avec quelques traces de palygorskite et sépiolite. Les marnes sont litées, vertes ou gris-foncé dans leur partie supérieure où elles renferment quelques intercalations de bancs de gypse cristallin grossier (sélénite) ou laminaire (parfois entérolithique). Ces dépôts de marnes correspondent à des paléomilieux marins peu profonds, marginolittoraux, soumis à des exondations. Plus à l'Ouest, à Adendim, Ouanina et Gouguer, ce sont les dépôts de la séquence supérieure S2 qui reposent directement en «onlap» sur la discontinuité majeure qui sépare les deux systèmes sédimentaires.

* Dans le secteur des plateaux occidentaux: l'épaisseur de S1 s'amincit d'Anmiter (6,5 m) vers Amerzgane (0,7 m), et ses dépôts débutent partout (sauf à Amerzgane) par un faciès grossier conglomératique ravinant; ils se poursuivent par des niveaux bioclastiques terminés par une surface de discontinuité (Fig. 6). Le faciès grossier ravinant est composé de lithoclastes et de galets carbonatés repris surtout des dépôts nodulaires grumeleux qui terminent la séquence S 0.2 maastrichtienne. Les éléments sont perforés, ferruginisés ou glauconitisés, associés à des galets de roches magmatiques, des fragments anguleux de silex, quartz, lithoclastes dolomitiques, débris grossiers de lamellibranches, huîtres, gastéropodes, débris d'os et petits foraminifères benthiques. Ce faciès est interprété comme un dépôt de transgression associé à la remise en eau au Paléocène, après l'émergence qui caractérise la fin du système inférieur maastrichtien et sans doute la base du Paléocène. Sa surface basale de ravinement serait une surface de transgression (TS) superposée et télescopée dans la discontinuité majeure (D1) qui sépare les deux systèmes sédimentaires. Le granoclassement du matériel et son enrichissement vers le haut en matrice et en bioclastes suggèrent une tendance à l'approfondissement. Le maximum d'inondation (MFS) est marqué par une surface plus ou moins ondulée (diastème) située au-dessous des dépôts bioclastiques bien développés, riches en faune de milieu marin franc, à dominance

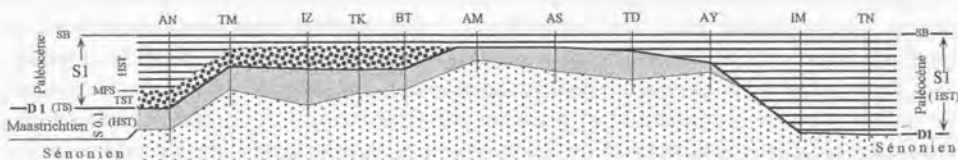


Fig. 6. Séquences et cortèges sédimentaires de dépôts au passage Crétacé-Tertiaire dans le secteur des plateaux occidentaux et le bassin de Ouarzazate (HST: cortège de haut-niveau; TST: intervalle transgressif; MFS: surface d'inondation maximale; TS: surface de transgression; SB: limite de séquence).

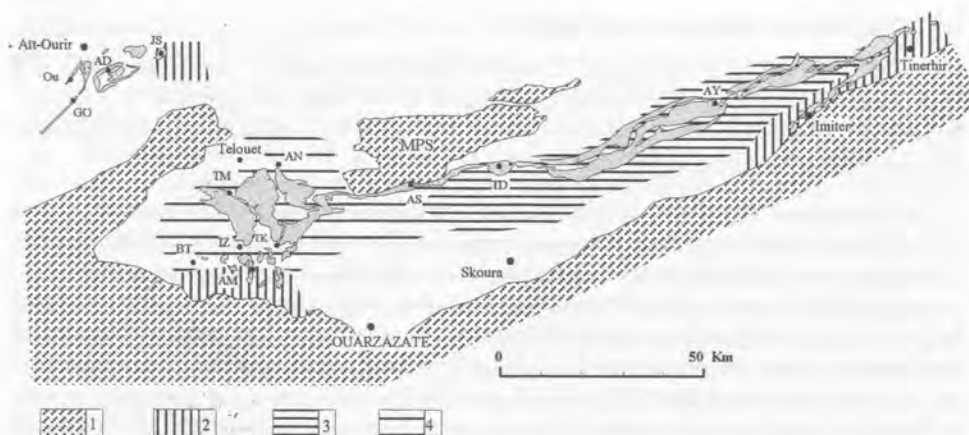


Fig. 7. Carte de distribution des paléomilieux aux moments de l'inondation maximale et de haut-niveau marin de la séquence «S1» du système sédimentaire supérieur dans le domaine atlasique. Légende - 1: Précambrien-Paléozoïque (MPS: massif paléozoïque de Skoura) - 2: «tidal-flats» - 3: baie restreinte - 4: baie ouverte.

de mollusques avec gros gastéropodes turriciformes à Tamdakht, Izegzaoune et Boutazoulte, et d'abondants débris de bryozoaires et de madréporaires *Porites* à Timountoute et à Anmitter. Ces dépôts bioclastiques, qui ont une extension géographique importante jusqu'à Amerzgane au Sud et jusqu'à Tinerhir et Imiter à l'Est, peuvent être assimilés à un prisme de haut-niveau (HST). Ils correspondent à des milieux subtidaux plus ouverts vers Timountoute-Anmitter, avec des dépôts plus épais et riches en bioclastes plus diversifiés, du côté distal d'une rampe carbonatée de l'époque. Les textures sont des packstones, très dolomités au Sud de Tamdakht, partout riches en lithoclastes phosphatés, ferruginisés et perforés (certains sont encroûtés par des algues rouges ou par des bryozoaires), associés à des Rotalidés, miliolles, échinodermes, algues vertes (*Acicularia* et *Halimeda*), annélides, grains de phosphates et quartz silteux. Au Sud, à Amerzgane, le terme grossier ravinant de la séquence est absent, et les dépôts carbonatés très peu épais reposent directement sur le système inférieur maastrichtien. Dans ce cas (Fig. 6), la surface basale est à la fois une surface de transgression (TS) et une surface d'inondation maximale (MFS) superposées et amalgamées dans la discontinuité majeure D1 entre les deux systèmes sédimentaires. Les dépôts sont de haut-niveau, et correspondent à des biomicrites silteuses dolomitésées finement litées à aspect laminaire. Ils ont une texture wackestone à packstone, riche en pellets avec des bioclastes peu diversifiés d'ostracodes, miliolles et petits foraminifères benthiques de milieu subtidal peu profond et protégé: partie proximale de la rampe carbonatée à Amerzgane. La partie supérieure de la séquence est laminaire, très silicifiée, dolomitique et à microstructure rubanée et pelletoidale avec de nombreuses microfentes de dessiccation («sheet cracks») analogues aux faciès algo-sédimentaires des «tidal flats». Le toit de la séquence (limite de séquence SB) est une surface perforée et karstifiée, avec des cavités de dissolution de taille décimétrique à remplissage rouge détritique fin à graveleux. Dans

les autres coupes, cette limite est marquée par une surface durcie silicifiée ferruginisée (Timountoute, Izegzaoune) et perforée (Anmiter, Tamdakht, Boutazoulte), associée partout à de gros terriers thalassinoïdes pouvant descendre jusqu'à 2 m de profondeur (Anmiter). Les remplissages des terriers sont composés surtout de faciès grossier bioclastique, avec des lithoclastes phosphatés ou silicifiés, des fragments de silex, graviers et petits galets de roches magmatiques (très abondants à Anmiter), des calcaires fins laminaires.

* Dans le Bassin de Ouarzazate: les dépôts de S1 sont transgressifs et reposent, soit sur le système inférieur maastrichtien S 0.2 par un contact franc, ravinant à Toundoute, soit directement sur le Sennonien rouge à Tinerhir et Imiter où les dépôts ont été confondus (HERBIG 1991) avec ceux de la formation d'Asseghmou (TRAPPE 1989) de la zone des plateaux occidentaux. Dans les deux coupes d'Imiter et Tinerhir, les dépôts sont plus épais (10 m), organisés en petites séquences péritidales de comblement à la bordure orientale de la plate-forme carbonatée paléocène. Chacune des séquences (2 à 3 m) débute par des faciès de milieu peu profond (dolomies ou calcaires dolomitiques de texture wackestone à packstone) et se termine par des faciès laminaires bréchifiés de milieu inter- à supratidal. Les termes supérieurs, bien développés à Tinerhir, sont noduleux bioturbés ou à petits litages entrecroisés, riches en débris de mollusques, algues vertes (*Neomeris*, *Acicularia*), petits foraminifères uni- ou bisériés, milioles, Discorbidés, et microdébris de bryozoaires et d'annélides. Les termes supérieurs laminaires sont plus développés à Imiter; ils peuvent montrer, comme à Tinerhir, des petites perforations à leur sommet, et ils sont souvent érodés par les dépôts subtidaux bioclastiques de la séquence sus-jacente. Les dépôts d'Aït-Youl et Toundoute sont moins épais (1,5 à 3 m) et partout dolomitisés. Leurs microfaciès sont identiques aux termes inférieurs des séquences d'Imiter et surtout de Tinerhir, mais très riches en grains de quartz (10 à 20%) grossiers mono- ou polycristallins, anguleux et mal classés. On observe à Toundoute d'abondants graviers et galets de roches magmatiques et de silex, des lithoclastes et des galets calcaires laminaires entièrement perforés. Les bioclastes sont sparitisés ou fortement micritisés, assez peu diversifiés (mollusques, Dasycladacées, foraminifères uni ou bisériés, milioles et ostracodes), ce qui indiquerait un milieu peu profond protégé. Vers l'Ouest, à Asseghmou, les dépôts renferment des éléments fortement imprégnés de glauconite ou d'oxydes de fer, d'abondants lithoclastes, quartz silteux, et une faune plus diversifiée (mollusques, algues, milioles, Rotalidés, échinodermes et bryozoaires) identique à celle de Tamdakht, Timountoute et Anmiter dans la zone des plateaux occidentaux. Ils reflètent des conditions de milieux marins plus ouverts, peu profonds (abondance d'algues vertes), moyennement agités (texture packstone), probablement à tendance lagunaire comme peut en témoigner la présence d'oolithes à cortex fibroradié peu épais épousant la forme du nucléus (LOREAU 1982; STRASSER 1986).

Dans ce secteur, la limite supérieure de la séquence S1 (SB) est matérialisée par une surface durcie, perforée et karstifiée (Toundoute, Tinerhir), partout irrégulière, nettement ravinée par le faciès grossier microconglomératique de transgression de la séquence S2 sus-jacente (Aït-Youl, Toundoute). A Tinerhir, les cavités karstiques qui descendent jusqu'à 1 m de profondeur sont remplies par du matériel bioclastique issu de la séquence

S2 (qui remplit également les perforations), mélangé avec quelques lithoclastes laminaires et fragments grossiers carbonatés perforés repris de S1. A Toundoute, les cavités karstiques (à bords silicifiés) traversent la totalité des dépôts (1,5 m) et sont remplies par un matériel détritique rouge inversement granoclassé. Le sommet des dépôts est une surface silicifiée perforée, ravinée par des faciès grossiers microconglomératiques (comme à Aït-Youl), riches en graviers et petits galets de roches magmatiques, silix et lithoclastes perforés repris. A Imiter, la surface de ravinement, probablement d'origine karstique, est bien marquée par son aspect très irrégulier, et les faciès de la séquence S2 qui viennent au dessus sont bioclastiques à litages entrecroisés métriques de même type que ceux de Tinerhir.

* La limite de séquence SB (Fig. 6) ou d1 (Fig. 3b): une signature stratigraphique régionale liée à une baisse généralisée du niveau marin.

La limite supérieure de la séquence S1 est partout bien marquée, soit par des surfaces d'émergence (karsts et surfaces de ravinement) qui affectent les dépôts des zones proximales des plates-formes ou des rampes à Amerzgane, Toundoute, Aït-Youl, Imiter et Tinerhir, soit par des surfaces d'arrêt de sédimentation (surfaces ferruginisées silicifiées, avec ou sans perforations, associées à une importante bioturbation thalassinoïde) en position distale dans les coupes de la zone des plateaux occidentaux. Cette discontinuité intervient après la phase de comblement en haut-niveau marin relatif, avec des indices d'émergence prolongée dans les parties proximales. Elle indique une baisse généralisée du niveau marin à l'échelle de l'ensemble du secteur étudié, tant dans le versant sud de l'Atlas de Marrakech que sur le versant nord (région d'Aït-Ouir, zone des plateaux occidentaux et bassin de Ouarzazate). C'est une régression forcée (POSAMENTIER et al. 1993) dont l'origine peut être rapportée à une baisse eustatique du niveau marin, en tenant compte des effets de la tectonique (CLOETINGH 1986). Elle termine la séquence S1, qui serait alors de 3ème ordre et composée de deux cortèges sédimentaires (TST et HST).

4 Cadre tectono-sédimentaire de l'évolution de l'Atlas au passage Crétacé/Tertiaire et importance de la discontinuité majeure D1

Dans le domaine atlaso-mésétien, l'analyse des travaux sur l'évolution tectonique et sédimentaire entre le Cénomaniens et le Lutétien a mis en évidence quatre grands «cycles sédimentaires»: le premier régressif (Sénonien) et les trois autres transgressifs (Cénomano-Turonien, Maastrichtien, Paléogène). Ces «cycles», qui s'accompagnent de véritables modifications paléogéographiques, sont limités par des discordances angulaires et des lacunes ou perturbations sédimentaires (CHOUBERT & SALVAN 1950; CHOUBERT & FAURE-MURET 1962). D'après les auteurs, ils sont liés à des phases tectoniques (dites anté-sénonienne, anté-maastrichtienne et Crétacé/Tertiaire) à l'origine du soulèvement et de la formation de la chaîne atlasique dès le Crétacé supérieur. Dans l'Atlas de Marrakech, ces «cycles» et leurs limites doivent être précisés en tenant compte de la présence du Maastrichtien (système sédimentaire inférieur) qui, depuis les travaux de MORET (1930, 1931) et de ROCH (1939), a été confondu avec le Paléogène, ou même par endroit (comme à Adendim) avec le Cénomano-Turonien.

La phase anté-sénonienne qui termine le cycle méso-crétacé est bien marquée à Jbel Sour par la discordance (cartographiée par AZZAOUTI en 1986) du Sénonien rouge sur la barre du Cénomano-Turonien et la série jurassique et crétacé inférieur. La barre du Cénomano-Turonien, nettement érodée à une de ses extrémités (Jbel Sour), n'est plus présente sur le flanc nord du synclinal de Ouanina (CHELLAI et al. 1993). Dans le versant sud, la discordance du Sénonien sur les calcaires à silex du Turonien inférieur a été déjà signalée par GAUTHIER (1957). Le bilan globalement régressif du Sénonien par rapport au Cénomano-Turonien, avec ses faciès rouges margino-littoraux à continentaux, en opposition avec les tendances transgressives de la courbe eustatique du Crétacé supérieur, est interprété comme l'indice d'un soulèvement tectonique du Haut-Atlas (STETS & WURSTER 1981; HERBIG 1991) qui coïnciderait avec le début de la convergence entre la plaque Afrique et la plaque Europe (BRÈDE et al. 1992).

La phase tectonique anté-maastrichtienne achève le «cycle» sénonien. Certains auteurs (GIESE & JACOBSEN 1992) lui attribuent une importance négligeable; d'autres (FROITZHEIM et al. 1984; ZIEGLER 1988; STETS 1992) en font l'expression d'un processus géodynamique d'inversion tectonique (rejeté par les premiers) qui a donné, à partir du Néogène, le relief moderne du Haut-Atlas. Dans le versant sud, la phase tectonique anté-maastrichtienne est considérée comme le moteur principal du décollement généralisé de la couverture liasique et de la mise en place de la nappe de Toundoute (LAVILLE 1980). A Jbel Sour, et surtout à Ouanina, la discordance du système maastrichtien sur le Sénonien rouge (CHELLAI et al., 1993) en serait un témoin. Mais, jusqu'à présent, ce système maastrichtien avait été confondu avec le Paléogène, et la discordance qui le sépare du Sénonien (bien connue dans la littérature comme la discordance de Jbel Sour) avait été rapportée par erreur à **la phase tectonique Crétacé/Tertiaire**. Cette attribution à une phase plus récente se justifiait par la comparaison avec les bassins phosphatés du Maroc central où le Maastrichtien et le Paléogène individualisés sont séparés par des discordances angulaires et des lacunes ou perturbations sédimentaires (CHOUBERT & FAURE-MURET *op. cit.*).

La discontinuité majeure entre les deux systèmes (au moment de la phase tectonique Crétacé/Tertiaire) est la nouvelle signature stratigraphique du passage Crétacé/Tertiaire dans l'Atlas de Marrakech et le bassin de Ouarzazate. Elle termine le cycle maastrichtien qui est transgressif par rapport au Sénonien comme en témoignent ses faciès marins et ses dépôts supérieurs (séquence S 0.2) d'extension géographique importante. La discontinuité D1 met un terme au «cycle» maastrichtien par une émergence généralisée et de longue durée rattachée à la grande phase de régression d'origine eustatique connue ailleurs. Pendant cette longue période de retrait de la mer, la tectonique régionale, déjà marquée dans la subsidence différentielle maastrichtienne, a encore accentué la coupure. Celle-ci contrôle la situation et la disposition des premiers niveaux marins transgressifs du système supérieur. Ainsi, la série tertiaire repose en discordance angulaire directement sur le Sénonien à Al Medinat (FROITZHEIM et al. 1988) et Imin Tanout (MARZOQI et al. 1996) dans le versant nord, entre Aït-Youl et Tinerhir dans le versant sud. Les premiers dépôts du système supérieur sont représentés par la séquence S1 dans le bassin de Ouarzazate et le secteur des plateaux occidentaux, tandis que dans le versant nord la séquence S1 n'existe pas, sauf à Jbel Sour où elle est au contraire bien développée (subsidence locale).

5 Conclusion

Les dépôts du passage Crétacé/Tertiaire des versants nord et sud de l'Atlas de Marrakech traduisent le jeu transgressif et régressif d'une mer très peu profonde: dépôts littoraux et marginolittoraux (Fig. 7) formés en climat chaud avec des saisons sèches (conditions évaporatoires). Ces mouvements marins sont à rattacher à ceux qui affectent l'Afrique sud-saharienne (DIKOUMA et al. 1993) et qui sont en liaison avec la Téthys et l'Atlantique. C'est dans ce contexte que se surajoutent les effets de la tectonique par un découpage en petits compartiments kilométriques à subsidence différentielle et par des basculements de ceux-ci à l'origine de discordances angulaires.

Du point de vue de la stratigraphie séquentielle, les séquences de dépôts S 0.1 et S 0.2 du système inférieur sont interprétées comme du 3^{ème} ordre à la fin d'une séquence de comblement de 2^{ème} ordre succédant au Sénonien, en période régressive de 2^{ème} ordre (*sensu* JACQUIN et al. 1992). La discontinuité entre les deux systèmes serait une surface majeure de type T (limite de séquence de type 1 accentuée tectoniquement) séparant les deux termes d'un cycle régressif/transgressif de 2^{ème} ordre. Elle couvre une tranche de temps importante, du Maastrichtien supérieur au Paléogène basal, dont la durée s'accroît encore vers l'Ouest d'Aït-Ourir et vers l'Est du bassin de Ouarzazate où le système supérieur paléogène repose directement sur le Sénonien rouge (lacune totale du système inférieur maastrichtien).

La lacune du Paléocène inférieur a été signalée dans plusieurs secteurs périméditerranéens, comme en Algérie (BELKODJA et al., 1994), en Tunisie (MATMATI et al. 1991) et en Grèce (PAPAIOANNOU & SOLAKIUS 1991). Mais il est remarquable de constater qu'au Sud, à plus de 2000 km du secteur du Haut-Atlas, hors des secteurs à tectonique active, se retrouve l'importante discontinuité entre les séries marines de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire. La lacune, au moins partielle, du Paléocène inférieur a été en effet mise en évidence dans tout le bassin des Iullemmeden au Niger (DIKOUMA et al. 1993), au Nigéria (KOGBE 1979) et dans le bassin de Taoudenni au Mali (BELLION 1989). La discontinuité principale reconnue sépare les dépôts de la transgression à *Libycoceras* et *Laffiteina* du Maastrichtien supérieur et ceux de la transgression à *Ranikothalia* et *Lockhartia* du Paléocène supérieur (en notant la présence des mêmes nautes *Deltoidonautilus* au Niger qu'à Ouanina dans la séquence S2). Cette concordance de la sédimentation, entre les secteurs étudiés et la zone épicrotonique de l'Afrique de l'Ouest (pouvant servir de référence atectonique), est en faveur de l'interprétation de la lacune des dépôts du Paléocène inférieur par un retrait généralisé de la mer entre deux grands mouvements transgressifs.

Travaux réalisés dans le cadre de l'Action Intégrée Dijon-Marrakech (87-226 puis 93-616), de l'URA 157 CNRS de Dijon et de l'EA 1234 et 2062 de Reims.

Références

- AZZAOUI, K. (1986): Le Sénonien de la cuvette de Jbel Sour (Région d'Aït-Ouirir). D. E. A, Univ. Marrakech, 50 p. (inédit).
- BELKODJA, L., G. BIGNOT & J. RIVELINE (1994): Age et modalités de la transgression paléocène dans les Aurès (Algérie NE) d'après la coupe d'El Kantara. – 12ème Coll. Africain Micropal., Angers: 17.
- BELLION, Y. (1989): Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudenni, Iullemmeden, Tchad). – Thèse, Univ. Orléans, 302 p.
- BOUJO, A. (1976): Contribution à l'étude géologique du gisement de phosphate Crétacé-Eocène des Ganntour (Maroc occidental). – Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 262: 227 p., Rabat
- BOUTCHICH, K., A. ALGOUTI, B. CHBANI & K. TAJ-EDDINE (1996): Biostratigraphie du Sénonien d'Imin Tanout (versant nord du Haut-Atlas Occidental, Maroc). – 13ème Coll. Bassins Séd. Marocains, Marrakech: 63.
- BRIVES, A. (1905): Les terrains crétacés dans le Maroc Occidental. – Bull. Soc. géol. France, 5: 81–86, Paris.
- BREDE, R., M. HAUPTMANN & H. G. HERBIG (1992): Plate tectonics and intracratonic mountain ranges in Morocco. The Mesozoic-Cenozoic development of the Central High-Atlas and the Middle-Atlas. – Geol. Rdsch., 81: 127–141, Stuttgart.
- CAPPETTA, H., J. J. JAEGER, B. SIGE, J. SUDRE & M. VIANY-LIAUD (1987): Compléments et précisions biostratigraphiques sur la faune Paléocène à Mammifères et Sélaciens du Bassin de Ouarzazate (Maroc). – Tertiary Res., 8: 147–157, London.
- CHELLAI, E. H., M. MARZOQI, M. MOUFLIH & A. PASCAL (1993): Palaeogene deposits of Meseta and High-Atlas (near Marrakesh): Tidal flats, shallow marine carbonates in platform ramp and sea level control. – 14th Reg. Meeting Sedimentology, Marrakech, Excursion A6, Field-trip Guidebook: 78–109.
- CHELLAI, E. H., M. MARZOQI, A. PASCAL & M. MOUFLI (1995): Evolution séquentielle et dynamique des corps sédimentaires fini-crétacés/paléogènes du Haut-Atlas de Marrakech (Maroc). – C. R. Acad. Sci. Paris, 321: 747–752.
- CHOUBERT, G. & H. M. SALVAN (1950): Essai sur la paléogéographie du Sénonien du Maroc. – Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 74, 2: 13–50, Rabat.
- CHOUBERT, G., H. M. SALVAN, H. TERMIER & G. TERMIER (1952): Sur l'âge des calcaires de Timhadite (Moyen-Atlas). – C. R. Acad. Sci. Paris, 234: 2090–2092.
- CHOUBERT, G. & A. FAURE-MURET (1962): Evolution du domaine atlasique depuis les temps paléozoïques. – Livre Mém. P. Fallot, Mém. H. Sér. Soc. géol. France, 1: 447–527, Paris.
- CLOETING, S. (1986): Intraplate stress: a new mechanism for relative fluctuations of sea level. – Geology, 14: 617–620, Boulder.
- DIKOUMA, M., J. LANG & A. PASCAL (1993): Transgressions maastrichtiennes et paléogènes dans le bassin des Iullemmeden (Niger). – Newsl. Stratigr., 29, 2: 105–124, Berlin/Stuttgart.
- DOUBINGER, J. (1979): Dinokystes (Dinophycées) des séries phosphatées des Ganntour (Maroc). – Sci. géol. Bull., 32, 1–2: 79–87, Strasbourg.
- FECHNER, G. (1988): Selected palynomorphs from the lower to Middle Eocene of the South Atlas Border zone (Morocco) and their environmental significance. – Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 65: 73–79, Amsterdam.
- FERRANDINI, J. & A. LE MARREC (1982): La couverture jurassique à paléogène du Haut-Atlas de Marrakech est allochtone dans la «zone des cuvettes» d'Aït-Ouirir (Maroc). – C. R. Acad. Sci. Paris, 295: 813–816.
- FLOQUET, M. (1991): La plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur- Arrière pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique- Sédimentation et vie. – Mém. géol. Univ. Dijon, 14, 925 p.

- FREYDET, P. (1984): Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **8**, 1: 223–247, Pau.
- FROITZHEIM, N., J. STETS & P. WÜRSTER (1988): Aspects of Western High-Atlas tectonics. In: V.H. JACOBSHAGEN (ed.): The Atlas System of Morocco. Studies on its geodynamic evolution. Lect. Notes Earth Sci., **15**: 219–244, Berlin.
- GAUTHIER, H. (1952a): Les formations de passage du Crétacé à l'Eocène dans les bassins de Dadès et du Todra (Sud du Haut-Atlas marocain). – C. R. Acad. Sci. Paris, **234**: 644–645.
- (1952b): Observations sur le Crétacé supérieur de la zone des Khelas et de la sous-zone subatlantique méridionale (Sud marocain). – C. R. Acad. Sci. Paris, **234**: 859–860.
- GAUTHIER, H. (1957): Contribution à l'étude géologique des formations post-liasiques des bassins de Dadès et du Haut-Todra (Maroc méridional). – Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, **119**, 212 p., Rabat.
- GHEERBRANT, E., H. CAPPETTA, M. FEIST, J. J. JAEGER, J. SOUDRE, J., M. VIANY-LIAUD & B. SIGE (1993): La succession des faunes de vertébrés d'âge paléocène supérieur et éocène inférieur dans le Bassin de Ouarzazate, Maroc. Contexte géologique, portée biostratigraphique et paléogéographique. – Newsl. Stratigr., **28**: 33–58, Berlin/Stuttgart.
- GIESE, P. & V. JACOBSHAGEN (1992): Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle-Atlas, Morocco. – Geol. Rdsch., **81**: 249–259, Stuttgart.
- GROLER, K. & M. ZUCHT (1986): Stratigraphie und Tektonik des Kontinentalen Neogens im Süden des zentralen Hohen-Atlas, Provinz Ouarzazate (Marokko). – Berlin. geowiss. Abh., **66**: 471–494, Berlin.
- HAQ, B. U., J. HARDENBOL & P. R. VAIL (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – Science, **235**: 1156–1167, Washington.
- HERBIG, H. G. (1986): Lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen im marinen Alttertiär südlich des zentralen Hohen-Atlas (Marokko). – Berlin. geowiss. Abh., **66**: 343–380, Berlin.
- (1991): Das Paläogen am Südrand des zentralen Hohen-Atlas und im Mittleren-Atlas Marokko. Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Paläotektonik. – Berlin. geowiss. Abh., **135**, 289 p., Berlin.
- HERBIG, H. G. & J. TRAPPE (1994): Stratigraphy of the Subatlas Group (Maastrichtian – Middle Eocene, Morocco). – Newsl. Stratigr., **30**: 125–165, Berlin/Stuttgart.
- HUVELIN, P. (1973): Mouvements pré-atlasiques, atlasiques et récents dans le Jebilet et sur leur pourtour. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc, **249**: 83–123, Rabat.
- JACQUIN, T., J. P. GARCIA, C. PONSOT, J. THIERRY & P. R. VAIL (1992): Séquences de dépôt et cycles régressifs/transgressifs en domaine marin carbonaté; exemple du Dogger du Bassin de Paris. – C. R. Acad. Sci. Paris, **315**: 353–362.
- KOGBE, C. (1981): Cretaceous and Tertiary of the Iullemedden Basin in Nigeria (West Africa). – Cretaceous Research, **2**: 129–186, Oxford/London.
- LAVILLE, E. (1980): Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut-Atlas marocain (boutonnière de Skoura, nappe de Toundoute). – Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, **285**: 81–183, Rabat.
- LOREAU, J. P. (1982): Sédiments aragonitiques et leur genèse. – Mém. Mus. nat. Hist. nat. Paris, **47**, 312 p.
- LOWENSTEIN, T. K. & L. A. HARDIE (1985): Criteria for the recognition of salt pan evaporites. – Sedimentology, **32**: 627–644, Oxford/London.
- MARZOQI, M. (1990): Les systèmes sédimentaires marins paléogènes d'Aït-Ouir (Haut-Atlas de Marrakech). – Thèse, Marrakech, 275 p.
- MARZOQI, M., A. PASCAL, E. H. CHELLAI & J. LANG (1996): Les séquences de dépôts sur la rampe carbonatée mastrichtienne-paléogène en bordure nord-orientale du golfe atlantique dans la région d'Aït-Ouir (Atlas de Marrakech). – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **16**: 511–520, Pau.

- MATMATI, M., A. MAAMOURI, A. BELHAJ, J. SALAJ, & P. DONZE (1991): Etude stratigraphique et micropaléontologique dans le Crétacé supérieur et le Paléocène de la chaîne Faid-Chaabat El Attaris (Axe Nord-Sud, Tunisie centrale). – Notes Serv. géol. Tunisie, **57**: 35–69, Tunis.
- MORET, L. (1930): Notice explicative de la Carte géologique provisoire de l'Atlas de Marrakech. – Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc, **19**, 36 p., Rabat.
- MORET, L. (1931): Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. Notes et Mém. – Serv. Mines et Carte géol. Maroc, **18**, 262 p., Rabat.
- MORET, L. (1933): Compléments à la stratigraphie de la zone subatlasique méridionale de l'Atlas de Marrakech. – C. R. Somm. Soc. géol. France, **16**: 257–258, Paris.
- MORET, L. (1938): Contribution à la paléontologie des couches crétacées et éocènes du versant Sud de l'Atlas de Marrakech. – Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, **49**, 77 p., Rabat.
- MOUFLIH, M. (1991): La série phosphatée du gisement de Benguerir. Séquences de faciès, évolution séquentielle, minéralogie et géochimie (Maastrichtien-Lutétien). – Thèse, Marrakech, 260 p.
- PAPAIOANNOU, F. P. & N. SOLAKIUS (1991): Phosphatic hardgrounds and stromatolites from the limestone/shale boundary section at Prossilion (Maastrichtian-Palaeocene) in the Parnassus-Ghiona Zone, Central Greece. – Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., **86**: 243–254, Amsterdam.
- PASCAL, A. (1985): Les systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge nord-ibérique. – Mém. géol. Univ. Dijon, **10**, 569 p.
- PIA, J., J. P. FENDER & H. TERMIER (1932): Etude géologique sur les calcaires de Berkit et de Timahdite (Moyen Atlas). – Serv. Mines et Carte géol. Maroc, **20**, 18 p., Rabat.
- POSAMMENTIER, H. W., G. P. ALLEN, D. P. JAMES & M. TESSON (1992): Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. – A. A. P. G. Bull., **76**: 1687–1709, Tulsa.
- RAT, P. & A. PASCAL (1979): De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens. – Géobios, Mém. spéc., **3**: 385–389, Lyon.
- ROCH, E. (1930): Etudes géologiques dans la région du Maroc Occidental. – Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, **9**, 542 p., Rabat.
- (1939): Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. – Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, **51**, 438 p., Rabat.
- SALVAN, H. M. (1954): Les Invertébrés fossiles des phosphates marocains. – Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, **93**, 258 p., Rabat.
- (1960): Les phosphates de chaux sédimentaires au Maroc, leurs caractéristiques et leurs problèmes (essai de synthèse). – Notes marocaines (Soc. géogr. Maroc), **14**: 7–20, Rabat.
- SALVAN, H. M. (1986): Paléogéographie générale. In «Géologie des gîtes minéraux marocains»-Tome 3: phosphates. – Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, **276**: 139–152, Rabat.
- SONCINI, M. J. & R. RAUSCHER (1988): Associations de dinokystes du Maastrichtien-Paléocène phosphaté au Maroc. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, **12**: 427–450, Pau.
- STETS, J. (1992): Mid-Jurassic events in the Western High-Atlas (Morocco). – Geol. Rdsch., **81**: 69–84, Stuttgart.
- STETS, J. & P. WURSTER (1981): Zur Strukturgeschichte des Höhen-Atlas in Marokko. – Geol. Rdsch., **70**: 801–841, Stuttgart.
- STRASSER, A. (1986): Ooides in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss-French Jura. – Sedimentology, **33**: 711–727, Oxford/London.
- TRAPPE, J. (1989): Das marine Alttertiär im Westlichen Hohen-Atlas. Mikrofazies, Paläogeographie, Phosphoritgenese. – Diss., Univ. Bonn, 219 p.
- (1991): Stratigraphy, facies distribution and paleogeography of the marine paleogene from the Western High-Atlas, Morocco. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **180**: 279–321, Stuttgart.
- (1992a): Facies zonation and spatial evolution of a carbonate ramp: marginal Moroccan phosphate Sea during the Paleogene. – Geol. Rdsch., **81**: 105–126, Stuttgart.
- (1992b): Syndimentary silicified stromatolites in Paleocene playa deposits of the Western Basin of Ouarzazate, Morocco. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **8**: 458–468, Stuttgart.

- VAIL, P. R., J. P. COLIN, R. JAN DU CHENE, J. KUCHLY, F. MEDIAVILLA & V. TRIFILIEF (1987): La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. – *Bull. Soc. géol. France*, **8**: 1301–1321, Paris.
- WARREN, J. K. & C. G. KENDALL (1985): Comparison of sequences formed in marin sabkha (sub-aerial) and salina (subaqueous) settings. *Modern and Ancient*. – *A. A. P. G. Bull.*, **69**: 1013–1023, Tulsa.
- ZIEGLER, P. A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. – *A. A. P. G. Mem.*, **43**, 198 p., Tulsa.

Typescript received 12.7.1999

New biostratigraphical data on the marine Upper Cretaceous and Palaeogene of Jordan

by HENRI CAPPETTA, FRIEDRICH PFEIL, and NORBERT SCHMIDT-KITTLER
with a contribution of ERLEND MARTINI

with 3 figures and 1 plate

Abstract. In the frame of a palaeontological cooperation program between the Natural Resources Authority (NRA) in Amman and the Jordanian Phosphate Mining Company (JPMC) in Amman with German universities, Upper Cretaceous and Palaeogene marine sedimentary series of Jordan were investigated. It revealed that the uppermost Cretaceous phosphate bearing sequences and the Palaeogene chalk-chert-sections are generally rich in chondrichthyan fish fossils (sharks, rays). As to the Upper Cretaceous, already existing datations obtained from marine invertebrates (ammonites) could be confirmed and new age determinations were obtained from several additional localities. Regarding the Palaeogene, rather precise new datations can be provided for phosphatic and glauconitic beds in the North East of Jordan.

Résumé. Dans le cadre d'un programme de coopération paléontologique entre le Natural Resources Authority (NRA) et la Jordanian Phosphate Mining Company (JPMC) à Amman avec des universités allemandes, les séries sédimentaires du Crétacé supérieur et du Paléogène de Jordanie ont été explorées. Ceci a révélé que les séquences à phosphate du Crétacé supérieur et que les coupes de craies à silex sont généralement riches en restes de chondrichthyens (requins et raies). Pour le Crétacé supérieur, des datations déjà obtenues à partir d'invertébrés marins ont pu être confirmées et de nouveaux âges ont été obtenus pour plusieurs localités additionnelles. En ce qui concerne le Paléogène, de nouvelles datations peuvent être proposées pour des niveaux phosphatés et glauconieux du Nord-Est de la Jordanie.

* Authors' addresses: Dr. H. CAPPETTA, Laboratoire de Paléontologie, UMR 5554 «Institut des Sciences de l'Evolution», Université de Montpellier II, Case Courrier 064, Place E.-Bataillon, F-34095 Montpellier cedex 5, France.

Dr. F. PFEIL, Wolfratshauer Straße 27, D-81379 München, Germany.

Dr. N. SCHMIDT-KITTLER, Paläontologische Institut für Geowissenschaften, Johannes Gutenberg Universität, Johann-Joachim-Becherweg 21, D-55099 Mainz, Germany.

Dr. E. MARTINI, Senckenberganlage 32-34, D-60054 Frankfurt/M., Germany.

1 Introduction

In the frame of a cooperation project between the Natural Resources Authority of Jordan (NRA) and German universities, palaeontological field investigations were undertaken in the Upper Cretaceous and Palaeogene of Jordan. The first field prospectings were focussed on vertebrate fossils and more particularly on shark faunas of the Cretaceous and Palaeogene sediments. The activities started with sampling in the Upper Cretaceous phosphate mines which was possible thanks to the logistic help by the Jordan Phosphate Mines Co. (JPMC). Investigations were also extended to natural outcrops of the Upper Cretaceous and the Palaeogene of Jordan (Fig. 1). The field studies and sampling were elaborated together with the geologists of the NRA Main HIYARI, Mohammad ABU

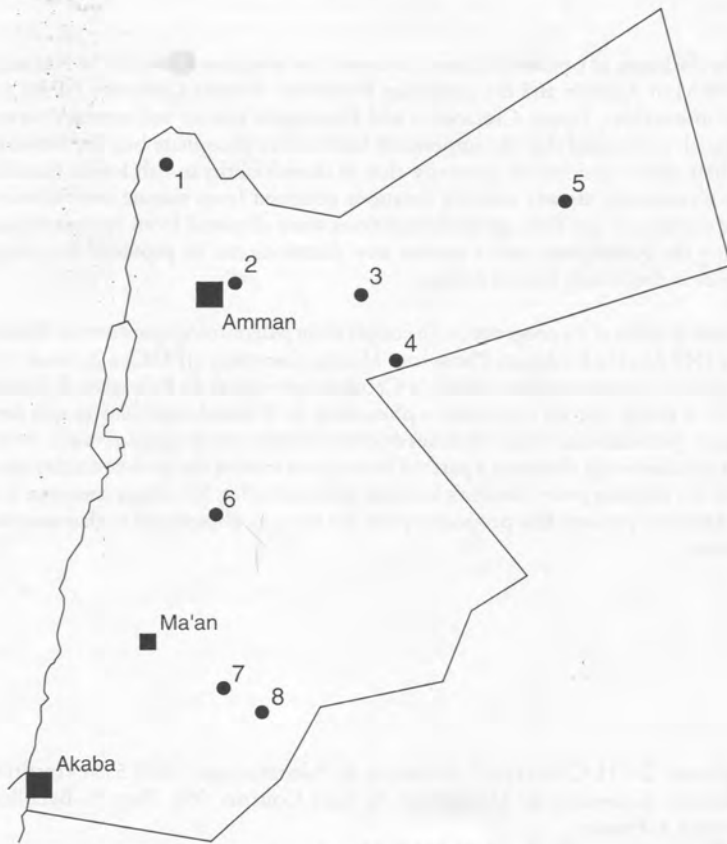


Fig. 1. Geographical situation of the studied localities in Jordan.

1: section west of Irbid; 2: Ruseifa mine; 3: Qasr Ouzaykhim; 4: Dahikiya; 5: Wadi Ruwaishid; 6: Al Hasa Mine; 7: Eshediya Mine; 8: Naqb Etaik.

QUDEIRA, Mohammad NAWASRI, Nasphat AL HINGEL, Ibrahim RABAA and Ahmad SMADI as well as Rushdi SADAQAH from the JPMC.

From the Cretaceous sediments of the phosphate mines (SIGNEUX, 1959) and the previously known fossiliferous Palaeogene glauconite beds of Dahikiya (WETZEL & MORTON, 1959; BENDER, 1968), south of Al Azraq, sediments were sampled and new stratigraphically relevant data obtained. A new interesting elasmobranch fauna could be found in a Cretaceous section west of Irbid. In the North-East of Jordan, new Palaeogene elasmobranch faunas were discovered in the area of Qasr Ouzaikhin and Wadi Ruweishid. They provide means of calibrating the chalky series up to now rather poorly known as to their chronostratigraphical position (Fig. 2).

Until now, very few observations were available concerning the elasmobranch fauna from Jordan. Only SIGNEUX (1959) gave a description of remains collected in the Maastrichtian from Ruseifa (in the following list, the original names given by SIGNEUX are indicated between brackets):

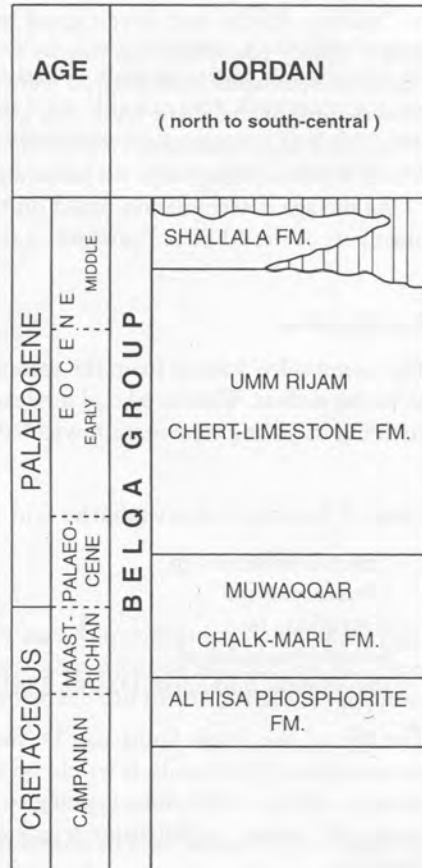


Fig. 2. Chronostratigraphic and lithostratigraphic units of the Uppermost Cretaceous and Palaeogene.

- *Scapanorhynchus* sp. (as *Scapanorhynchus rapax* QUAAS, 1902)
- *Cretolamna biauriculata* (WANNER, 1902) (as *Lamna biauriculata* WANNER, 1902)
- *Squalicorax bassanii* (GEMMELLARO, 1920) (as *Corax kaupi* AGASSIZ, 1843)
- *Plicatoscyllium* sp.
- *Rhombodus binkhorsti* DAMES, 1881
- *Dasyatoidea* indet.

From the Palaeogene no shark fossils were determined or described up to now. The only indication of their occurrence is given by WETZEL & MORTON (1959) who noted the occurrence of fish teeth, and by BENDER (1968) who reported shark teeth from a glauconitic layer at Dāhikiya.

2 Upper Cretaceous

Samples were taken from the phosphate mines of Ruseifa, Al Hasa and Eshidiya. In addition, natural phosphate bearing outcrops were investigated at Naqb Etaik, 20 km south of Eshidiya. All the beds investigated form part of the Al Hisa Formation. The sandy or friable chalky phosphatic sediments were screened for shark teeth in the field and the cemented sediments from Ruseifa were etched in the laboratory at Mainz university. The preservation of the shark teeth was good enough to make determinations down to the genus level and sometimes even to the species level. In most cases also species could be found which are diagnostic for biostratigraphical correlation.

As the age determination based on the elasmobranch assemblages reveals, the uppermost part of the Al Hisa Formation extends into the Lower Maastrichtian.

Ruseifa Mine

The samples Ru 3 taken from the second phosphate layer (counted from above) revealed to be the richest. Weathered and unweathered material was sampled. The latter, notwithstanding its strong cementation, yielded the best results in well preserved teeth.

Class: Chondrichthyes (sharks and rays)

Orectolobiformes sp.

Cretolamna sp.

Dasyatidae sp.

Sclerorhynchidae sp.

Rhombodus binkhorsti DAMES, 1881

The age of the shark fauna can be indicated as Maastrichtian. From the state of the preservation of the fossils, it would be worthwhile continuing the investigations. Unfortunately, the pit of the mine is going to be filled. There are, however, older mining areas outside the present exploitation, which are still accessible and could be a basis for further studies.

Al Hasa Mine

In an abandoned part of the Al Hasa quarry, near the main buildings of the mine, below a thick oyster biostrome, a phosphate layer is exposed. It yielded the following fauna:

Class: Chondrichthyes (sharks and rays)

Hemiscyllium sp.

Cretolamna sp.

Rhinobatos sp.

Dasyatidae sp.

This fauna only contains few taxa, all of them identified at the genus level only. On this basis, it is difficult to give a precise age; yet, considering the local geological and stratigraphical context, a Maastrichtian age of the phosphate can be supposed.

Eshidiya Mine

Samples were taken from the soft phosphate layer A 2. They provided a number of taxa, part of which indicate that the environment was largely the same as in Ruseifa and Al Hasa. More material has been sampled and etched from this site with the result that the faunal list is more extended than that from the other mines. This indicates that their fossiliferous potential is largely comparable and that, to get a more complete fauna, is a matter of the quantity of the sediment treated.

Class: Chondrichthyes (sharks and rays)

Plicatoscyllium sp.

Ctenopristis sp.

Cretolamna cf. *biauriculata* (WANNER, 1902)

Squalicorax bassanii (GEMMELLARO, 1920)

Carcharias sp.

Lamniformes sp.

Schizorbiza stromeri WEILER, 1930

Dalpiazia stromeri CHECCHIA-RISPOLI, 1933

Rhombodus binkhorsti DAMES, 1881

Dasyatidae sp.

On the basis of the occurrence of *Squalicorax bassanii*, *Carcharias* sp., *Schizorbiza stromeri*, *Dalpiazia stromeri* and *Rhombodus binkhorsti* that occur in Morocco in the lower Maastrichtian levels of the phosphate series, a similar age can be proposed for the phosphate layer A2 of Eshidiya.

Naqb Etaik

The locality Naqb Etaik is situated at a small, non stabilized road about 30 km southeast of Eshidiya, which leads from the top of the escarpment down to the southern plain. The

GPS coordinates of the site are the following: N 29° 48' 10", E 36° 23' 3". The section was measured and sediment samples were taken from several levels. The section is situated in the immediate neighbourhood of a major fault and the effect of weathering there rendered the phosphate beds particularly friable so that they very easily could be exploited. Among these phosphate layers, n° 2 of the section counted from the base revealed to be particularly fossiliferous. The phosphate bearing sediment in the area of Naqb Etaik is rather sandy so that the residual which remained after edging of the sample was quite big. This notwithstanding, the locality is clearly worth being considered for more detailed studies. The sample of layer 2 yielded a rather well preserved and diverse fauna:

Class: Chondrichthyes

- Hemiscyllium* sp.
- Plicatoscyllium* sp.
- Odontaspidae sp.
- Lamnidae sp.
- Cretolamna* sp.
- Squalicorax bassani* (GEMMELLARO, 1920)
- Rhinobatos* sp.
- Parapalaeobates* sp.
- Ptychotrygon* sp.
- Schizorhiza stromeri* WEILER, 1930
- Dalpiazia stromeri* CHECCHIA-RISPOLI, 1933
- Rhombodus binkhorsti* DAMES, 1881
- Dasyatoidea sp.

The sharks and rays from Naqb Etaik contain species which are typical of neritic environments with water depths between 20 and 200 meters. The fossil assemblage can be assigned to the Lower Maastrichtian as well. More taxa than present in the samples will certainly be obtained when instead of small samples, larger quantities of sediment will be taken and treated.

Section west of Irbid

For the first time also an Upper Cretaceous section in the north of Jordan was visited. The important phosphate deposits of this area were discovered by MIKBEL & ABED (1985). The one-day trip was guided by Mr. Rushdi SADAQAH from the Phosphate Company. The sediments taken there yielded a small but interesting elasmobranch association composed of the following taxa:

- Plicatoscyllium* sp.
- Pteroscyllium* sp.
- Scyliorhinus* sp.
- Youssoubatis* sp.
- Sclerorhynchidae indet., 2 species

All taxa are not identified at the species level; according to the known biostratigraphically range of the genera occurring in the beds, this level could be classified as well as Uppermost Campanian or Lower Maastrichtian. MIKBEL & ABED (1985) consider these phosphates as Maastrichtian.

3 Palaeogene

Very promising faunas of the Lower Tertiary can be reported from Qasr Ouzaykhim (NE of Azraq), Dahikiya (S of Al Azraq) as well as from Wadi Ruweishid (30 km SE the village of Ruweishid).

Qasr Ouzaykhim

In an outcrop area 14 km NE of Al Azraq and 1 km SE of Ousaykhim castle (N 31° 56' 6", E 36° 57' 30") samples were taken in an artificial outcrop. The phosphatic chalky sediment collected there could be correlated with beds measured in a section 500 m far to the north where it occurs 6 m above the base indicated in Fig. 3. The fossil content in the sample is not particularly well preserved. Most teeth are weathered and the roots are broken away. Nevertheless, a great number of genera could be determined:

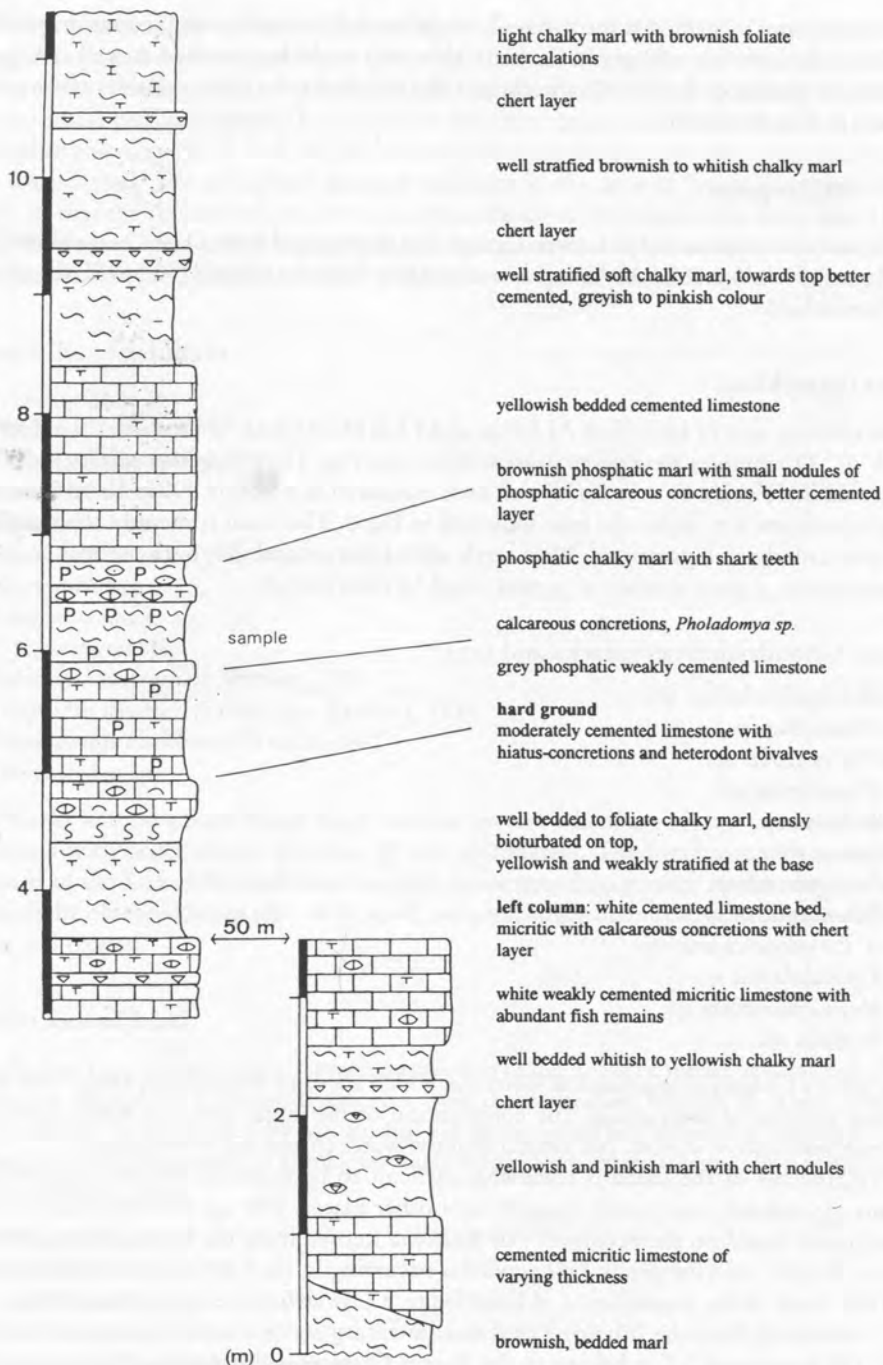
Class: Chondrichthyes (sharks and rays)

- Chlamydoselachus* sp.
- Hexanchus* sp.
- Heptanchias* sp.
- Mitsukurina* sp.
- Weltonia* sp.
- Isistius* sp.
- Pristiophorus* sp.
- Odontaspidae sp.
- cf. *Pseudocarcharias* sp.
- Xiphodolamia* sp.
- Megascyliorhinus* sp.
- Dasyatis* sp.

The genera *Chlamydoselachus* and *Weltonia*, which are otherwise rather rare, occur with a great number of individuals. The composition of the fauna indicates water depths of several hundreds of meters. No typical shallow water species are represented.

Yet, the age of the fauna is somewhat difficult to be assessed, because many of the forms are endemic and poorly known from other places. The age determination is predominantly based on the occurrence of *Weltonia* known from the Upper Paleocene and Lower Eocene, and the genus *Xiphodolamia* occurring in the Lower and Middle Eocene. On this basis, at the present state of knowledge, a Lower Eocene age is most likely.

Concluding from the lithology of the sedimentary series measured at Qasr Ouzaykhim, the lowermost 3,5 m belong to the Upper Cretaceous Muwaqqar Formation. The



Maastrichtian age of this part of the section has been proved by AL-HARITHI & IBRAHIM (1992) on the basis of cephalopod findings. The phosphatic bed at 5,9 to 6,8 m from the base of the section is most likely to be assigned to the lower part of the Eocene, which means that it belongs to the Umm Rijam Formation. This can be concluded from the collected elasmobranch fauna. At 5 m in the section, a horizon with reworked chalk pebbles with borings occurs, indicating a primary gap in the sedimentation. It would be a workable hypothesis to assume that it represents the Cretaceous/Tertiary boundary. This sign of a sedimentary gap at the base of the Tertiary is known from other places in Jordan.

Dahikiya (south of Al Azraq)

The chalky cliff of Dahikiya belongs to the Shallalah Formation. The occurrence of fish teeth there was already mentioned by WETZEL & MORTON (1959) and later BENDER (1968) noted the occurrence of shark teeth. Two glauconitic beds occur there at a vertical distance of about 15 m. The upper one can attain up to one m thickness and is the more important, as to its fossil content. Some meters below the lower glauconite horizon, the chalk is highly bituminous. A sample taken yielded well preserved calcareous nannoplankton fossils (see below). Samples gathered from the glauconitic beds contained an interesting elasmobranch fauna and some mammal remains. The upper one of the two glauconitic beds is locally intensively altered by *Thalassinoides* borrows at its base. From this bed the following taxa were identified (some of which are depicted on Plate 1):



















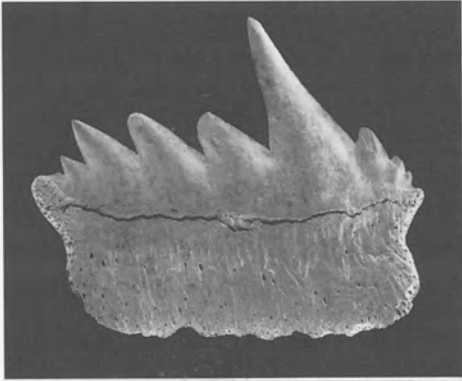
	sandstone		sandy phosphate
	cemented sandstone		chalky marl, weakly cemented
	limestone		shells
	cemented limestone		phosphatic marl
	phosphatic limestone		bioturbated
	marl		phosphatic nodules
	chalky marl		calcareous concretions
	chert		chert nodules
	silicified phosphate bed		silicified oyster bed

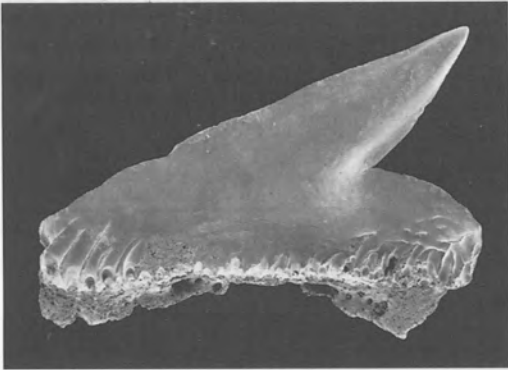
Fig. 3. Section of the outcrop of Qasr Ouzaykhim showing the Cretaceous/Palaeogene transition. The left column is the continuation of the right column 50 more to the north.



1



2



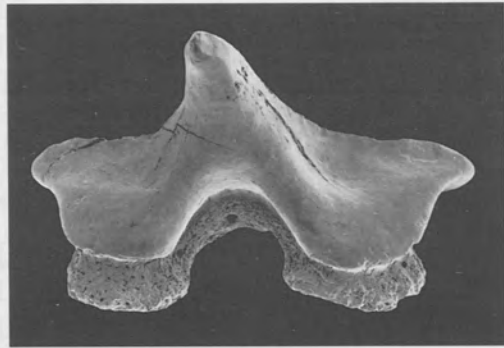
3



4



5



6

Class: Chondrichthyes (sharks and rays)

- Hexanchus* sp.
Heptranchias sp.
Centrophorus sp.
Pristiophorus sp.
Brachaelurus sp.
Pararhincodon sp.
Carcharias sp.
Isurus aff. *praecursor* LERICHE, 1905
Carcharocles aff. *sokolovi* JAEKEL, 1895
Alopias sp.
Xiphodolamia sp.
Scyliorhinus sp.
Physogaleus sp.
Galeocerdo sp.
Carcharhinus aff. *frequens* DAMES, 1883
Rhizoprionodon sp.
Hemipristis sp.
 Hemigaleidae sp.
Triakis sp.
Rhynchobatus sp.
Rhinobatos sp. (2 species)
Dasyatis sp. (2 species)
Gymnura sp.
Myliobatis sp.
Torpedo sp.

The nannoplankton association indicates a lower Priabonian age (see below). The elasmobranch association contains elements that are in agreement with this age (*Isurus* aff. *praecursor*, *Carcharocles* aff. *sokolovi* and *Carcharhinus* aff. *frequens*).

Besides fish fossils, some fragments of aquatic mammals could be found.

- | | | |
|----------|------------------------|-------------------|
| Whales: | <i>Odontoceti</i> sp. | (tooth fragments) |
| Sirenia: | <i>Halitherium</i> sp. | (rib fragment) |

←
Plate 1

- Fig. 1. - *Heptranchias* sp.: lower lateral tooth (DAH 1), labial view. X 6.75.
 Fig. 2. - *Scyliorhinus* sp.: latero-anterior tooth (DAH 2), labial view. X 25.
 Fig. 3. - *Triakis* sp.: lateral tooth (DAH 3), labial view. X 30.
 Fig. 4. - *Rhinobatos* sp. 1: tooth (DAH 4), occlusal view. X 30.
 Fig. 5. - *Rhinobatos* sp. 2: tooth (DAH 5), occlusal view. X 70. 25
 Fig. 6. - *Torpedo* sp.: lateral tooth (DAH 6), lingual view. X 35.
 All specimens come from the Priabonian of Dahikiya.

Immediately below the lower glauconitic bed outcropping at the cliff of Dahikiya, a sample of bituminous chalk was taken in order to test it as to its possible content in calcareous nannoplancton. The result was very positive. Our specialist Prof. E. MARTINI provided the identifications of the species which you find in the following list.

Blackites tenuis
Chiasmolithus grandis
Chiasmolithus oamaruensis
Coccolithus eopelagicus
Coccolithus pelagicus
Cyclococcolithus formosus
Cyclococcolithus reticulatus
Discoaster barbadensis
Discoaster binodosus
Discoaster saipanensis
Discoaster tani
Discolithina distincta
Helicosphaera sp.
Lanternithus minutus
Neococcolithes dubius
Reticulofenestra umbilicus
Reticulofenestra sp.
Scyphosphaera sp.
Zygrhablithus bijugatus

Due to the known occurrence of the various taxa found in the sample, the bituminous chalk of Dahikiya can be correlated with the nannoplancton zone NP 18 (= *Chiasmolithus oamaruensis* zone) which corresponds to the lowermost Priabonian (Upper Eocene). The species in bold are most distinctive due to the overlap of their extension in time. *Chiasmolithus oamaruensis* appears in this zone for the first time, whereas *Chiasmolithus grandis* and *Neococcolithes dubius* have their last occurrence in this level. It must be noted here that an Upper Eocene age had already been assumed by WETZEL & MORTON in 1959 on the basis of the foraminifera association.

Wadi Ruweishid

In the Wadi Ruweishid a number of laterally non extending phosphate beds of up to 30 cm thickness occur in a relatively large area so that further prospections would result in the discovery of interesting localities.

The outcrop in Wadi Ruweishid with GPS location N 32° 31' 13.0", E 38° 40' 38.8" shows chalk sediments within which a phosphate layer of 10 to 15 cm thickness is intercalated. Surface collections at this layer, as well as samples taken yielded the following faunal list:

Class: Chondrichthyes (sharks and rays)

Carcharias koerti STROMER, 1910

Galeorhinus sp.

Abdounia sp.

Rhizoprionodon sp.

Scyliorhinus sp.

Rhinobatos sp.

Archaeomanta sp.

Burnhamia sp.

Merabatis sp.

This fossil assemblage is typical for a neritic environment with water depths probably not more than 100 m.

Within the fauna the occurrence of *Carcharias koerti* is particularly diagnostic of a Middle Eocene (Lutetian) age. This age determination is also supported by the morphologic features of the *Merabatis* and *Burnhamia* teeth.

4 Conclusion

The results presented here are preliminary in so far as there is a rather high potential for discovering further fossiliferous sites both in the Upper Cretaceous and the Palaeogene. Therefore, new faunas and additional biostratigraphic determinations are to be expected for the future.

The Upper Cretaceous phosphate bearing sediments were already well dated by previous work based on invertebrates, mainly ammonites. Yet, it must be noted here that the age of Middle-East phosphate deposits is still a subject of debate: are they of upper Campanian or lower Maastrichtian age? This problem is discussed in more details in an other paper (BARDET, CAPPETTA, PEREDA SUBERBIOLA, MOUTY, AL MALEH, AHMAD, KHRATA & GANNOUM, in print).

The ammonite fauna of the Cretaceous outcrops near Al Azraq allows to assign these levels to the Maastrichtian (AL-HARITHI & KAHLIL, 1992).

The elasmobranch faunas obtained from the phosphate mines and natural outcrops are supporting these results. However, as to the more sandy Upper Cretaceous in Southeast Jordan, no accurate datations were available up to now. The elasmobranch faunas, in this case, revealed to be very helpful for correlation. Several species discovered at Naqb Etaik proved that this section is of Lower Maastrichtian age. Yet, it must be noted that only few phosphate levels were sampled: one in Eshediya Mine and one in Naqb Etaik; so, it is sure that a more systematic sampling covering all the phosphate levels in the different areas will allow to increase the faunal list and to improve the biochronological data obtained up to now.

Regarding the Palaeogene sequences of Northeast Jordan, the elasmobranch faunas give new important age indications. This is particularly true for the area of Wadi Ruweishid, where no precise biostratigraphical indications were at hand before. The occurrence of Middle Eocene phosphate deposits has been demonstrated in this area on the

basis of the elasmobranch fauna; this information is important for phosphate potential in future exploration. Concluding from the geological situation and the sedimentary facies in this region, additional elasmobranch faunas can probably be discovered in the future.

Besides their biostratigraphic value, the species assemblages of fossil elasmobranchs are indicative of neritic or deep water environments. Together with other dates, they provide means of reconstructing the Palaeogene basin dynamics in the investigated area. The fauna of Qasr Ouzaikhim, for instance, revealed to be of particular interest because of its undoubted deep water elements.

The most important new data come from Eocene localities, mainly the upper Eocene of Dahikiya. Indeed, until now, nothing was known concerning these Eocene elasmobranch faunas.

The faunal lists contain a great number of indeterminate species. Many of them, after detailed studies, will probably reveal to represent new species. This underlines the relative abundance of endemic elements and the general palaeobiogeographical interest of the species communities of this area.

Thanks to the extensive palaeontological works on the Cretaceous-Eocene elasmobranch faunas from the Moroccan phosphate deposits (ARAMBOURG, 1952; NOUBHANI & CAPPETTA, 1997), we have now a very good comparative tool for a better interpretation of the Jordan faunas.

Furthermore, the newly discovered elasmobranch assemblages broaden the basis for phylogenetical studies. They provide additional important data for understanding the development of tooth characters in some lineages of this group (the genus *Squalicorax* particularly) and, with this, open up new insights into morphological change in the evolutionary process.

Acknowledgements. The authors thank all Jordanian representatives colleagues and helpers who rendered the field trips in Jordan possible through their invaluable logistic and practical support. We particularly acknowledge the help of the Director General Eng. MA'IN HIYARI and the Head of the Mapping Division Eng. BASSAM TARAWNEH of the Natural Resources Authority.

In the Jordan Phosphate Mines Co. Ltd. we are particularly grateful for the help of Director SAMEH MADANI, the Exploration Manager Eng. OMAR ABU MURRY, the Head of the Eshediya Mining division Eng. MAMDOUH AL-JASI, the Head of the Exploration Division ABED AL-RAZQA AL-ABBADI and the Head of the Geological Survey Division RUSHDI SADAQAH. Our thanks are once more to all the NRA geologists who helped us in our field work. The authors also thank Helmuth BRACHER (Altheim/Alb) for his help during field work Jordan.

The Scan photos were made by the senior-author; the photo prints were made by Mister M. PONS. Contribution ISEM N° 99-061.

References

- ABED, A. M. (1994): Shallow marine phosphorite-chert-palygorskite association, Upper Cretaceous Amman Formation, Jordan. – Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part C 205–224, Amman.
- ABED, A. M. & M. R. AL-AGHA (1989): Petrography, geochemistry and origin of the Jordan phosphorites. – *J. Geol. Soc.* **146**, 3: 499–506, London.
- ABED, A. M. & M. M. ASHOUR (1987): Petrography and age determination of the NW Jordan phosphates. – *Dirasat* **14**, 1: 247–263, Amman.
- AL-HARITHI, T. & I. KAHLIL (1992): Some Cephalopoda from Maastrichtian outcrops of Wadi Usaykhim, Al Azraq area in East Jordan. – *Senckenbergiana lethaea* **71** (5/6): 427–437
- AQRABAWI, M. (1993): Oysters (Bivalvia-Pteriomorpha) of the Upper Cretaceous rocks of Jordan. Palaeontology, stratigraphy and comparison with the Upper Cretaceous oysters of Northwest Europe. – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* **75**, 1–135, Hamburg.
- ARAMBOURG, C. (1952): Les vertébrés fossiles des gisements de phosphates (Maroc-Algérie-Tunisie). *Serv. Géol. Maroc. – Notes et Mém.* **92**: 1–372, 62 fig., 44 pl., Rabat.
- AVNIMELECH, M. (1949): On vertebrate remains in Senonian phosphate beds in Transjordan. – *Eclogae Geol. Helv.* **42**, 2: 486–490.
- BARDET, N., H. CAPPETTA, X. PEREDA SUBERBIOLA, M. MOUTY, A. K. AL MALEH, A. M. AHMAD, O. KHRATA & N. GANNOUM (in print): The first marine vertebrate faunas from the latest Cretaceous phosphatic deposits of Syria.
- BENDER, F. (1968): *Geologie von Jordanien*. – 230 pp., 168 text figs., Berlin, Stuttgart. (Gebr. Borntraeger).
- BEERBAUM, B. (1977): The genesis of marine sedimentary phosphate deposits in Al Hasa, west-central Jordan. – *Geol. Jb.*, A **24**, 58 p., Hannover.
- HAMAM, K. A. (1977): Foraminifera from the Maastrichtian phosphate bearing strata of EL Hassa, Jordan. – *J. Foram. Res.* **7**, 1: 34–43, Washington.
- JALLAD, I. S., O. S. ABU-MURRAY & R. M. SADAQAH (1989): Upper Cretaceous phosphorites in Jordan. – In: A. J. G. NOTHOLT, R. P. SHELDON & D. F. DAVIDSON (eds), *Phosphate deposits of the world*, 2 (54): 344–351, 5 fig., Cambridge.
- KHALID, H. & A. M. ABED (1982): Petrography and geochemistry of EshShidya phosphates. – *Dirasat* **9**, 81–102, Amman.
- MIKBEL, S. & A. M. ABED (1985): Discovery of large phosphate deposits in north-west Jordan. – *Dirasat* **12**, 2: 125–136, Amman.
- NOUBHANI, A. & H. CAPPETTA (1997): Les Orectolobiformes, Carcharhiniformes et Myliobatiiformes (Elasmobranchii, Neoselachii) des bassins de phosphate du Maroc (Maastrichtien-Lutétien basal). *Systématique, biostratigraphie, évolution et dynamique des faunes*. – *Palaeo Ichthyologica* **8**: 1–327, 31 fig., 17 tabl., 73 pl., München.
- POWEL, J. H. (1989): Stratigraphy and sedimentation of the phanerozoic rocks in central and south Jordan. Part B – Kurnuk, Ajlun and Belqa Groups. – *N. R. A., Bull. Geol. Mapping Div.* **11**, 1–130, Amman.
- SIGNEUX, J. (1959): Contributions à la stratigraphie et la paléontologie du Crétacé et du Nummulitique de la marge NW de la Péninsule Arabique. a: Poissons et reptiles marins. – In: ARAMBOURG, C., L. DUBERTRET, J. SIGNEUX & J. SORNAY – *Notes et Mém. Moyen-Orient* **7**: 223–228, pl. 7, Paris.
- WETZEL, R. & D. M. MORTON (1959): Contribution à la géologie de la Transjordanie. – *Notes et Mém. Moyen-Orient* **7**: 95–188, Paris.
- YASSANI, I. (1979): Maastrichtian-Lower Eocene biostratigraphy and the planktonic foraminiferal biozonation in Jordan. – *Rev. Esp. Micropal.* **11**, 1: 5–57, Madrid.

Program

"Newsletters on Stratigraphy" accepts articles of international interest dealing with stratigraphical matters such as descriptions of new stratotypes; new definitions of stratotypes; subdivision of stratigraphical units; discussion of stratigraphical boundaries; comments on and critique of articles which have been published in "Newsletters on Stratigraphy" or in other journals; summaries of original papers which have either been published in an inaccessible place, or in which stratigraphical results are a by-product only, or in case the main publication will not be published in the near future; reviews on important commission or congress discussions, recommendations or resolutions; articles of other purport if of stratigraphical interest.

"Newsletters on Stratigraphy" will publish articles in English, French, German, and Spanish. The use of English is preferred. This journal has been initiated because of the need for quick publication and discussion of new stratigraphical data and aspects.

Instructions for Authors

With the submission of the manuscript, the sender is automatically subject to the legal maxims laid down here. For instance, he himself is responsible for the consequences arising from a delayed return of the proofs and for possible errors if, owing to this, corrections in the text had to be made here.

With acceptance and publication of a manuscript the exclusive copyright for every language and country is transferred to the publishers. The copyright covers the exclusive rights to reproduce and distribute the article including reprints, microfilm or any other reproductions and translations.

The manuscript will not be returned to the author before the article has been printed. Proofs will be sent to the author once. The author is expected to read them carefully and to return them promptly to the publisher. If, after 30 days, the proofs are not returned, they will be dealt with here. The author will be charged for changes against the manuscript exceeding 10% of the typesetting costs.

The manuscript must be typewritten on one side of standardized paper, double spaced, and with an ample left margin. Manuscripts should be arranged in the following order:

1. Informative but brief title.
2. Author's name; one of his Christian names unabbreviated.
3. Two short abstracts, one in English, the other in French or German.
4. The main text. Indicate in the left hand margin the position of figures and tables. Underline persons' names with interrupted line = small capitals. - Genera and species as well as important statements and concepts are to be accentuated with wavy underlining = italics. - Title and subtitles are written normally, not in capital letters.
5. References should be given in a uniform style: alphabetically by author, year of publication after the author's name. Journal titles are to be abbreviated according to the German standard journal abbreviations (DIN 1502) or World List abbreviation, volume number double underlined. Please indicate first and last page of the article and place of publication. Example:

Thompson, G. H. & J. Hower (1973): An explanation for low radiometric ages from glauconite. - Geochem. Cosmochim. Acta 37: 1473-1492, Oxford.

6. The author's name, titles and professional address.
7. Figure captions should be written double spaced on a separate sheet.

Illustrations should be reducible to 12,6 × 18 cm. Drawings must be submitted in original. Plates and fine-screened halftons will be avoided. All figures should bear the author's name and the figure number. Do not attach captions to the figures.

Reprints: Authors will receive 50 off-prints free of charge. Further off-prints for non-commercial circulation may be ordered according to average prices fixed by the publisher on a non-profit basis.

Hansjörg Dongus

Die Oberflächenformen Südwestdeutschlands

Geomorphologische Erläuterungen zu Topographischen und Geologischen Übersichtskarten

2000. X, 189 Seiten, 17 Abb. und 1 Tab. im Text und auf 1 Beilage, DM 48,- ISBN 3-443-01042-3

Wie sind unsere Berge und Täler mit ihren unterschiedlichen Oberflächenformen entstanden? Darauf gibt der Geomorphologe **Hansjörg Dongus** in diesem Buch Antwort. In einer kurzen Übersicht schildert er die geologischen Grundlagen des südwestdeutschen Reliefs, nennt die klimatischen Voraussetzungen und beschreibt die Entwicklung der Landstufen und des Flußnetzes in den letzten 30 Millionen Jahren.

Im zweiten, regionalen Teil werden die vielfältigen Landschaftsformen erläutert, die wir im Rheintal, Schwarzwald und Odenwald, in den Gäuflächen, auf der Schwäbischen Alb und im Albvorland, in den Keuperbergen mit ihren Wäldern, den Liasplatten und dem durch die Eiszeiten geprägten Alpenvorland vorfinden.

Endlich eine gut verständliche Erläuterung der Landschaftsformen Südwestdeutschlands!

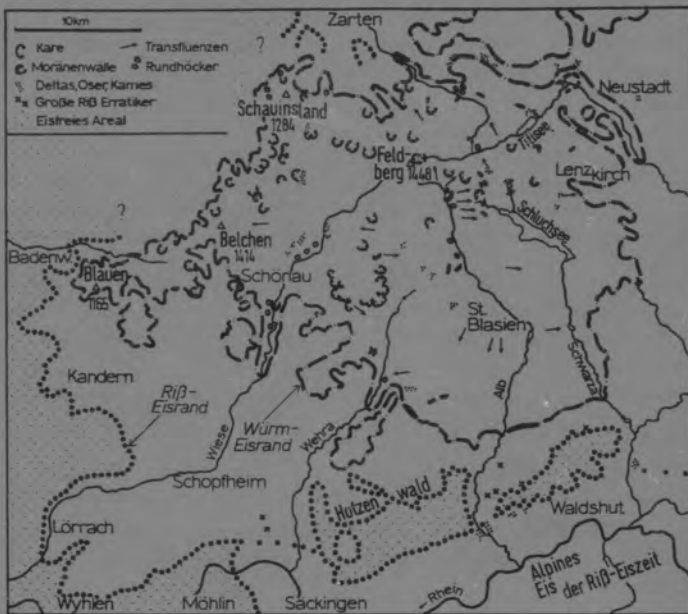


Abb.12. Die Ausdehnung der würm- und ribeiszeitlichen Vereisung im Hochschwarzwald. Die Karte gibt die Auffassung einer ausgedehnten ribeiszeitlichen Vereisung des Hochschwarzwaldes wieder. ... (Nach Hantke aus Geyer & Gwinner).



Gebr. Borntraeger · Berlin · Stuttgart

Auslieferung: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller)
Johannesstr. 3 A, D-70176 Stuttgart Tel. 0711/62 50 01 Fax 0711/62 50 05
<http://www.schweizerbart.de> E-mail: order@schweizerbart.de