

MICROPALAEONTOLOGÍA

REVISTA ESPAÑOLA DE

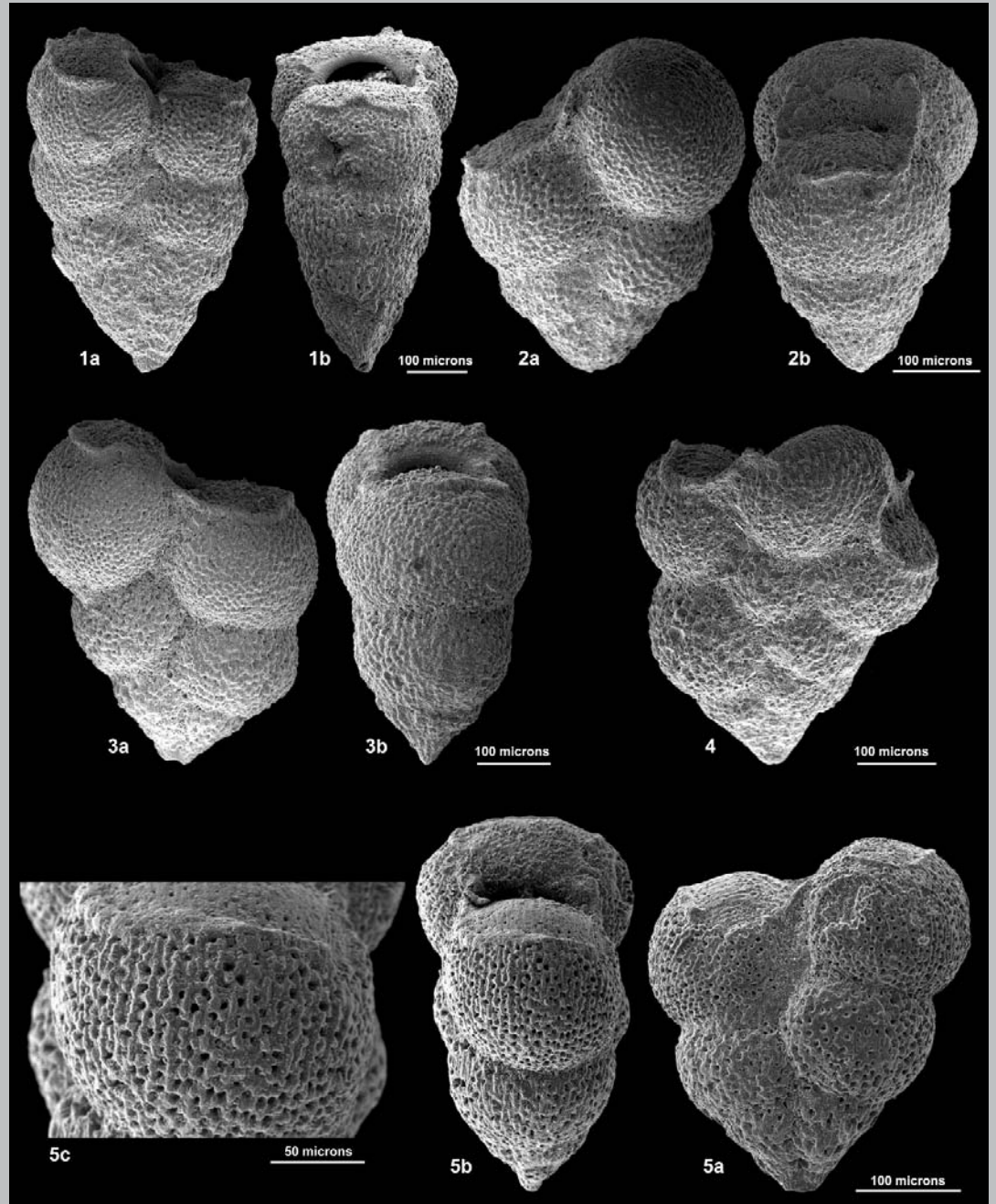
VOLUMEN 39

*

SEPTIEMBRE-DICIEMBRE 2007

*

NÚMERO 3



ISSN 0556-655X



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA



Instituto Geológico
y Minero de España

Taxonomic re-evaluation of the Late Cretaceous serial planktonic foraminifer *Gümbelina punctulata* Cushman, 1938 and related species

Marius Dan Georgescu

Geoscience, University of Calgary, 2500 University Drive N.W., Calgary, Alberta T2N 1N4, Canada.
dgeorge@ucalgary.ca

Resumen

Se propone un nuevo género, *Braunella*, para una línea de foraminíferos seriales planctónicos de edad Campaniense tardía-Maastrichtiense. El género incluye dos especies: *B. punctulata* (Cushman, 1938) y *B. brauni* nov. sp., que están caracterizadas principalmente por su test de ornamentación que está irregularmente reticulado. Aparentemente, este género evolucionó en el Campaniense tardío a partir de la especie costada *Heterohelix striata* (Ehrenberg, 1840), y se extinguió en el límite Cretácico/Terciario.

Palabras clave: Foraminíferos planctónicos, Cretácico Tardío, Taxonomía, Nuevo género, Nueva especie

Abstract

A new genus, *Braunella*, is proposed for a lineage of serial planktonic Foraminifera of late Campanian-Maastrichtian age. The genus includes two species, *B. punctulata* (Cushman, 1938) and *B. brauni* nov. sp., which are characterized mainly by their irregular reticulated test ornamentation. The genus seemingly evolved in the late Campanian from the costate species *Heterohelix striata* (Ehrenberg, 1840), and became extinct at the Cretaceous/Tertiary boundary.

Keywords: Planktonic Foraminifera, Late Cretaceous, Taxonomy, New genus, New species

1. INTRODUCTION

The taxonomy of the Cretaceous planktonic Foraminifera with serial chamber arrangement had been extensively based on the gross test architecture since the first classification of the group by Cushman (1927). This scheme was adopted subsequently by other taxonomists (Loeblich & Tappan, 1964; Pessagno, 1967; Brown, 1969; Martin, 1972; Masters, 1977; Loeblich & Tappan, 1987) and the practicing micropaleontologists in general. An important breakthrough in understanding was made by Nederbragt

(1991), when she proposed the genus *Laeviheterohelix* for heterohelicid species with smooth tests ornamented with pore mounds. This emphasis on ornamentation was not new in the taxonomy of the Cretaceous planktonic Foraminifera, for test ornamentation had been previously and successfully used to separate a number of genera in a group, such as the globular-chambered, heavily ornamented trochospiral *Rugoglobigerina*, *Plummerita*, and *Trinitella* according to Brönnimann (1952) and *Bucherina*, *Kuglerina*, and *Rugotruncana* according to Brönnimann & Brown (1956).

Detailed observations over a number of years convinced the author that the use of test ornamentation in the taxonomy of the serial planktonic Foraminifera of the late Albian-Maastrichtian interval can be extended to the Superfamily Heterohelicacea as a whole. Furthermore, ornamentation patterns and trends were found to be helpful in deciphering ancestor-descendant relationship at genus and species level.

Attention is focused on a newly recognized lineage of two species, one of them new, which initiated its evolution in the late Campanian (upper part of *Radotruncana calcarata* Biozone), and became extinct at the Cretaceous/Tertiary boundary. This lineage is furthermore formalized at generic level, using test ultrastructure and related details such as pore architecture and ornamentation as defining taxonomic criteria. *Braunella* nov. gen. includes *B. punctulata* (Cushman), 1938 and *B. brauni* nov. sp.

2. A HISTORY OF CONCEPTS IN CLASSIFICATION

Detailed SEM photographic examination of test ornamentation, ultrastructure and pore size and distribution patterns of serial planktonic Foraminifera (Family Heterohelicidae) of the late Campanian-Maastrichtian revealed that there are two species (one new) in which the tests are covered by a distinctive, irregularly pattern of reticulation. In the past, the lack of such detailed observations on the test ornamentation using SEM microscopy lead to uncertainty in interpreting test morphology especially when evaluating intraspecific variability of species. As a result, confusion about such species also impaired their biostratigraphic usefulness and impeded the identification of evolutionary lineages helpful in refining stratigraphic schemes and correlations.

The first species of the lineage was described by Cushman (1938) as *Gümbelina punctulata* from the Upper Campanian sediments of the southern United States (Texas), namely from the Upper Taylor Marl. The test ornamentation was described as "... wall in the early portion slightly costate or with fine perforations in vertical lines, in the adult thicker-walled with the surface rather coarsely punctate..." (Cushman, 1938, p. 13).

The species was re-assigned to the genus *Pseudogümbelina* by Brönnimann & Brown (1953), on basis of the argument that "Accessory apertures are not known to be present in the antepenultimate pair of chambers or in preceding chambers. They first appear in the penultimate pair of chambers as small arched openings. In the later stage each chamber exhibits two accessory apertures, one on each side at the junction of the two preceding chambers." (Brönnimann & Brown, 1953, p. 154). In addition, they gave a more detailed description of the test ornamentation: "The walls of the early chambers are marked by fine longitudinal striae, and later by intermittent costae. Still later, in the antepenultimate pair of chambers, the walls are covered by many small pits which produce a somewhat reticular pattern of irregular ridges." (ibid., p. 154).

Montanaro Gallitelli (1957) assigned *Gümbelina punctulata* Cushman, 1938 to *Heterohelix* and retained within the genus *Pseudoguembelina* only species "...with strong modification in the shape of the terminal basal part of the chambers and of the aperture, which give rise to peculiar accessory apertures occasionally found in other species and genera of the Heterohelicidae." (Montanaro Gallitelli, 1957, p. 140).

Pessagno (1967, p. 262) described the chamber surface of *Heterohelix punctulata* (Cushman), 1938 as "... coarsely punctate or cancellate...". When the holotype from the National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington, D.C. was refigured the first ESEM figures of this specimen showed no traces of the additional apertures apparent in Pessagno's drawings (Pessagno, 1967, pl. 86, figs 9-10). They confirm, by contrast, that the original figuration by Cushman (1938, pl. 2, fig. 16) was accurate, and therefore reflecting reality.

Observations carried out on samples from eight DSDP/ODP wells, combined with detailed examination of the type specimens and additional material from the Van Morkhoven Collection (National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington D.C.) revealed the existence of two species within this lineage. The lineage is formalized at generic level as *Braunella* gen. nov. The group started its history in the late Campanian (upper part of the *Radotruncana calcarata* Biozone) with the first evolutionary occurrence of *B. punctulata* (Cush-

man), the only species of the new genus within this biostratigraphic unit. Another *Braunella* nov. gen. species, namely *B. brauni* nov. gen., nov. sp. makes its first appearance in the succeeding *Globotruncanella havanensis* Biozone, this species presenting additional apertures in the proximity of the zigzag suture, and somehow irregular chamber growth in the adult stage. Both species became extinct at the Cretaceous/Tertiary boundary.

3. MATERIAL EXAMINED AND ITS PROVENANCE

The material analyzed for this study includes both type specimens and new specimens from eight DSDP/ODP sites. The holotype (USNM 307970) and paratypes (USNM 307971) of *Gümbelina punctulata* Cushman, 1938 are deposited in the Cushman Collection at the National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington D.C. (Fig. 1). Additional material came from eight DSDP/ODP sites and it is deposited in the Ocean Micropaleontology Collection and Van Morkhoven Collection at the same institution. The specimens investigated came from the upper Campanian-Maastrichtian sediments of the following DSDP/ODP sites: DSDP Leg 12, Site 111A (Orphan Basin, North Atlantic), DSDP Leg 43, Site 384 (Grand Banks, North Atlantic), DSDP Leg 39, Site 356 (Sao Paulo Plateau, South Atlantic), DSDP Leg 39, Site 357 (Rio Grande Rise, South Atlantic), DSDP Leg 62, Site 463 (Shatsky Rise, Central Pacific), and ODP Leg 171B, Sites 1049B, 1050C, and 1052E (Blake Nose Plateau, Central Atlantic). Van Morkhoven Collection includes in addition a number of well preserved specimens from the cores and ditch cuttings from upper Campanian-Maastrichtian sediments of the Gulf of Mexico. Due to rather poor documentation, no precise location can be given for the two wells, which yielded these excellently preserved specimens.

4. TAXONOMY

Suprageneric classification is after Loeblich & Tappan (1987). Species concept follows Georgescu & Huber (2007).

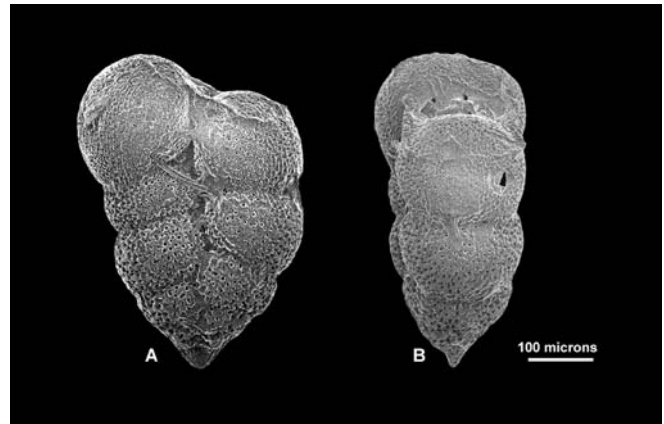


Figure 1. Holotype of *Braunella punctulata* (Cushman, 1938) (USNM 307970). Photographs from the Mesozoic Planktonic Foraminifera Working Group, B.T. Huber-editor (2006). The specimen was figured by Cushman (1938, pl. 2, fig. 16) from the Taylor Marl of the Mustang Creek Valley, Red River County, Texas, USA. It was refigured by Pessagno (1967, pl. 86, figs. 9-10). The paratypes of the species deposited in the Cushman Collection (USNM 307971) were also examined but not figured.

Order FORAMINIFERIDA Eichwald, 1830
Suborder GLOBIGERININA Delage & Hérouard, 1896
Superfamily HETEROHELICACEA Cushman, 1927
Family HETEROHELICIDAE Cushman, 1927
Subfamily HETEROHELICINAE Cushman, 1927
Genus *Braunella* nov. gen.
Type species: *Gümbelina punctulata* Cushman, 1938, p. 13, Pl. 2, Figs 15-16.

Diagnosis.— Test biserial, with subspherical chambers throughout. Chambers increase more or less regularly in size as added. Sutures distinct and depressed. Main aperture in the shape of a low- to medium-high arch, situated at the base of the last-formed chamber. Test ornamentation irregularly reticulate, at least in the earlier portion; chambers sometimes costate.

Description.— Test robust, biserial throughout. Chambers are subspherical, with the younger distinctly overlapping the previously formed ones. Chambers increase more or less regularly in size as added, resulting in highly variable shape of the test in lateral view. Chamber proliferation may occur occasionally in rare specimens. Sutures are distinct, depressed, and straight to slightly oblique to the axis of growth. Main aperture has the shape of a low to medium high arch, situated at the base of the last-formed chamber of the test. It is bordered by two lateral, imperforate

rate, rod-like rims, which are or are not attached to the penultimate chamber, and a wide imperforate band in the central part. Additional apertures can be developed along the zigzag suture if the rod-like rims are suspended. Test ornamentation is irregularly reticulate throughout. Costate ornamentation was observed on the last-formed chambers of some specimens. The test wall is calcareous, hyaline, finely perforate, the pores being situated in the spaces defined by the irregular reticulate network, or between the robust costae.

Remarks.— The distinct, irregular reticulation of the test separates *Braunella* nov. gen. of the coeval *Heterohelix* s.l. species, the latter having dominant costate ornamentation, and from *Pseudotextularia*, which has pronounced, coarse costae. Occasional chamber proliferation in *Braunella* nov. gen. is developed between two rows of diverging chambers, whereas, by contrast, in *Pseudotextularia-Racemiguembelina* lineage the chambers of the proliferating stage are added in two planes resulting in a cone-shaped test. *Pseudoguembelina* Brönnimann & Brown presents secondary apertures along the zigzag suture as a result of chamber prolongation. By contrast, the supplementary apertures in *Braunella* are the result of the development of the periapertural structures. The ornamentation is different in *Pseudoguembelina* and *Braunella*, the former being completely costate and the latter presenting irregular reticulate ornamentation.

Species included. —

Gümbelina punctulata Cushman, 1938, p. 13, Pl. 2, Figs. 15-16.

Braunella brauni nov. sp.

Etymology.— The genus named after Professor Willi K. Braun (University of Saskatchewan) in appreciation for his dedication to micropaleontological-biostratigraphical studies of the Paleozoic and Mesozoic microfaunas of Western and Arctic Canada.

Phylogenetic relationships.— *Braunella* nov. gen. apparently derives from costate *Heterohelix* species of the *H. striata* group (Fig. 2). This assumption is supported by (i) occasional presence of last-formed costate chambers in some specimens of the new genus, (ii) identical periapertural structures at *Heterohelix striata* and *Braunella punctulata* and (iii) occurrence of transitional test

ornamentation between the costate and presumed *H. striata* ancestor and the irregularly reticulate, *Braunella punctulata* descendant.

Stratigraphic range.— Late Campanian-Maastrichtian, from *Radotruncana calcarata* Biozone to and throughout *Pseudoguembelina hariaensis* Biozone.

Geographical distribution.— United States (Texas, Arkansas, southern California), Mexico, Caribbean (Puerto Rico, Cuba, Trinidad, Yucatan Shelf), Atlantic Ocean (Orphan Basin, Grand Banks, Blake Nose Plateau, Rio Grande Rise, Sao Paulo Plateau), Tethyan Realm (Israel), Pacific Ocean (Shatsky Rise), and Europe (Italy, Denmark).

Braunella punctulata (Cushman, 1938) emended
(Pl. 1, Figs. 1-5, Pl. 3, Figs. 1, 3-4)

1937 *Gümbelina* sp. Voorwijk, p. 194, Pl. 1, Figs. 11, 13 (Campanian-Maastrichtian, Habana, Cuba).

1938 *Gümbelina punctulata* Cushman, p. 13, Pl. 2, Figs. 15-16 (Upper Taylor Marl, Mustang Creek Valley, Red River County, Texas, United States).

1946 *Gümbelina punctulata* Cushman – Cushman, p. 108, Pl. 46, Figs. 13-14 (Taylor Marl, Annona Chalk, Wolfe City Sand, and Neylandville Marl, of the Red River, Delta, and Rockwall Counties, Texas, United States; refigured type material).

1958 *Pseudotextularia echevarriai* Seiglie, p. 59, Pl. 3, Figs. 2-6, Pl. 5, Fig. 4 (Campanian-Maastrichtian transition layers, Cuba).

1960 *Heterohelix punctulata* (Cushman). Pessagno, p. 358 (Maastrichtian, Puerto Rico).

1962 *Heterohelix punctulata* (Cushman). Pessagno, p. 358, Pl. 1, Fig. 11 (Maastrichtian, Puerto Rico).

1967 *Heterohelix punctulata* (Cushman). Pessagno, p. 262, Pl. 86, Figs. 9-10, only –refigured holotype (San Felipe Formation and Méndez Shale, Mexico; Lower Taylor Marl, Upper Taylor Marl, Neylandville Marl, Corsicana Marl of Texas, and Brownstown Marl of Arkansas, United States).

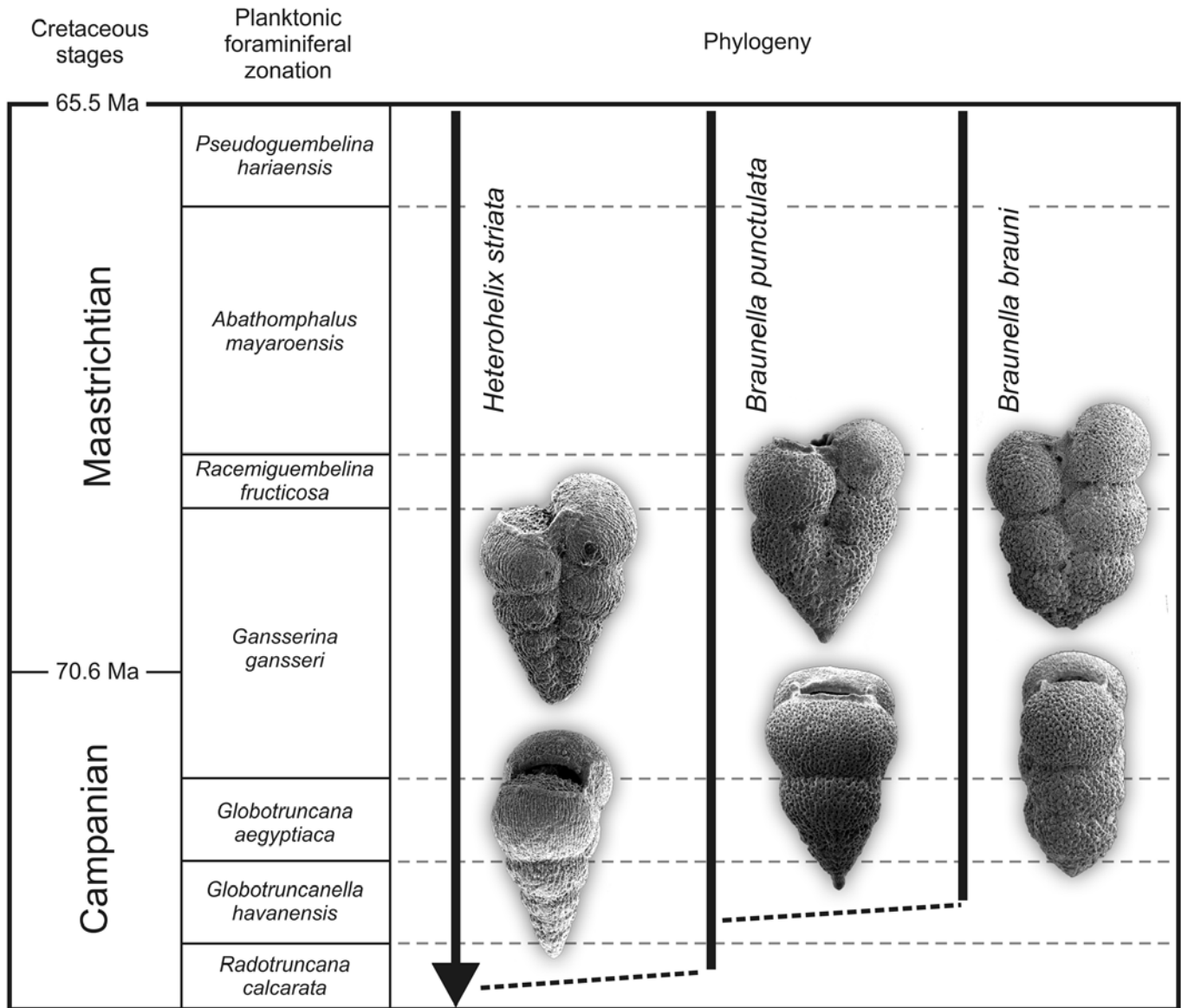


Figure 2. Suggested phylogenetic relationships between *Heterohelix striata* and *Braunella* nov.gen. Ages after Gradstein *et al.* (2004).

- 1968 *Heterohelix punctulata* (Cushman). Sliter, p. 96, Pl. 14, Fig. 7 (late Campanian-Maastrichtian, United States-southern California and Mexico-Baja California).
- 1968 *Heterohelix robusta* Stenestad, p. 68, Pl. 1, Figs. 12-14, Pl. 3, Figs. 1-3 (Campanian-early Maastrichtian, Denmark).
- 1991 *Heterohelix punctulata* (Cushman). Nederbragt, p. 346, Pl. 3, Fig. 6 (late Santonian-Maastrichtian, Tunisia-El Kef section, DSDP Leg 3, Site 21-Rio

Grande Rise, DSDP Leg 39, Site 356-Sao Paolo Plateau, DSDP Leg 39, Site 357-Rio Grande Rise, and late Santonian of DSDP Leg 10, Site 95-Yucatan Outer Platform).

- 1993 *Heterohelix punctulata* (Cushman). Almogi-Labin *et al.*, Fig. 8-1 (Campanian-Maastrichtian, central Israel).
- 1995 *Heterohelix punctulata* (Cushman). Premoli Silva & Sliter, Pl. 24, Fig. 5 (Late Campanian-Maastrichtian, Bottaccione section, northern Italy).

2003 *Heterohelix punctulata* (Cushman). Abramovich *et al.*, Pl. 2, Fig. 5 (Maastrichtian, southern Atlantic DSDP Site 525A, and equatorial Pacific, DSDP Sites 463 and 577A).

Material. – Over two hundred specimens.

Diagnosis.– Test biserial throughout, chamber proliferation occurring occasionally. Test ornamentation is irregularly reticulate, the last-formed chambers occasionally costate.

Emended description.– Test biserial throughout at most specimens, consisting of ten to seventeen chambers. Chamber proliferation may occur between the two rows of diverging chambers. Chambers are subspherical throughout, distinctly overlapping the previous ones these resulting in a slightly lobate test periphery in lateral view. They increase rapidly in size in the earlier part of the test but more slowly in the adult portion. Sutures are distinct, depressed, and straight to slightly oblique to the growth axis. Periphery broadly rounded, without peripheral structures such as rows of pustules, keels, etc. Aperture is situated at the base of the last formed chamber and is bordered by a wide, imperforate band. Test with irregularly reticulate ornamentation throughout; occasionally the last-formed chambers are longitudinally costate. Test wall is calcareous, hyaline, and finely perforate, pore diameter fluctuating between 1.3 and 2.4 microns. The size of the pores is dependent on the irregularly reticulate ornamentation and addition of successive layers of calcite during the ontogenetic growth.

Remarks.– The ESEM photographs of the holotype do not reveal that additional apertures along the zigzag suture as drawn by Pessagno (1967, pl. 86, figs. 9-10). To the contrary, it is the absence of additional apertures along the zigzag suture, together with the more regular increase in chamber size during the ontogeny that separates this species of *Braunella brauni* nov.gen., nov.sp. (Fig. 3).

Phylogenetic relationships.– See ‘Phylogenetic relationships’ section under *Braunella* nov. gen.

Stratigraphic range. –Late Campanian-Maastrichtian (from the *Radotruncana calcarata* Biozone throughout the upper part of the *Pseudoguembelina hariaensis* Biozone).

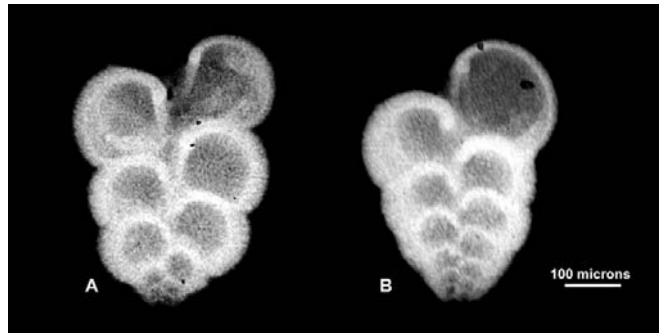


Figure 3. Two X-ray micrographs of the holotype of *Braunella brauni* nov. gen., nov. sp. (A) and a hypotype of *Braunella punctulata* (B) from the same sample, DSDP Site 463, sample 19-2, 75-76 cm. Notice the two rows of divergent chambers, which are more evident at the specimen of the former species and only in incipient stage at the latter.

Geographical distribution.– United States (Texas, Arkansas, southern California), Mexico, Caribbean (Puerto Rico, Trinidad, Yucatan Shelf), Atlantic Ocean (Orphan Basin, Grand Banks, Blake Nose Plateau, Rio Grande Rise, Sao Paulo Plateau), Tethyan Realm (Israel), Europe (Italy, Denmark), and equatorial Pacific (Shatsky Rise).

Braunella brauni nov. sp.

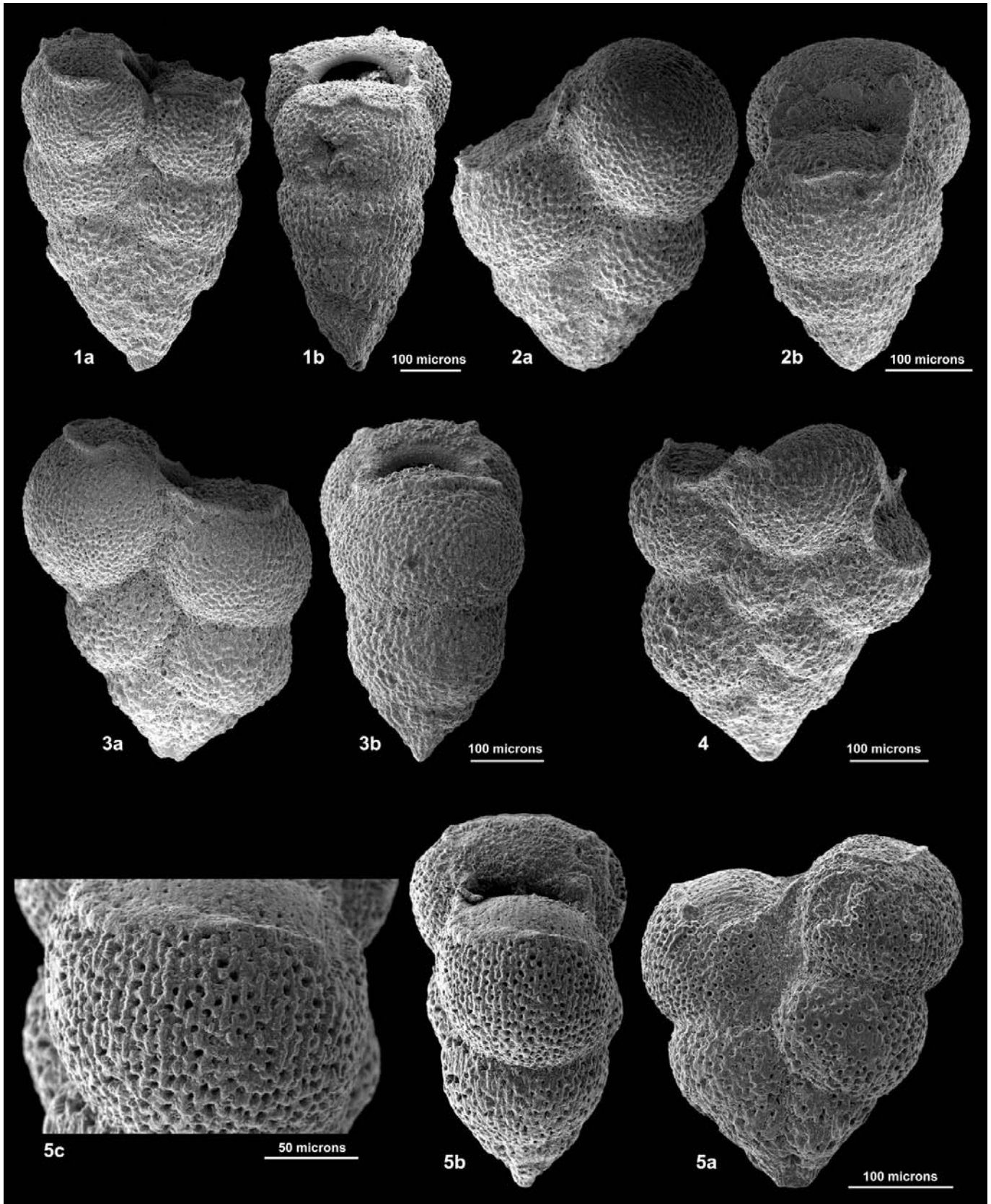
(Pl. 2, Figs. 1-6, Pl. 3, Fig. 2)

1938 *Gümbelina ultimumida* White. Cushman, p.13, Pl. 2, Fig. 18 only (Velasco Shale, Velasco, Mexico).

1946 *Gümbelina ultimumida* White. Cushman, p. 107, Pl. 46, Fig. 7 only (Méndez Shale, Mexico; Upper Cretaceous of Cuba).

1953 *Pseudogümbelina punctulata* (Cushman). Brönnimann & Brown, p. 154, Text-figs. 7-8 (Maastrichtian of Habana, Cuba).

Plate 1. Hypotypes of *Braunella punctulata* (Cushman, 1938). 1–3. Specimens from the late Campanian (*Globotruncana havanensis* Biozone) of the Yucatan Shelf, DSDP Site 152, sample 17-1, 65-79 cm; 4. Specimen with chamber proliferation from the early Maastrichtian (upper part of the *Gansserina gansseri* Biozone) of the Atlantic Ocean (Rio Grande Rise), DSDP Site 356, sample 32-2 60-74 cm; 5. Specimen from the late Campanian (*Radotruncana calcarata* Biozone) from a well drilled in the Gulf of Mexico for which no precise location can be given (Van Morkhoven Collection at the National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington, D.C.).



Holotype.— Deposited in the Cushman Collection (USNM 534379).

Holotype dimensions.— Length: L=0.493 mm; width: W=0.359 mm; thickness: T=0.228 mm; W/L=0.728; T/L=0.462; apical angle: A=108°; flaring angle in the adult stage: AA=6°.

Paratypes.— Deposited in the Cushman Collection, (USNM 534380).

Type location.— DSDP Leg 62, Site 463 (Shatsky Rise, equatorial Pacific). Geographical coordinates: 21° 21' N, 174° 40' E.

Type level.— Late Campanian (*Globotruncanella havanensis* Biozone), DSDP Leg 62, Site 463, sample 19-2, 75-76 cm, deposited in the Ocean Micropaleontology Collection at the National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington, D.C. The biostratigraphical zonation at the type locality is that of Boersma (1981).

Material.— Over one hundred specimens.

Dimensions.— Length: L=0.424-0.558 mm; width: W=0.327-0.484 mm; thickness: T=0.203-0.251 mm.

Etymology.— As for the genus.

Diagnosis.— Test biserial throughout. Aperture with two free, symmetrically developed, rod-like rims than border the aperture on the lateral sides, leaving additional apertures along the zigzag suture as new chambers are added. Test with irregularly reticulate ornamentation, rarely costate on the last-formed chambers.

Description.— Test biserial throughout, chamber proliferation not observed in any of the studied specimens. Chambers are subspherical throughout, those of the earlier part of the test increase rapidly in size. Kummerform last-formed chambers are common. The rate of chamber growth is lower in the adult stage. The two rows of biserially arranged chambers are slightly divergent in some specimens. Sutures are distinct, depressed, and perpendicular to slightly oblique to the growth axis of the test. Periphery is broadly rounded, without any peripheral structures. Main aperture is in the shape of a low to, more rarely, a medium high arch at the base of the last-formed

chambers. It is bordered in the central part by an imperforate band and two detached rod-like rims symmetrically arranged on the two sides of the test. The detached rims define additional apertures along the zigzag suture in the portion of the last-formed one to four chambers. Test ornamentation is irregularly reticulate, costate ornamentation being present on the last-formed one to two chambers of some specimens. Test wall is calcareous, hyaline, and finely perforate, pore diameter being in the range of 1.9-2.5 microns.

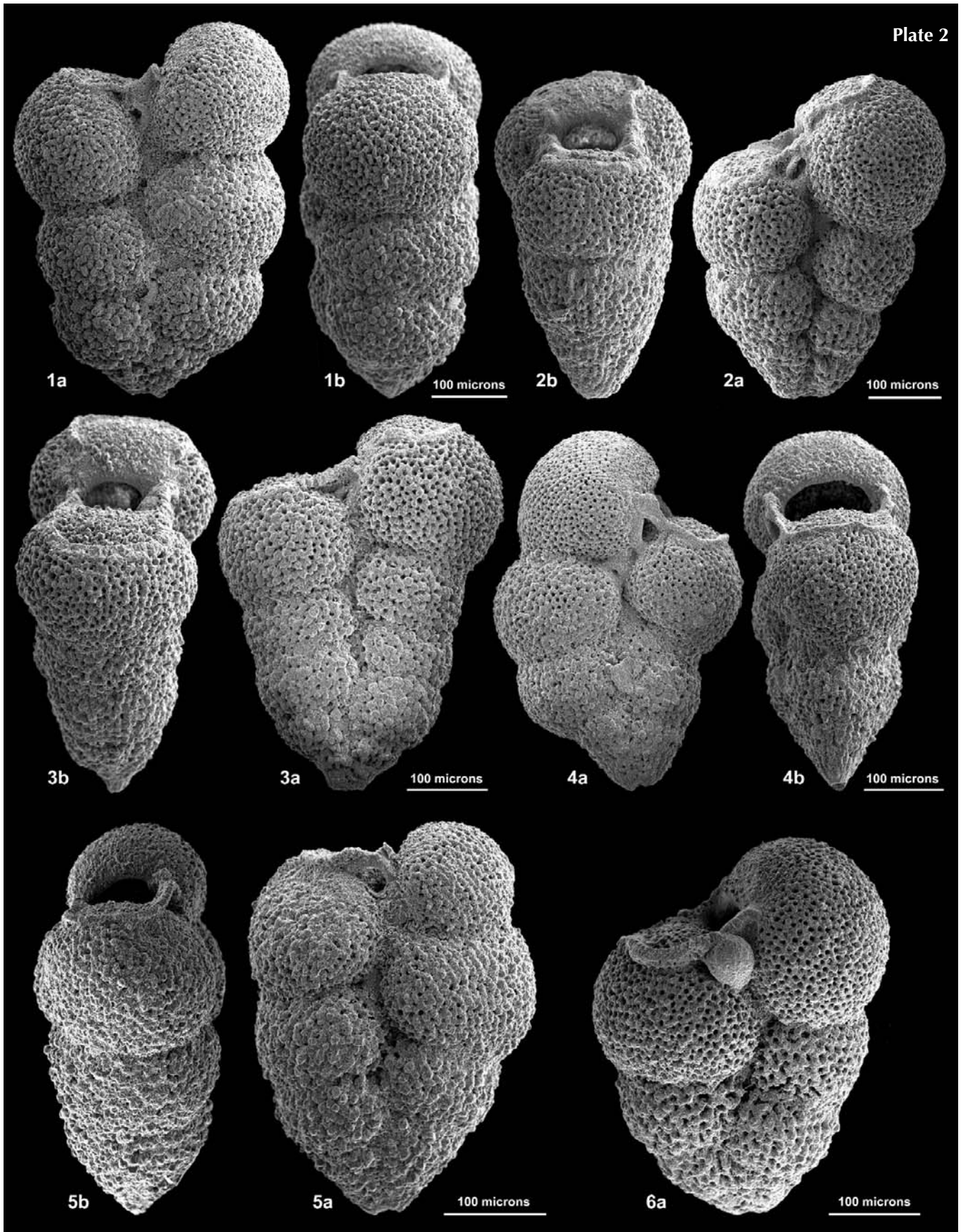
Remarks.— *Braunella brauni* nov. gen., nov. sp. differs from any other Cretaceous serial planktonic foraminiferal species by presenting the following combination of features: (i) distinct irregularly ornamented test surface, (ii) additional apertures along the zigzag suture, which are defined by the detached rod-like rims that border laterally the main aperture of the test (Fig. 4), and (iii) fluctuating rate of chamber size increase during the ontogenetic development.

Phylogenetic relationships.— This species most likely evolved from *Braunella punctulata* (Cushman) as a result of development of (i) rather irregular chamber growth in the adult stage, and (ii) free periapertural rod-like rims, which result in the presence of pseudo-apertural openings along the zigzag suture. The stratigraphic ranges of the two species furthermore support this interpretation, with *B. punctulata*'s first evolutionary occurrence being recorded from the late Campanian (*Radotruncana calcarata* Biozone), and that of the descendant species in the younger *Globotruncanella havanensis* Biozone.

Stratigraphic range.— Late Campanian-Maastrichtian (from the *Globotruncanella havanensis* Biozone throughout the upper part of the *Pseudoguembelina hariaensis* Biozone).

Geographical distribution.— Mexico, Caribbean (Puerto Rico, Cuba), Atlantic Ocean (Grand Banks), and Pacific Ocean (Shatsky Rise).

Plate 2. Type specimens of *Braunella brauni* nov. gen., nov. sp. 1. Holotype (USNM 534379). Specimen from the DSDP Site 463, sample 19-2, 75-76 cm (*Globotruncana havanensis* Biozone); 2-3. Paratypes (USNM 534380). Specimens from the DSDP Site 463, sample 19-2, 75-76 cm (*Globotruncana havanensis* Biozone); 4-5. Topotypes from the DSDP Site 463, sample 19-5, 75-76 cm (*Globotruncana havanensis* Biozone).



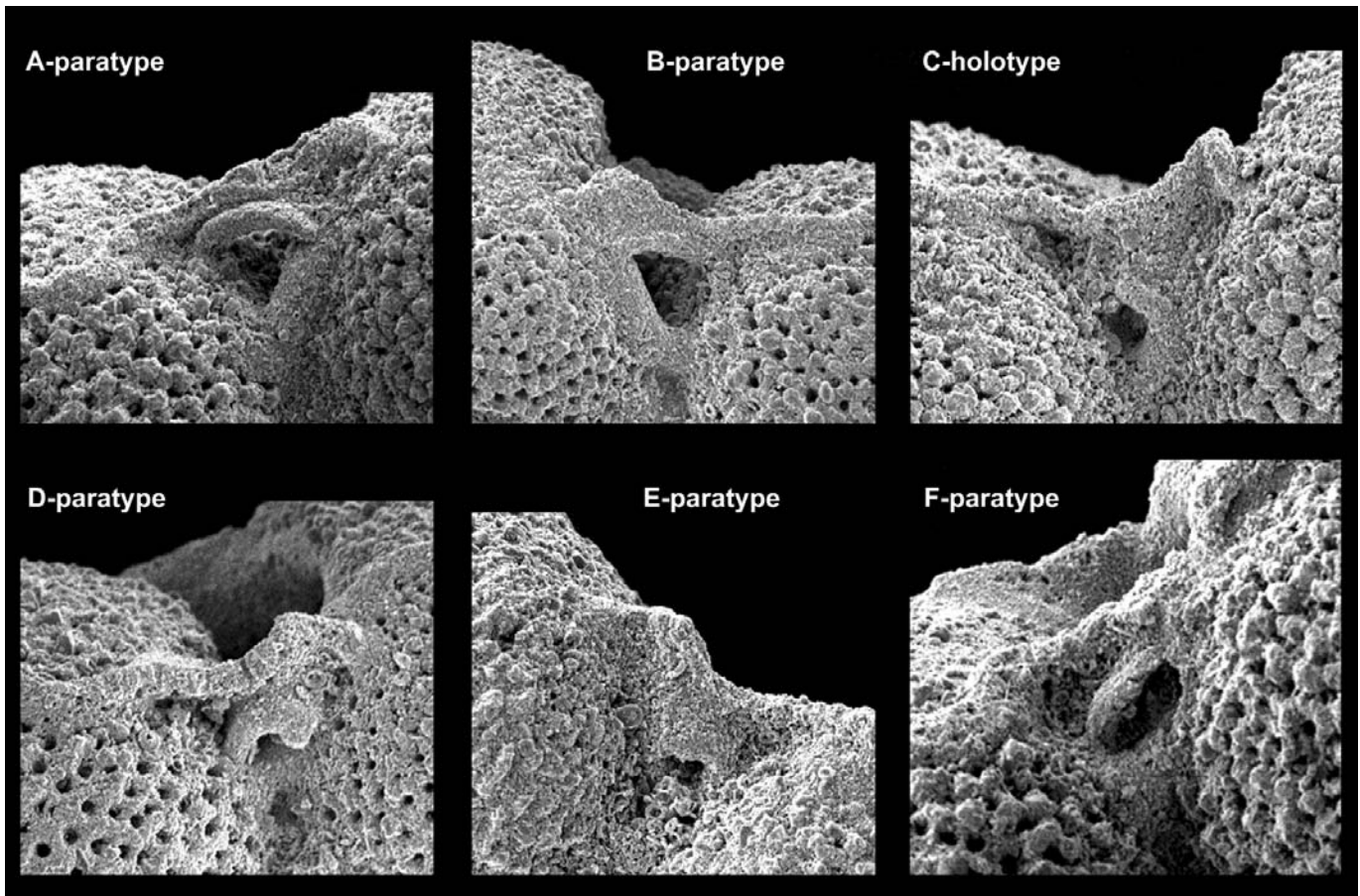


Figure 4. Morphological variability of the lateral periapertural structures of six type specimens of *Braunella brauni* nov. gen., nov. sp. (DSDP Site 463, sample 19-2, 75-76 cm). All the specimens are deposited at the National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington D.C. (USNM 534379-holotype, and USNM 534380-paratypes).

5. CONCLUSIONS

A new lineage of serial planktonic Foraminifera (Superfamily Heterohelicacea) of the late Campanian-Maastrichtian (Late Cretaceous) is formalized at genus level as *Braunella* nov. gen., with *B. punctulata* (Cushman, 1938) as type species. Two species are included in this new genus: *B. punctulata* (Cushman, 1938) and *B. brauni* nov. sp. The new genus is characterized by a distinctive pattern of irregularly reticulate test ornamentation, which contrasts with that of *Heterohelix*, which is mostly costate and without reticulate ornamentation.

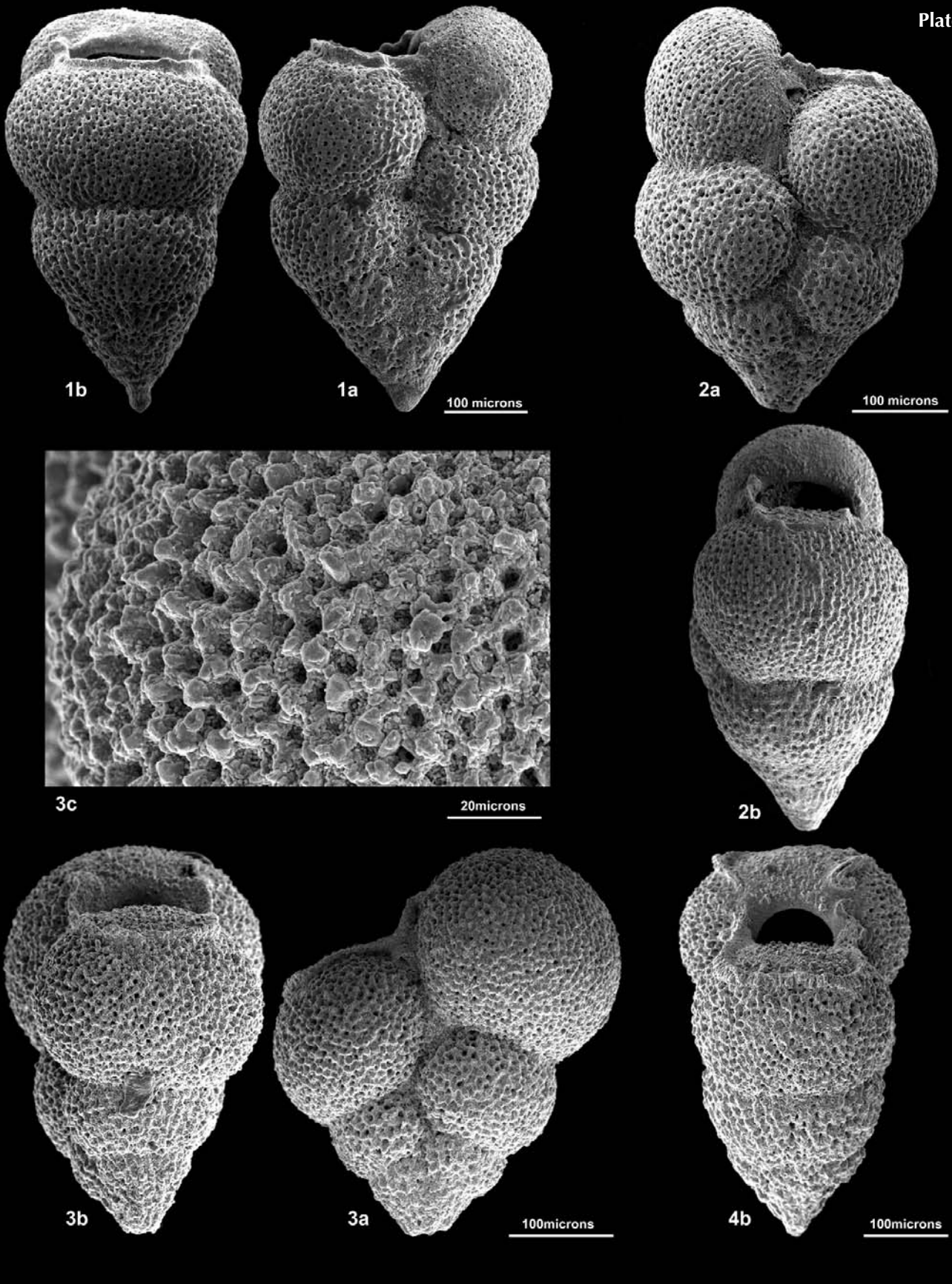
The first species of this lineage is *Braunella punctulata* (Cushman, 1938), which first occurs in the late Campanian (upper part of *Radotruncana calcarata* Biozone). The other species included, *B. brauni* nov. sp. starts in the

younger *Globotruncanella havanensis* Biozone (late Campanian). Both species became extinct at the Cretaceous/Tertiary boundary.

Most probably *Braunella* nov. gen. evolved from the globular-chambered, costate *Heterohelix striata* (Ehrenberg, 1840).

Plate 3. Hypotypes of *Braunella punctulata* (Cushman, 1938) (1-3) and *B. brauni* nov. gen., nov. sp. (4). 1. *Braunella punctulata* from DSDP Site 384, sample 15-1, 80-86 cm; 2. *B. brauni* from the *Globotruncana aegyptiaca* Biozone of a well for which no precise location can be given (Gulf of Mexico). Specimen from the Van Morkhoven Collection (National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington, D.C); 3-4. *B. punctulata* from DSDP Site 463, sample 17-1, 75-76 cm.

Plate 3



6. ACKNOWLEDGEMENTS

The help from Dr. Brian T. Huber during my stay at the National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington D.C. is gratefully acknowledged. The reviews by Dr. Malcolm B. Hart (University of Plymouth) and Maria Rosa Petrizzo (University of Milan) substantially improved the manuscript. Mr. S. Whittaker (NMNH, Washington, D.C.) is thanked for the enthusiastic work and guidance in the scanning electron microscopy operations.

7. REFERENCES

- Abramovich, S., Keller, G., Stüben, D. and Berner, Z. 2003. Characterization of late Campanian and Maastrichtian planktonic foraminiferal depth habitats and vital activities based on stable isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202, 1-29.
- Almogi-Labin, A., Bein, A. and E. Sass 1993. Late Cretaceous upwelling system along the southern Tethys margin (Israel); interrelationship between productivity, bottom water environments, and organic matter preservation. *Paleoceanography*, 8, 671-690.
- Boersma, A. 1981. Cretaceous and early Tertiary foraminifers from Deep Sea Drilling Project Leg 62 sites in the central Pacific. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project-volume 62* (Ed., L.N. Stout), United States Government Printing Office, Washington, D.C., 62, 377-396.
- Brönnimann, P. 1952. Globigerinidae of the Upper Cretaceous (Cenomanian-Maastrichtian) of Trinidad, B.W.I. *Bulletins of American Paleontology*, 34(140), 1-70.
- Brönnimann, P. and Brown, N.K.Jr. 1953. Observations on some planktonic Heterohellicidae from the Upper Cretaceous of Cuba. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 4, 150-156.
- Brönnimann, P. and Brown, N.K.Jr. 1956. Taxonomy of the Globotruncanidae. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 48, 503-561.
- Brown, N.K.Jr. 1969. Heterohellicidae Cushman, 1927, amended, a Cretaceous planktonic foraminiferal family. In: *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva 1967* (Eds., P. Brönnimann and H. H. Renz), Leiden, E.J. Brill, 2, 21-67.
- Cushman, J.A. 1927. New and interesting foraminifera from Mexico and Texas. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, 3, 111-119.
- Cushman, J.A. 1938. Cretaceous species of *Gümbelina* and related genera. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, 14, 2-28.
- Cushman, J.A. 1946. Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal region of the United States and adjacent areas. *United States Geological Survey Professional Paper*, 206, 1-160.
- Georgescu, M. D. and Huber, B. T. 2007. Taxonomic revision of the late Campanian-Maastrichtian (Late Cretaceous) planktonic foraminiferal genus *Rugotruncana* Brönnimann and Brown, 1956, and a new paleontological species concept for planktonic foraminifera. *Journal for Foraminiferal Research*, 37, 58-67.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Agterberg, F. P., Bleeker, W., Cooper, R. A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L. A., House, M. R., Lourens, L., Luterbacher, H. P., McArthur, J., Melchin, M. J., Robb, L. J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B. R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F. J., Hooker, J., Hoewath, R. J., Knoll, A. H., Laskar, J., Mon-echi, S., Plumb, K. A., Powell, J., Raffi, I., Röhl, U., Sadler, P., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Schackelton, N. J., Shields, G. A., Strauss, H., Van Dam, J., van Kolfschoten, T., and Wilson, D. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 589 pp.
- Loeblich, A.R.Jr. and Tappan, H. 1964. Sarcodina Chiefly "Thecamoebians" and Foraminifera. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology* (ed., R.C. Moore), The University of Kansas Press and The Geological Society of America, Boulder, Part C, 1-900.
- Loeblich, A.R.Jr. and Tappan, H. 1987. *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 pp.
- Martin, S.E. 1972. Reexamination of the Upper Cretaceous planktonic foraminiferal genera *Planoglobulina* Cushman and *Ventilabrella* Cushman. *Journal of Foraminiferal Research*, 2, 73-92.
- Masters, B.A. 1977. Mesozoic Planktonic Foraminifera. A world-wide review and analysis. In: *Oceanic Micropaleontology* (Ed., A.T.S. Ramsay), Academic Press, London-New York-San Francisco, 1, 301-731.
- Mesozoic Planktonic Foraminifera Working Group 2006. Mesozoic Planktonic Foraminiferal Taxonomic Dictionary (ed., B.T. Huber), www.chronos.org.
- Montanaro Gallitelli, E., 1957, A Revision of the Foraminiferal Family Heterohellicidae. In: *Studies in Foraminifera* (Ed., A.R.Jr. Loeblich), *United States National Museum Bulletin*, 215, 133-154.
- Nederbragt, A. 1991. Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohellicidae (planktonic foraminifera). *Micropaleontology*, 37, 329-372.
- Pessagno, E.A.Jr. 1960. Stratigraphy and micropaleontology of the Cretaceous and lower Tertiary of Puerto Rico. *Micropaleontology*, 6, 87-110.
- Pessagno, E.A.Jr. 1962. The Upper Cretaceous stratigraphy and micropaleontology of south-central Puerto Rico. *Micropaleontology*, 8, 349-368.
- Pessagno, E.A.Jr. 1967. Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the western Gulf Coastal Plain. *Palaeontographica Americana*, 5(37), 243-446.
- Premoli Silva, I. and Sliter, V.W. 1995. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Palaeontographia Italica*, 92, 1-89.
- Seiglie, G.A. 1958. Notas sobre algunas especies de Heterohellicidae del Cretácico superior de Cuba. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 9, 51-62.
- Sliter, W.V. 1968. Upper Cretaceous foraminifera from southern California and northwestern Baja California, Mexico. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, 69, 1-141.

Stenestad, E. 1968. Three new species of *Heterohelix* Ehrenberg from the Upper Senonian of Denmark. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, 18(1), 64-70.

Voorwijk, G.H. 1937. Foraminifera from the Upper Cretaceous of Habana, Cuba. *Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam*, 40, 189-198.

MANUSCRITO RECIBIDO: 12 de febrero, 2007

MANUSCRITO ACEPTADO: 29 de agosto, 2007

Early Cretaceous (Aptian–Albian) palynology of the Kabrit-1 borehole, onshore Northern Gulf of Suez, Egypt

Magdy S. Mahmoud¹, Hassan A. Soliman¹ and Amr S. Deaf²

¹Assiut University, Faculty of Science, Geology Department, Assiut, 71516, Egypt.
magdysm@yahoo.com

²National Oceanography Centre, University of Southampton, Waterfront Campus, European Way, Southampton, SO14 3ZH, UK.

Resumen

Se estudia una sucesión de palinofloras del Aptiense y Albiense procedentes de los materiales del Cretácico Inferior del sondeo Kabrit-1, norte del Golfo de Suez. La presencia de distintas especies de *Murospora* y granos de polen de *Afropollis operculatus* y *A. zonatus* es característica de una edad Aptiense. Por su parte, *Afropollis jardinus*, la espora *Crybelosporites pannuceus* y los granos de polen con elaterios *Elaterosporites klaszii* y *E. verrucatus* datan asociaciones del Albiense y del intervalo Albiense Superior–Cenomaniense inferior? Las especies *Reyrea polymorphus* y *Cicatricosisporites sinuosus* sólo aparecen conjuntamente en el Albiense. Las palinofloras estudiadas sugieren un medio marino poco profundo y un clima cálido y húmedo, como directamente se infiere a partir de la naturaleza y composición del contenido en palinomorfos, que está dominado numéricamente por esporas de pteridófitos y dinoflagelados marinos. La afluencia de palinomorfos y palinorrestos sugiere proximidad de los lugares de depósito a la fuente de vegetación. La distribución vertical de palinomorfos continentales versus marinos, no puede reflejar ciclos contemporáneos transgresivos/regresivos durante el depósito de las diferentes unidades de sedimentos. La palynoflora de Kabrit-1 comparte características generales con las de la provincia del Norte de Gondwana.

Palabras clave: Esporas-polen, Dinoflagelados, Bioestratigrafía, Paleoambientes, Egipto

Abstract

Aptian and Albian palynofloras were extracted from a Lower Cretaceous succession penetrated by the Kabrit-1 borehole, northern Gulf of Suez. Representatives of *Murospora* and pollen such as *Afropollis operculatus* and *A. zonatus* are diagnostic of the Aptian palynoflora. *Afropollis jardinus*, *Crybelosporites pannuceus* spores and elaterate pollens such as *Elaterosporites klaszii* and *E. verrucatus* date the overlying succession as Albian and Upper Albian–lower Cenomanian? *Reyrea polymorphus* and *Cicatricosisporites sinuosus* co-occur only in the Albian. The palynofloras are suggestive of shallow marine environment and warm humid palaeoclimate, as directly inferred from the nature and composition of the palynomorph content, which is dominated by pteridophytic spores, along with marine dinoflagellates. The occurrence of rich terrestrial influx of palynomorphs and palynodebris suggests proximity of the depositional sites to source vegetation. The vertical distribution of terrestrial versus marine palynomorphs cannot reflect contemporaneous regressive/transgressive cycles during deposition of the different rock units. The Kabrit-1 palynoflora share general features of the Northern Gondwana province.

Keywords: Spores-pollen, Dinoflagellates, Biostratigraphy, Palaeoenvironment, Egypt

1. INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTING

Much palynological work has been published on Cretaceous rocks of Egypt; most of the published articles described palynological assemblages from subsurface rocks at the Western Desert. This is in spite of very few palynological papers published on sections from the Eastern Desert in general and from the Gulf of Suez area in particular. In this work we present a palynological analysis of some Aptian-Albian subsurface rocks from the Kabrit-1 borehole, northern Gulf of Suez, aiming at better recognition of the characteristic Aptian-Albian palynofloral events in the local record.

In the studied borehole the following rock units were recognized by geologists of the original drilling company (Conoco, 1983):

1.1 Shaltut Formation (Ghorab *et al.*, 1971)

This rock unit is given several synonymous names by different operators such as Alam El Bueib Formation, Matruh Group, Aptian clastics, Alamein shale, Dawabis, Umbarka, Mamura and some other operational units A, B, C,

D1, D2, E, F1. The Shaltut Formation underlies the well-marked Alamein Formation. It is made up of shallow marine sandstone deposits, with continental influence toward the south, frequent shale interbeds in its lower part and occasional limestone beds in its upper part. The limestone beds become thicker and especially abundant in the northwest. The type locality is the interval 3927 to 4297 m of the Alam El Bueib-I well. This unit ranges in age from Barremian to Aptian, but in the investigated borehole it was given an Aptian age.

1.2 Alamein Formation (Ghorab *et al.*, 1971)

This seemingly shallow marine unit, of low to moderate energy environment, is widespread and well-known all over North Africa and composed of light brown hard microcrystalline dolomite. Locally, few thin shale interbeds occur. The type section is the interval between 2489 to 2573 m of the Alamein-I well. Its thickness ranges from 20 to 80 m over most of the area except in the north where maximum thicknesses are reported in Kanayis-I (97 m) and Alamein E-I (92 m) boreholes. This unit ranges in age from Aptian to Albian in the type area. It is given an Aptian age by the drilling company.

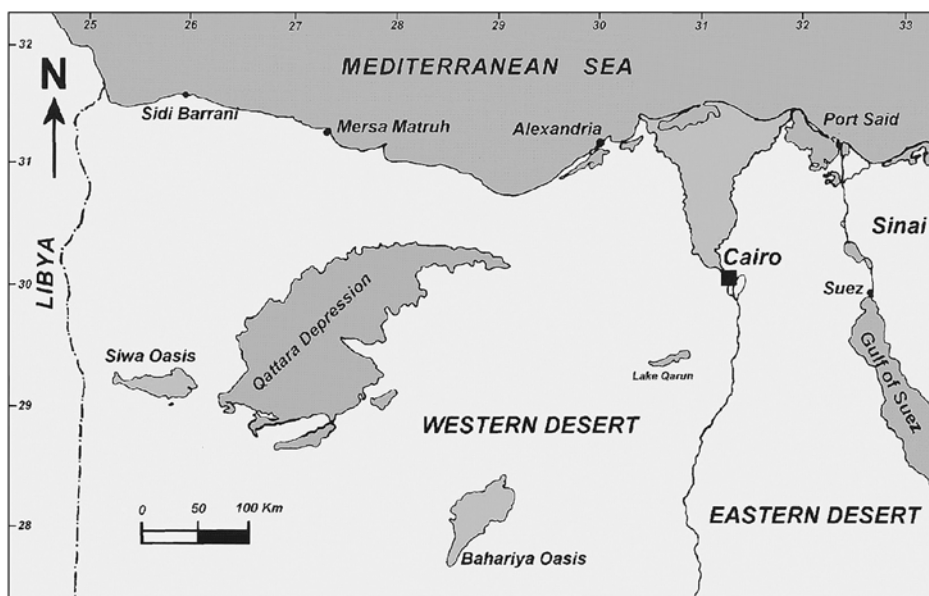


Figure 1. Geographic map of northern Egypt showing location of the Kabrit-1 boreholes.

1.3 Kharita Formation (Ghorab *et al.*, 1971)

The Kharita Formation is a marine unit composed of fine to coarse-grained sandstones with subordinate shale and carbonate interbeds. The type section is the interval between 2501 to 2890 m of the Kharita-I well. It ranges in age from Albian to Cenomanian. The Kharita Formation in the investigated borehole is given an Albian age.

1.4 Abu Roash Formation (Norton, 1967)

This predominantly carbonate succession, interbedded with shales and sandstones, is subdivided frequently into seven members, designated from bottom to top as: G, F, E, D, C, B and A. Although these operation names are famous none of them has been identified in the Kabrit-1 borehole. The type locality of this unit occurs in Abu Roash area to the north of Giza pyramids. The formation was believed to have been deposited in shallow (open) marine environment, except unit "G" that displays marginal (lagoonal) origin in the south. This unit reaches up to 1916 m in the WD-19-1 well in the Gindi basin. It ranges in age from Cenomanian to Turonian.

2. MATERIAL AND METHOD

18 cuttings samples were collected from the Kabrit 1-X well, which was drilled at Lat. 30° 12' 17" N and Long. 32° 29' 94" E, and penetrated the Lower Cretaceous succession at the Bitter Lake area (Fig. 1). Samples were prepared according to standard palynological techniques using HCl (47 %) and HF (58-62 %) to remove the carbonates and silicates, respectively. Samples were then sieved and the material greater than 10 μm was used in routine palynological analyses. Residues were not subjected to oxidation or thorough ultrasonic treatments. Palynomorphs were investigated using a Leica DM LB2 light microscope, equipped with a Leica DFC 280 digital camera. Samples and residues are stored in the Geological Museum, Geology Department, Assiut University.

3. TAXONOMIC REMARKS

For reference to taxa in this section see Jansonius and Hills (1976).

Genus *Murospora* Somers, 1952

Type species.- *Murospora kosankei* Somers 1952, p. 21, fig. 13 a.

1952. *Murospora* Somers, p. 20.

1958. *Westphalensisporites* Alpern, p. 78.

1964. *Asbeckiasporites* Von Der Brèlie, p. 141-142, pl. 8, figs. 7, 8; pl. 9, figs. 1-6.

1974. *Murosporoides* Voronova, p. 65.

Remarks.- *Murospora* spores are frequently misidentified in local records from Egypt as *Matonisporites*; the latter spores are not as large as *Murospora*. *Murospora* specimens in our material range in diameter between 70 to more than 120 microns and are patinate (mostly convex to slightly concave in outlines).

Murospora sp. 1

(Pl. 1, Figs. 1, 3, 5; Pl. 3, Figs. 1, 2, 3, 6, 9)

Remarks.- These grains are closely comparable with *Murospora florida*. They include varieties having triangular outlines with straight, slightly concave to slightly convex sides. El-Beialy (1995, pl. 84, fig. 13) identified *Dictyophyllidites equixinus*, a specimen possesses relatively thick patinate? exine and seems to be very similar to *Murospora* sp. 1. He recorded *Murospora* sp., p. 665, fig. 2a, associating *D. equixinus* at same horizons, at depths 7907 ft and 7892 ft, from the Aptian Alam El-Bueib Member, Razzak-1 borehole, but did not give photomicrographs.

Murospora sp. 2 (cf. *Murospora florida*)

(Pl. 2, Fig. 1; Pl. 3, Figs. 4-5, 7-8)

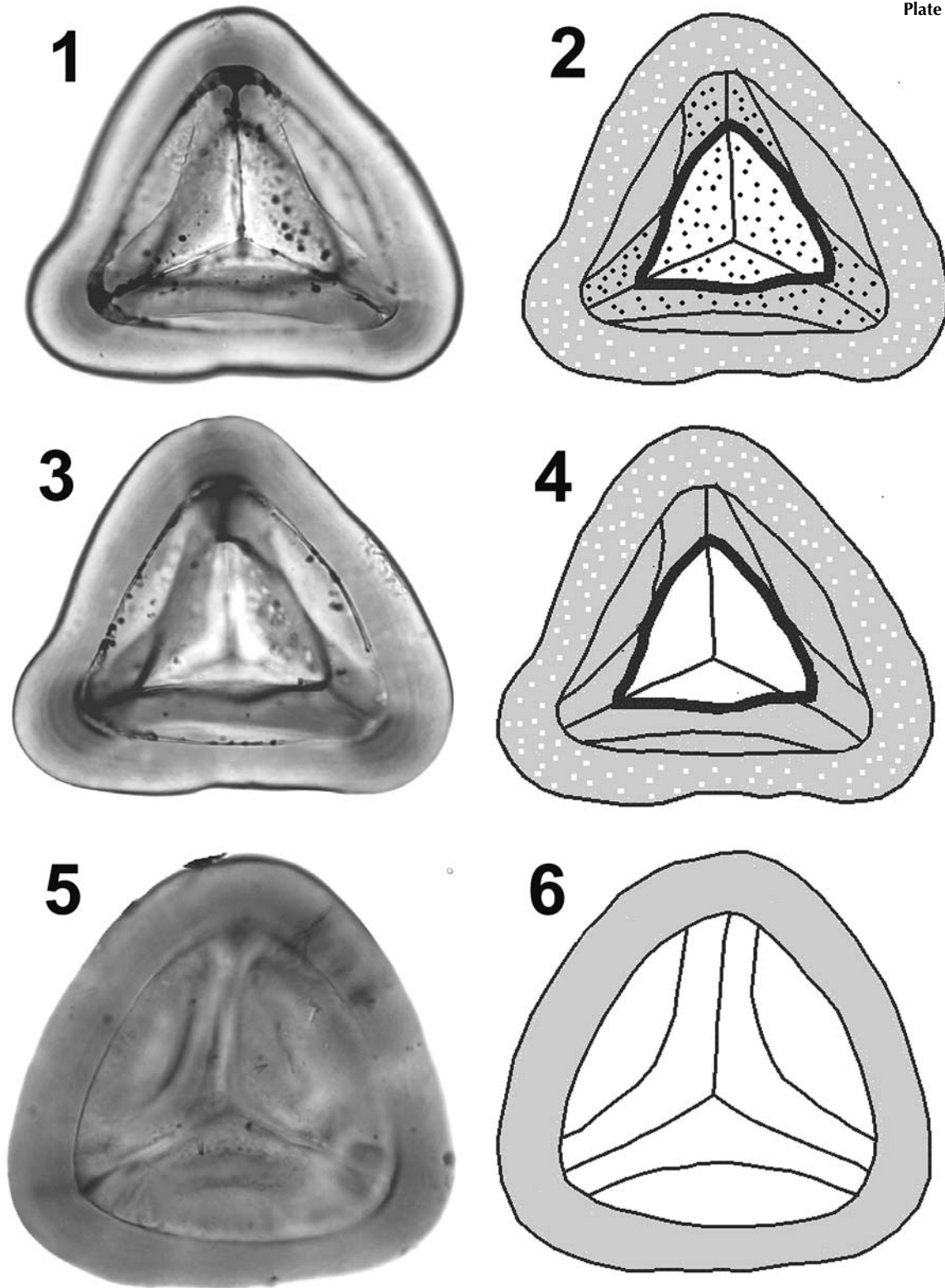


Plate 1. 1, 3. *Murospora* sp.1 (cf. *M. florida*), sample 4B, depth 5800 ft, 56.5/97.7, diameter 100 μ m (1. proximal view, 3. distal view); 2, 4. Diagrammatic illustration of 1 and 3, showing details of spore. Shaded areas indicate equatorial/distal patinate structure; white-dotted area shows spore exine; black-dotted area shows proximal margo; bold-black closed line shows outlines of envelope at the distal side of the spore; 5. *Murospora* sp.1 (= *Dityophyllidites equiexinus* (Couper) Dettmann 1963 sensu El-Beialy 1995, p. 671, pl. 84, fig. 13), sample 1B, depth 6100 ft, 39/95, diameter 93 μ m; 6. Diagrammatic illustration of 5, shaded area shows spore exine. Distal outlines of the patinate structure can not be seen as in 2, 4 because patina covers the whole equatorial-distal area of the spore body.

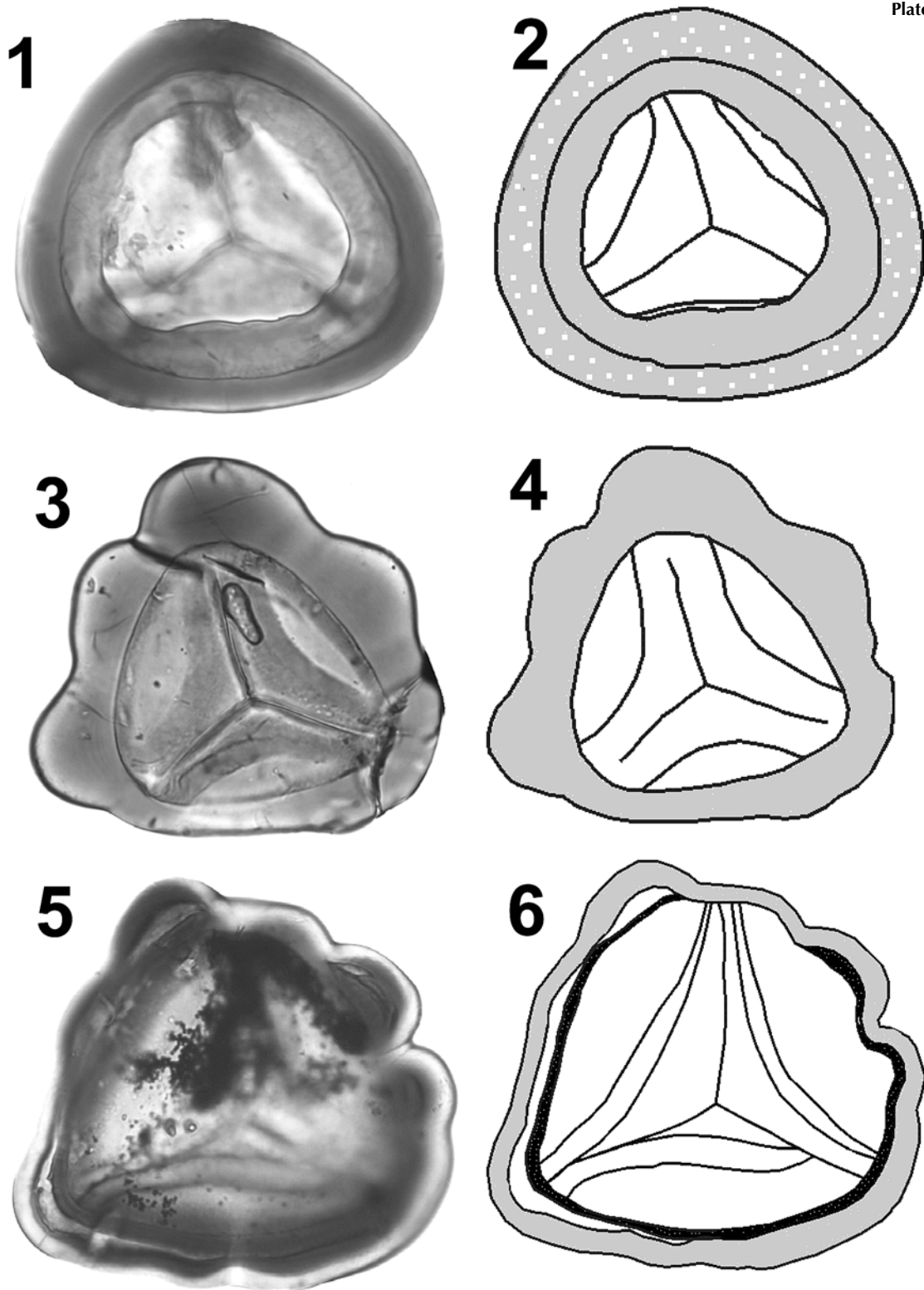


Plate 2. 1. *Murospora* sp.; 2 (cf. *M. florida*), sample 4B, depth 5800 ft; 39/94; diameter 100 μ m; 2. Diagrammatic illustration of 1. Shaded area shows patinate structure. White dotted areas show the exine; 3, 5. *Murospora* sp.; 3. Sample 4B; depth 5800 ft; 14/105.4; diameter 98 μ m; 5. Sample 4B; depth 5800 ft; 45/106; diameter 100 μ m; 4. Diagrammatic illustration of 3. Shaded area shows spore exine (interpretation of patinate structure as in plate 1, figs. 5, 6); 6. Diagrammatic illustration of 5. Note that the envelope (i.e. patinate structure) is not tightly connected with the exine. Patina does not cover the whole distal area, outline not clear.

Remarks.- Rounded triangular to semicircular contours and well-developed convex sides differentiate *Murospora* sp. 2 from *Murospora* sp. 1. They are also comparable with *Murospora florida* and with some species of *Patellasporites* Groot and Groot, 1962.

Murospora sp. 3

(Pl. 2, Figs. 3, 5; Pl. 3, Figs. 11, 15–16)

Remarks.- These grains are different from *Murospora* sp. 1 and *Murospora* sp. 2 in having relatively thicker patinated structure and irregular outlines.

4. PALYNOLOGICAL AGE OF THE INVESTIGATED INTERVAL

Age assignment of the studied strata penetrated by the boreholes is based on diagnostic palynomorph taxa and their correlation with contemporaneous assemblages. Highest appearance data (HAD) of the index palynomorphs are integrated with lowest appearance data (LAD) of others to support interpretations. A summary of the biostratigraphic results is given in Figure 2 and Table 1.

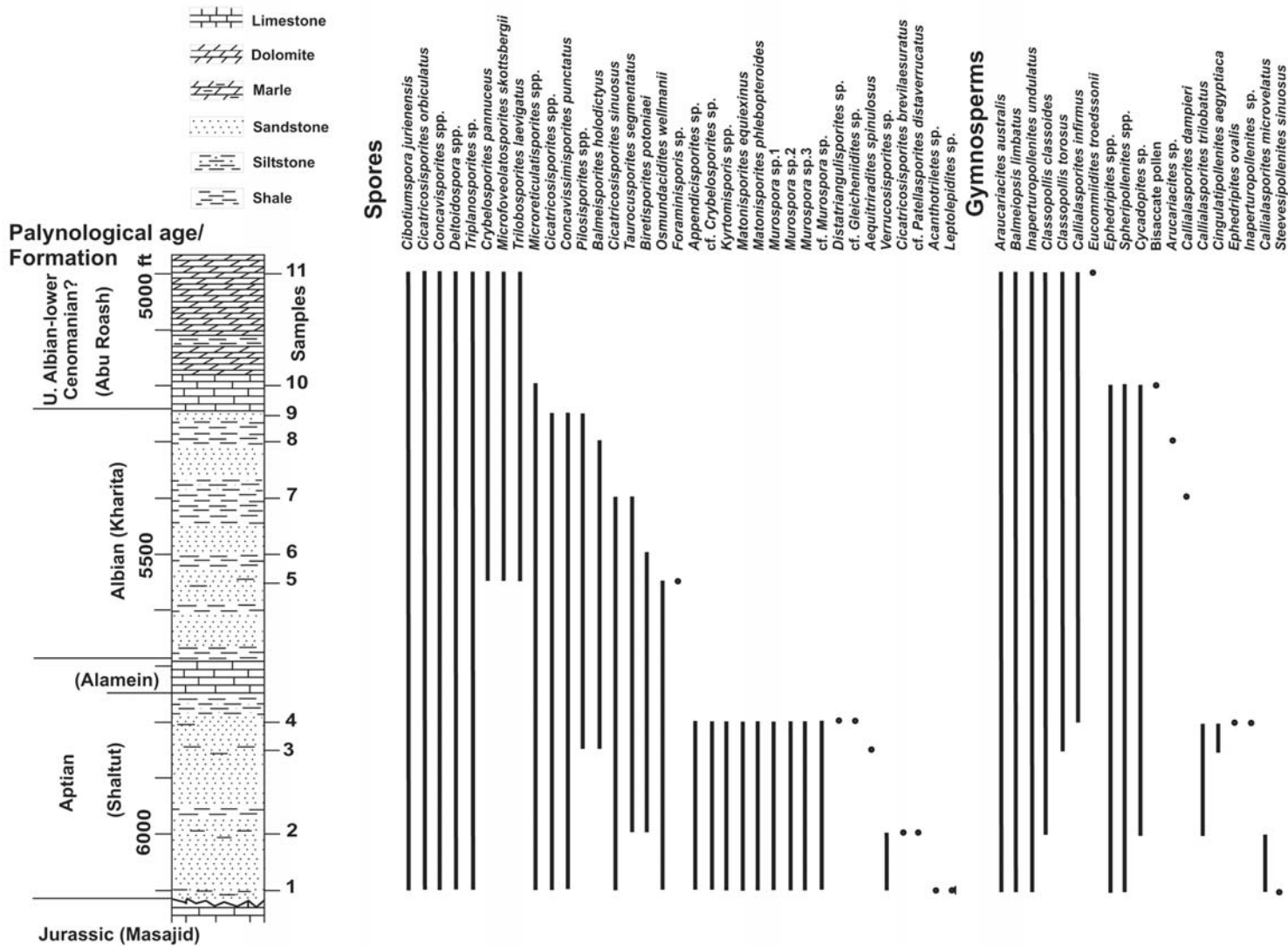


Figure 2. Lithologic column and palynomorph ranges arranged by highest appearance of the Kabrit-1 borehole.

Sample No.	Depth (feet)	Important palynomorphs	Interpreted age
10, 11	5200-5000	<i>Elaterosporites klaszii</i> - <i>E. verrucatus</i> - <i>Afropollis jadinus</i> - <i>Retimonocolpites variplicatus</i> – <i>Florentinia laciniata</i> - <i>F. resex</i> .	U. Albian-lower Cenomanian?
5 to 9	5550-5250	<i>Afropollis jadinus</i> - <i>Elaterosporites klaszii</i> - <i>Retimonocolpites variplicatus</i> - <i>Reyrea polymorphus</i>	Albian
1 to 4	6100-5800	<i>Afropollis operculatus</i> - <i>A. zonatus</i> - <i>Balmesporites holodictyus</i> - <i>Reyrea polymorphus</i> - <i>Murospora</i> - <i>Palaeoperidinium cretaceum</i>	Albian

Table 1. Summary of important palynostratigraphic results in the Kabrit-1 borehole.

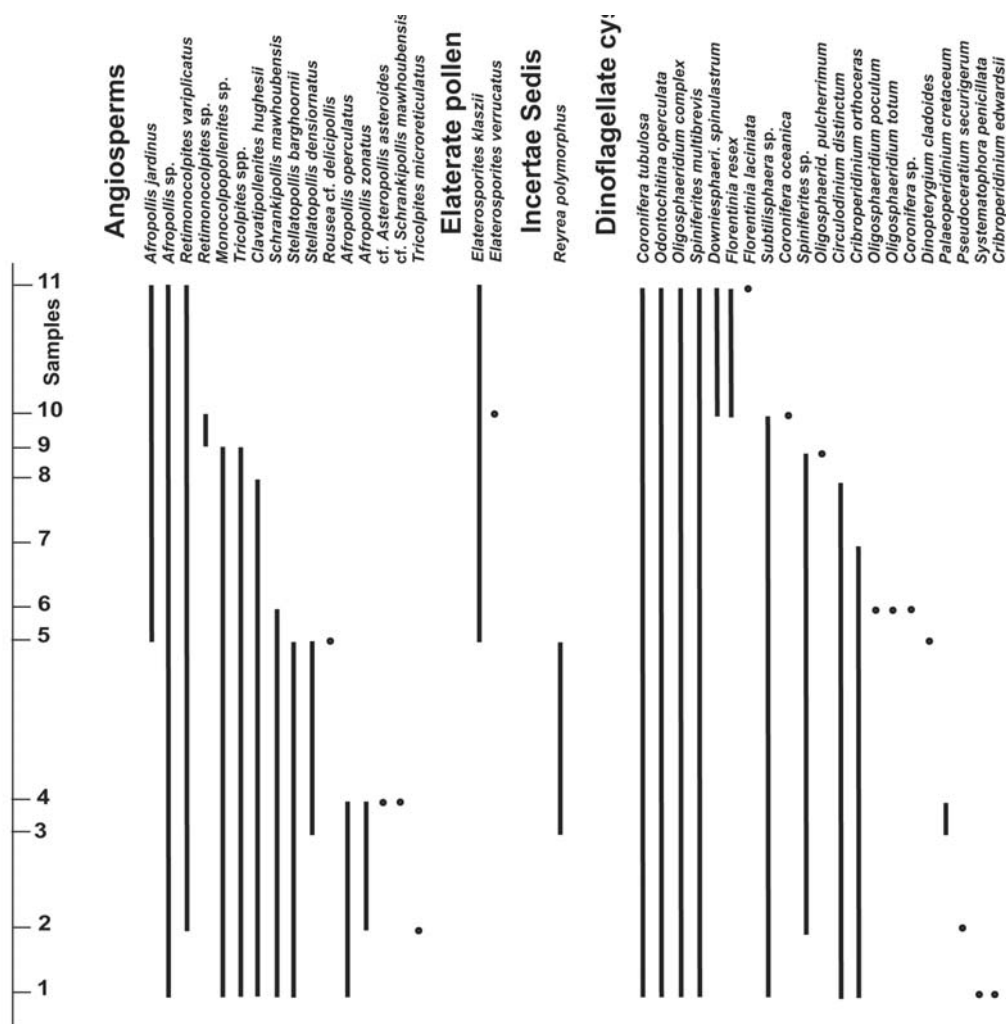


Figure 2. (continued) Lithologic column and palynomorph ranges arranged by highest appearance of the Kabrit-1 borehole.

4.1 Aptian (Shaltut Formation)

HAD of *Afropollis operculatus* and *A. zonatus* delineate the top of an interpreted Aptian interval in the borehole. *Murospora* and *Balmeisporites holodictyus* spores, *Reyrea polymorphus* and *Palaeoperidinium cretaceum* dinoflagellate are significant Aptian/Albian elements in the regional palynofloras of Egypt (Omran *et al.*, 1990; Mahmoud and Moawad, 1999, 2002).

4.2 Albian (Kharita Formation)

The base of this interval is drawn above the HAD of *Afropollis operculatus* and *A. zonatus*, which is consistent with the LAD of *Afropollis jardinus*. *Elaterosporites klaszii* is an important palynomorph, of possible gnetalean affinity (Dino *et al.*, 1999), which enters the palynological records in Africa and South America during Albian (Herngreen *et al.*, 1996). Other palynomorphs such as *Reyrea polymorphus* and *Cicatricosisporites sinuosus* terminate here and support an age not younger than Albian (Omran *et al.*, 1990).

4.3 Upper Albian-lower Cenomanian? (Abu Roash Formation)

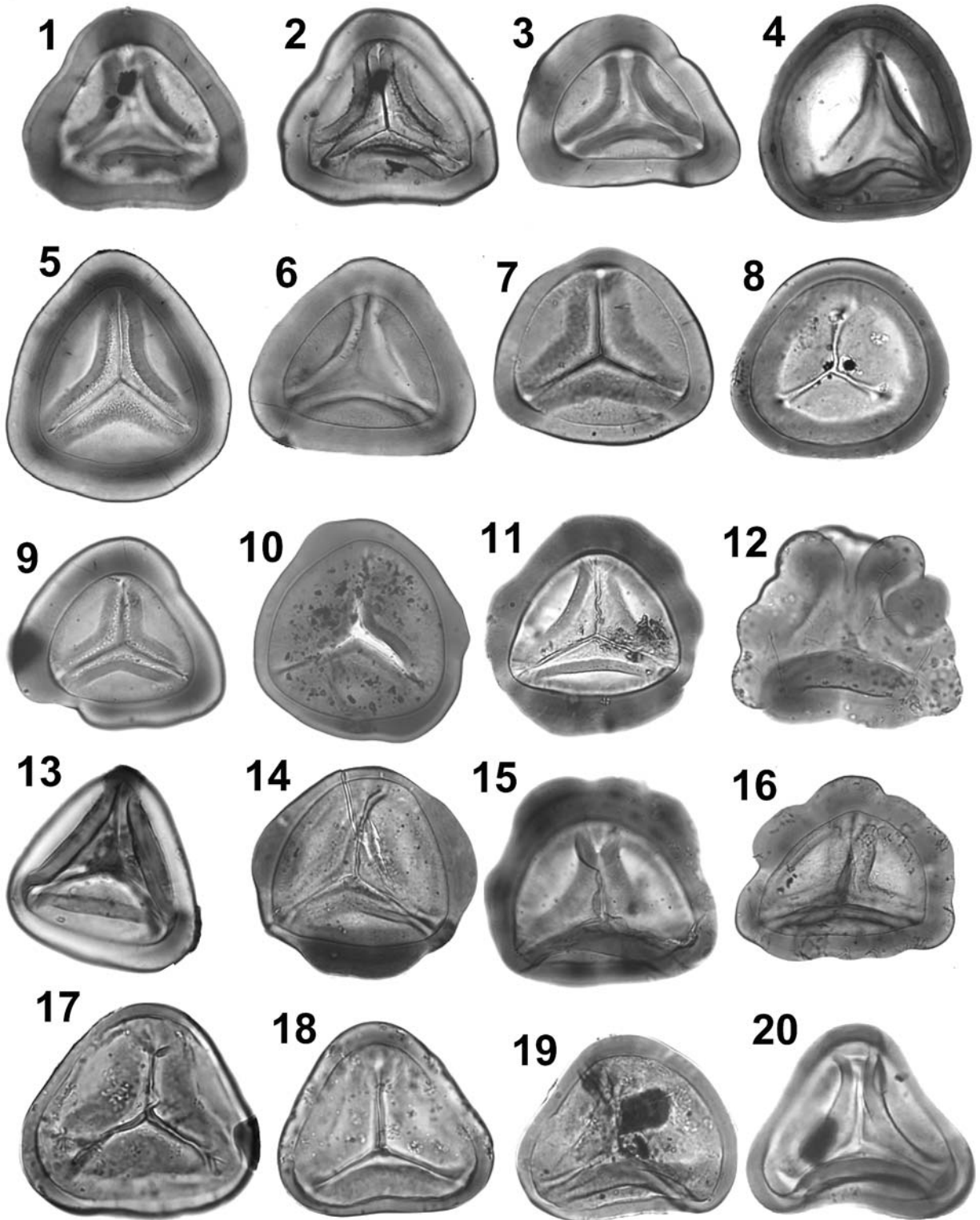
In middle to late Albian sections of West Africa such as Senegal, Ivory Coast and Gabon *Elaterosporites verrucatus* appears in a stratigraphic position above *Elaterosporites klaszii* (Jardiné, 1967; Herngreen and Dueñas-Jiménez, 1990). Schrank and Ibrahim (1995) defined their upper Albian-lower Cenomanian? interval on the basis of the lowest occurrence level of *E. verrucatus*. Few miospore species, which are known to range in the Cenomanian such as *Afropollis jardinus*, *Retimonocolpites variplicatus* and *Microfoveolatosporites skottsbergii* occur in this interval. This biostratigraphic interpretation is supported by the presence of the dinoflagellates such as *Florentinia resex*, *Florentinia laciniata* and *Coronifera oceanica*, which are known to range from late Albian to early Cenomanian in North Africa (Below, 1984; Uwins and Batten, 1988; Schrank and Mahmoud, 1998).

5. PALAEOENVIRONMENT

5.1 Shaltut Formation (interval samples 1-4)

Dominating terrestrial organic matter of wood, tracheids and cuticles and abundant moderately diversified miospore association occur in samples 1 to 4 (Fig. 3). Dinoflagellates are found but in lower diversity. The miospore assemblage is dominated by pteridophytic spores such as *Deltoidospora* and *Triplanosporites* and other schizaeaceae like *Cicatricosisporites*, which probably reflect local pteridophytic vegetation, growing on wet biotopes (Schrank & Mahmoud, 1998) under warm subtropical conditions (Kedves, 1986). Few open marine skolochorate dinoflagellates (*Oligosphaeridium*, *Florentinia* and *Spiniferites*) occur in association with rare *Circulodinium*, *Subtilisphaera* and *Systematophora*, which are normally associated with marginal marine (brackish to coastal) conditions (Davey, 1970; Piasecki, 1984; Harding, 1986; Neo-Nygaard *et al.*, 1987). The scarcity of microfaminiferal linings in this interval suggest shallow marine (inner shelf) conditions, as high concentrations of these chitinous inner linings are recorded in shallow waters (less than 7 meters deep), or waters of raised salinity (Stancliffe, 1989) or in deltaic deposits (Al-Ameri and Batten, 1997).

Plate 3. 1–3, 6, 9. *Murospora* sp.1 (cf. *M. florida*): 1–2. Slide sample 2A, depth 6000 ft, 20.5/113, diameter 75 µm (1-distal view, 2-proximal view), 3. Sample 4B, depth 5800 ft, 47.5/107.9, diameter 108 µm, 6. Sample 4B, depth 5800 ft, 56.5/97.8, diameter 100 µm, 9. Sample 4B, depth 5800 ft, 37/99.5, diameter 113 µm; 4–5, 7–8. *Murospora* sp.2 (cf. *M. florida*): 4. Sample 4A, depth 5800 ft, 49/113, diameter 113 µm, 5. Sample 4B, depth 5800 ft, 54/111.2, diameter 123 µm, 7. Sample 2B, depth 6000 ft, 39.6/101.5, diameter 73 µm, 8. Sample 4B, depth 5800 ft, 56.8/95.2, diameter 70 µm; 10, 14. cf. *Murospora* sp.: 10. Sample 4A, depth 5800 ft, 14/96.4, diameter 75 µm, 14. Sample 1A, depth 6100 ft, 14/97.3, diameter 70 µm; 11, 15–16. *Murospora* sp.3 (cf. *M. altita* (Hacquebard and Barss) Braman and Hills 1977, p. 615, pl. VI, figs. 12, 13, 14): 11. Sample 1B, depth 6100 ft, 16/108.8, diameter 95 µm, 15. Sample 4B, depth 5800 ft, 48.2/113.9, diameter 120 µm, 16. Sample 4B, depth 5800 ft, 21.8/91.9, diameter 122 µm; 12. cf. *Patellasporites distaverrucatus*, sample 2B, depth 6000 ft, 58.5/105.1, diameter 98 µm; 13. *Kyrtomisporis* sp., sample 4B, depth 5800 ft, 20.6/111.5, diameter 55 µm; 17–20. *Matonisporites equiexinus*: 17. Sample 4B, depth 5800 ft, 22.2/105.1, diameter 63 µm, 18. Sample 4B, depth 5800 ft, 59.2/99.9, diameter 60 µm, 19. Sample 4A, depth 5800 ft, 45.5/114.5, diameter 68 µm, 20. Sample 4A, depth 5800 ft, 54.5/114.5, diameter 68 µm.



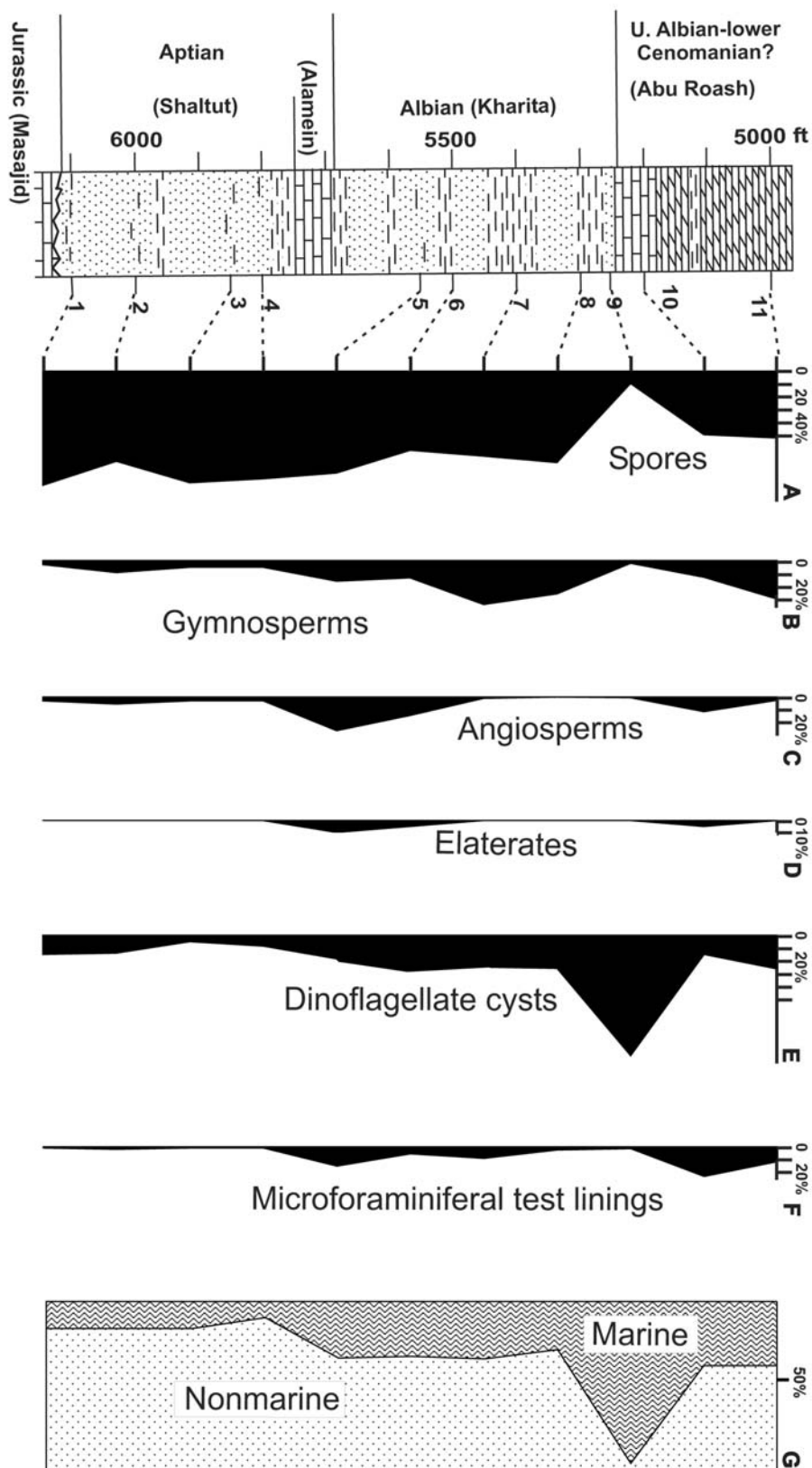
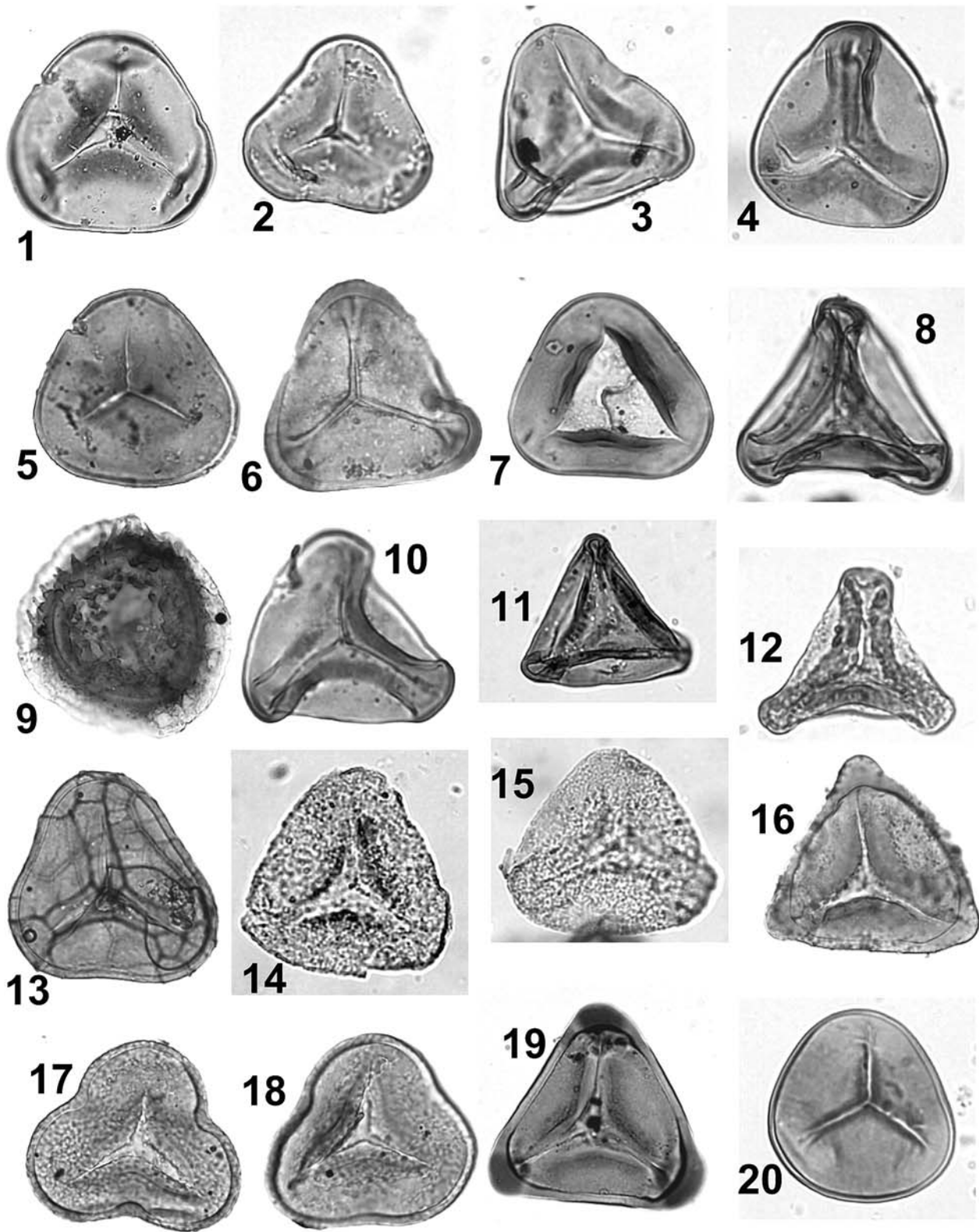


Figure 3. Percentage frequency diagram of the palynomorph content of the Kabrit-1 borehole.

Plate 4. 1–5, 7, 10, 20. *Deltoidospora* spp.: 1. Sample 5B, depth 5550 ft, 17/97.2, diameter 63 μm , 2. Sample 8B, depth 5300 ft, 35.5/114.6, diameter 35 μm , 3. Sample 4B, depth 5800 ft, 39/113.6, diameter 45 μm , 4. Sample 2B, depth 6000 ft, 28/103.6, diameter 53 μm , 5. Sample 11B, depth 5000 ft, 21/111.1, diameter 48 μm , 7. Sample 11A, depth 5000 ft, 26/109, diameter 58 μm , 10. Sample 1B, depth 6100 ft, 25.7/101, diameter 33 μm , 20. Sample 5A, depth 5550 ft, 58.6/107.5, diameter 35 μm ; 6. *Matonisporites* sp., sample 1B, depth 6100 ft, 61.6/105.5, diameter 52 μm ; 8. *Concavisporites* sp., sample 2B, depth 6000 ft, 16.5/113, diameter 41 μm ; 9. *Aequitriradites spinulosus*, sample 2B, depth 6000 ft, 26/100.1, diameter 58 μm ; 11–12. cf. *Gleicheniidites* sp.: 11. Sample 1B, depth 6100 ft, 55/101.1, diameter 38 μm , 12. Sample 4B, depth 5800 ft, 29/112.2, diameter 38 μm ; 13. Cyatheaceous spore, sample 10B, depth 5200 ft, 26.4/110, diameter 55 μm ; 14–15. *Microreticulatisporites* spp.: 14. Sample 10A, depth 5200 ft, 29.9/108, diameter 48 μm , 15. Sample 1B, depth 6100 ft, 31/105.3, diameter 51 μm ; 16, 19. *Trilobosporites laevigatus*: 16. Sample 5A, depth 5550 ft, 32/115.1, diameter 70 μm , 19. Sample 10A, depth 5200 ft, 44/104.7, diameter 75 μm ; 17–18. *Concavissimisporites punctatus*: 17. Sample 2B, depth 6000 ft, 26.2/95.4, diameter 63 μm , 18. Sample 8A, depth 5300 ft, 25.5/114, diameter 65 μm .



5.2 Kharita Formation (interval samples 5-9)

In the interval represented by samples 5 to 8, the occurrence of *Oligosphaeridium* with *Coronifera*, *Subtilisphaera*, *Circulodinium* and *Spiniferites* along with microforaminiferal linings suggests deposition in coastal or shallow marine environment of stable (normal) salinity, which was sufficiently rich in nutrients to support a varied population of these dinocysts (Lister and Batten, 1988; Uwins and Batten, 1988). Because dinoflagellate cysts are diverse in shallow shelf deposits, their low relative abundances may be associated with either basinal or marginal marine settings, shallow marine environment may have prevailed. The occurrence of a large terrestrial influx of miospores and organic debris would suggest more inner-shelf setting and proximity to palaeoshoreline. The uppermost part of this unit, represented by sample 9, contains an acme of an *Oligosphaeridium*-dominated dinoflagellate association and other skolochorate cysts such as *Spiniferites* and *Coronifera*, together with few *Subtilisphaera* and *Odontochitina*. This association is considered typical for open marine (middle shelf) environment (Dale, 1983). It is worthy noting that this unusual palynoflora of sample 9, with large numbers of few dinoflagellate species may also indicate near-shore, low salinity conditions. Occurrence of abundant fern spores, mainly of *Deltoidospora*, reflects existence of the previously inferred pteridophytic vegetation during deposition of the Kharita Formation. Influx of freshwater seems to be minimal, as could be inferred from scarcity of the freshwater algae like *Ovoidites* and *Chomotriletes*.

5.3 Abu Roash Formation (interval samples 10-11)

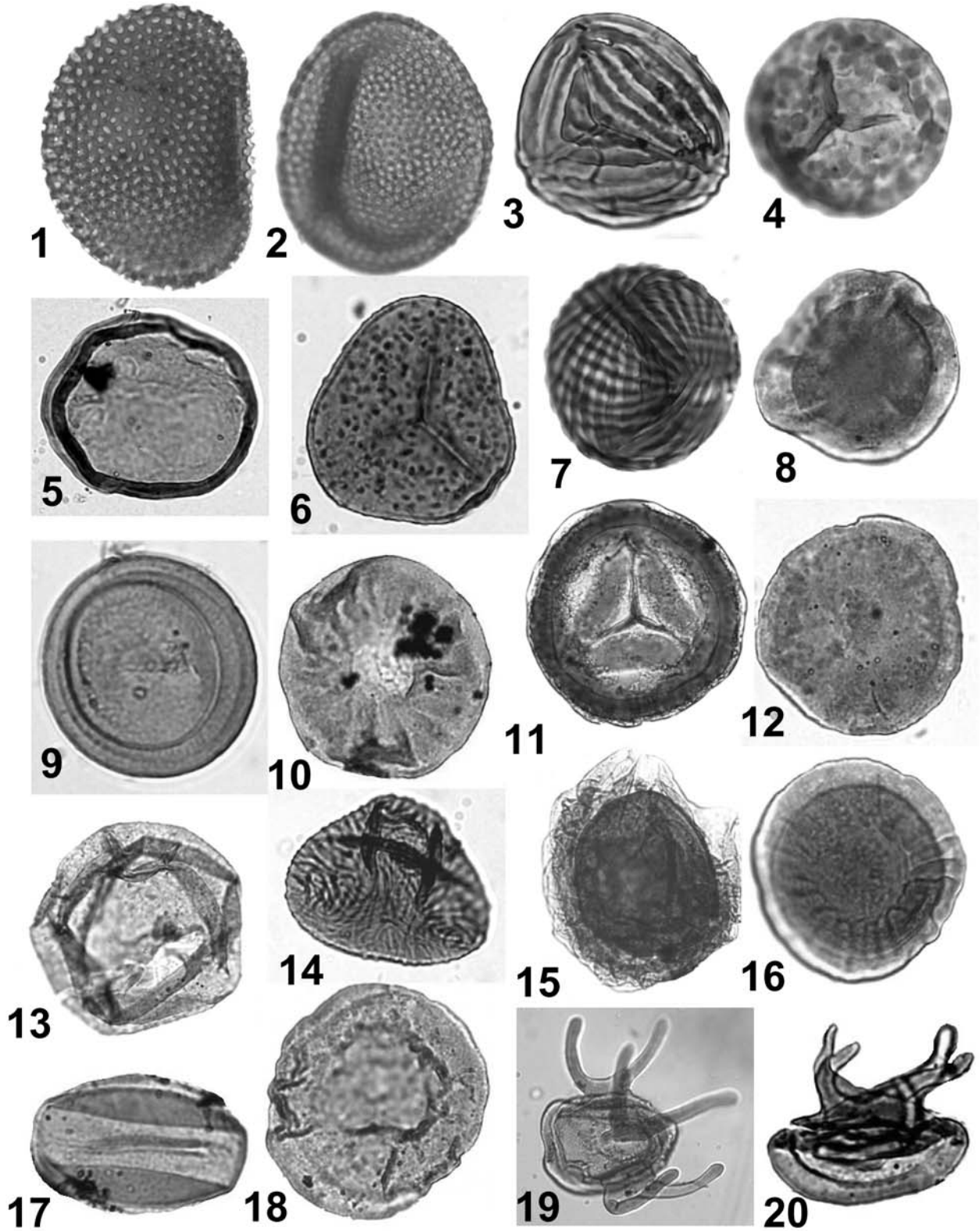
Samples 10 and 11 possess also rich wood and cuticle organic matter and poorly diversified dinoflagellate association, along with microforaminiferal linings. The low diversity assemblage of dinocysts may indicate brackish water conditions, since dinocyst species diversity is lower in stressed environment and water below normal marine salinity (Batten, 1983; Leckie and Singh, 1991). Occurrence of pollen and spores and rich terrestrial organic matter suggest normal marine environment but implies that the depositional sites were close to the land (e.g. Habib

and Miller, 1989). The occurrence of *Oligosphaeridium/Coronifera*-dominated dinoflagellate association supports this interpretation.

6. CONCLUSIONS

Partly diverse and well preserved palynomorph association, mainly of spores, pollen and dinoflagellates are extracted from the Kabrit-1 borehole. The investigated sediments hosting these palynofloras are dated as Aptian/Albian to early Cenomanian? and are interpreted to be deposited in a shallow marine environment under warm-humid palaeoclimate. *Murospora* representatives, *Afropollis* association and elaterosporites are the key palynomorphs in the biostratigraphic analysis of the investigated interval of the Kabrit-1 borehole. So, *Murospora* and pollen such as *Afropollis operculatus* and *A. zonatus* are characteristic of the Aptian whereas *A. jardinus*, *Crybelosporites pannuceus* and elaterosporites such as *Elaterosporites klaszii* and *E. verrucatus* suggest an Albian and upper Albian-lower Cenomanian? age. In the local records of Egypt *Murospora* seems to be restricted to sediments of Aptian age. The pteridophyte-dominated palynomorph association, occurrence of marine dinoflagellates and rich terrestrial influx suggest proximity

Plate 5. 1–2. *Microfoveolatosporites skottsbergii*: 1. Sample 5A, depth 5550 ft, 27.5/99.3, diameter 83 µm, 2. Sample 5A, depth 5550 ft, 52/105.2, diameter 85 µm; 3. *Cicatricosisporites breviaesuratus*, sample 2A, depth 6000 ft, 54.1/103, diameter 48 µm (smaller than holotype); 4. *Verrucosisporites* sp., sample 2A, depth 6000 ft, 45.5/97, diameter 35 µm; 5. *Cingulatiipollenites aegyptiaca*, sample 4B, depth 5800 ft, 27.5/96, diameter 63 µm; 6. *Foraminisporis* sp., sample 5A, depth 5550 ft, 14.6/105.5, diameter 50 µm; 7. *Cicatricosisporites orbiculatus*, sample 4B, depth 5800 ft, 26.7/107.5, diameter 48 µm; 8, 12, 16. *Callialasporites infirmus*: 8. Sample 4B, depth 5800 ft, 44.5/107, diameter 50 µm, 12. Sample 7A, depth 5400 ft, 21/112, diameter 54 µm, 16. Sample 11B, depth 5000 ft, 61.2/99, diameter 48 µm; 9. *Classopollis torosus*, sample 2B, depth 6000 ft, 35/112, diameter 35 µm; 10. *Inaperturopollenites undulatus*, sample 10B, depth 5200 ft, 36.5/105, diameter 63 µm; 11. cf. *Crybelosporites* sp., sample 4B, depth 5800 ft, 56.5/108.1, diameter 83 µm; 13. *Araucariacites* sp., sample 8B, depth 5300 ft, 22/102.1, diameter 70 µm; 14. *Cicatricosisporites sinuosus*, sample 3B, depth 5850 ft, 27/102, diameter 45 µm; 15. *Crybelosporites pannuceus*, sample 8B, depth 5300 ft, 29.8/105.7, diameter 77 µm; 17. *Eucommiidites troedssonii*, sample 11A, depth 5000 ft, 36.5/112.2, diameter 38 µm; 18. *Callialasporites microvelatus*, sample 1B, depth 6100 ft, 33/106.8, diameter 60 µm; 19. *Elaterosporites verrucatus*, sample 10A, depth 5200 ft, 31.4/106.1, body diameter 52 µm; 20. *Elaterosporites klaszii*, sample 11B, depth 5000 ft, 15.7/99.8, diameter 35 µm.



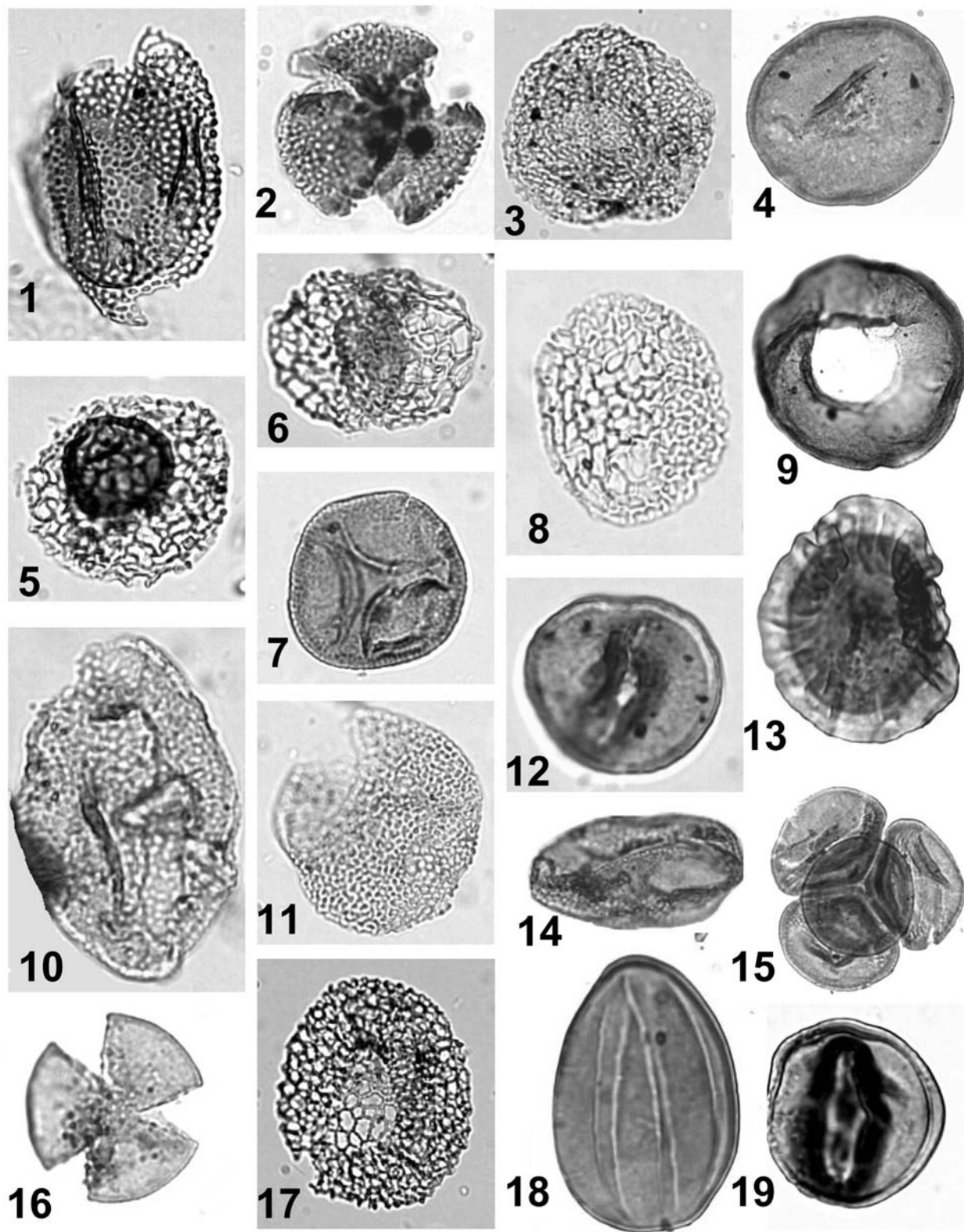


Plate 6. 1. cf. *Schrankipollis mawhoubensis*, sample 4B, depth 5800 ft, 38.5/114.1, length 49 μ m; 2. *Rousea* cf. *delicipollis*, sample 6A, depth 5500 ft, 35.2/106.8, diameter 35 μ m; 3, 6. *Afropollis zonatus*: 3. Sample 4B, depth 5800 ft, 25/111, diameter 43 μ m, 6. Sample 4B, depth 5800 ft, 22/102.1, diameter 38 μ m; 4. *Inaperturopollenites* sp., sample 4B, depth 5800 ft, 22.2/108.5, diameter 60 μ m; 5, 8. *Afropollis jardinus*: 5. Sample 5B, depth 5550 ft, 27.5/103.4, diameter 35 μ m, 8. Sample 5A, depth 5550 ft, 34/98.6, diameter 35 μ m; 7. cf. *Asteropollis asteroides*, sample 4A, depth 5800 ft (indices lost); 9. *Balmeiopsis limbatus*, sample 2B, depth 6000 ft, 28.3/112.5, diameter 70 μ m; 10. *Retimonocolpites variplicatus*, sample 2A, depth 6000 ft, 35/102, length 50 μ m; 11, 17. *Afropollis operculatus*: 11. Sample 2B, depth 6000 ft, 36.5/112, diameter 43 μ m (finely reticulate specimen), 17. Sample 4B, depth 5800 ft, 58.2/106, diameter 53 μ m; 12, 19. *Monocolpopollenites* sp.: 12. Sample 1B, depth 6100 ft, 32/98.1, diameter 28 μ m, 19. Sample 4B, depth 5800 ft, 18.5/96, diameter 29 μ m; 13. *Callialasporites dampieri*, sample 7A, depth 5400 ft, 60.5/100.6, diameter 45 μ m; 14. *Schrankipollis mawhoubensis*, sample 5A, depth 5550 ft, 43.5/92.1, length 60 μ m; 15. *Classopollis classoides* (tetrad), sample 5A, depth 5550 ft, 20/113.5, diameter 34 μ m; 16. *Tricolpites* sp., sample 2A, depth 6000 ft, 27.5/104.2, diameter 30 μ m; 18. *Ephedripites ovalis*, sample 4B, depth 5800 ft, 27.5/103, length 40 μ m.

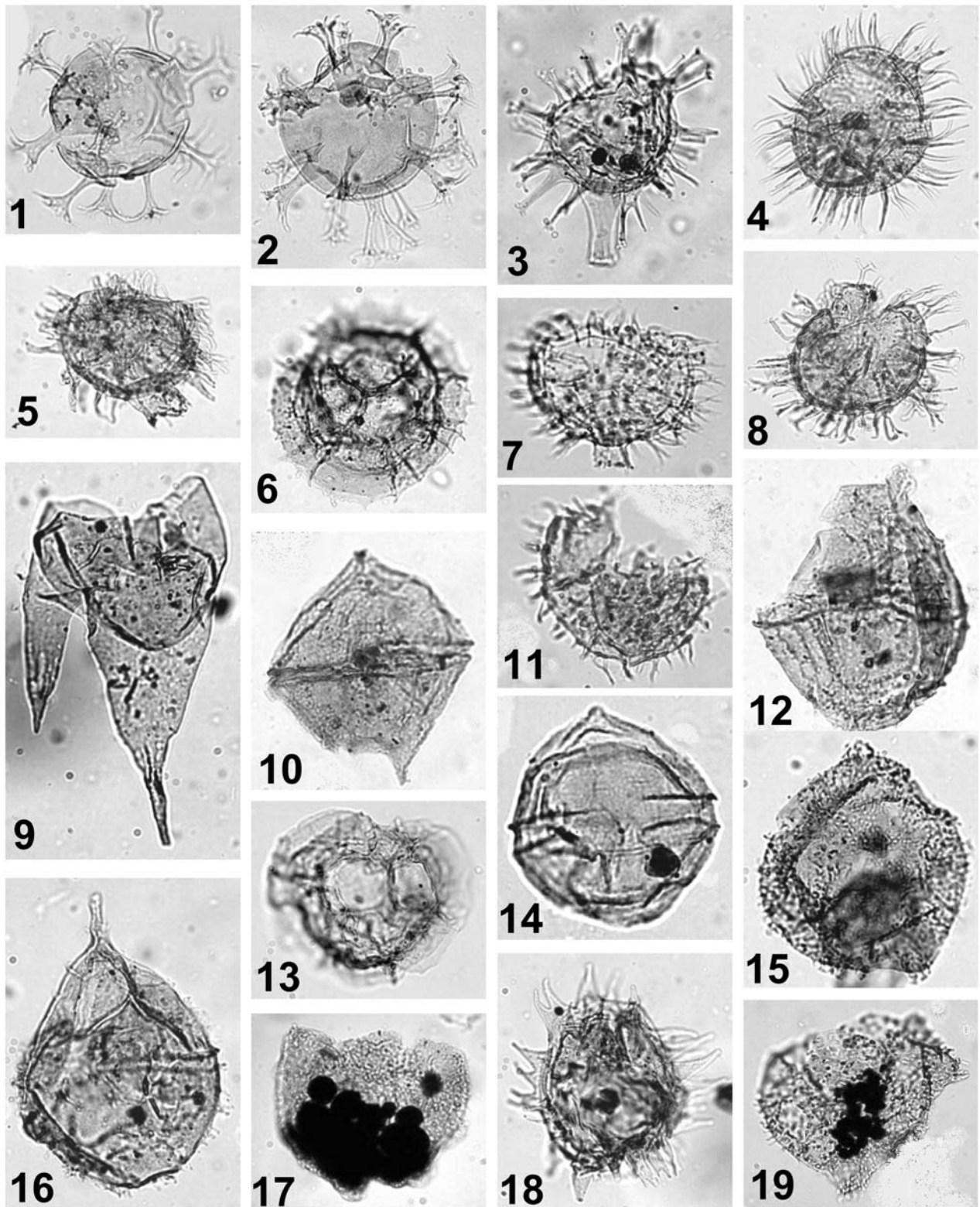


Plate 7. 1–2 *Oligosphaeridium* complex, 1. Sample 2A, depth 6000 ft, 41/114, body diameter 48 μm , 2. Sample 5A, depth 5550 ft, 53/110.1, body diameter 58 μm ; 3. *Florentinia* sp., sample 6B, depth 5500 ft, 40/101.8, body diameter 45 μm ; 4. aff. *Systematophora*, sample 1A, depth 6100 ft, 26.1/92.6, body diameter 34 μm ; 5, 7. *Coronifera tubulosa*; 5. Sample 5B, depth 5550 ft, 33.3/93.7, body diameter 50 μm ; 6. *Dinopterygium cladoides*, sample 5A, depth 5550 ft, 27.4/98.5, body diameter 63 μm ; 7. Sample 1B, depth 5000 ft, 46.3/97.8, body diameter 40 μm ; 8. *Systematophora penicillata*, sample 1A, depth 6100 ft, 31.3/92.9, body diameter 33 μm ; 9. *Odontochitina operculata*, sample 5B, depth 5550 ft, 47.3/105.5, body diameter 53 μm ; 10. *Palaeoperidinium cretaceum*, sample 3A, depth 5850 ft, 38.7/98.7, length 70 μm ; 11. Unknown cyst, sample 1A, depth 6100 ft, 24/92, body diameter 25 μm ; 12. *Cribroperidinium* sp., sample 1B, depth 6100 ft, 61.2/106.5, length 63 μm ; 13. aff. *Dinopterygium* sp., sample 10A, depth 5200 ft, 26.2/99.5, body diameter 65 μm ; 14. *Subtilisphaera* sp., sample 4B, depth 5800 ft, 22.9/108.7, length 45 μm ; 15, 17. *Circulodinium* spp., 15. Sample 4A, depth 5800 ft, 35/103, body diameter 67 μm , 17. Sample 2A, depth 6000 ft, 15.5/101, diameter 60 μm ; 16. *Cribroperidinium orthoceras*, sample 4B, depth 5800 ft, 55/102.8, width 35 μm ; 18. *Downiesphaeridium spinulastrum*, sample 10A, depth 5200 ft, 13.5/104.2, body diameter 58 μm ; 19. *Pseudoceratium securigerum*, sample 2A, depth 6000 ft, 15/94.6, width 75 μm .

of the depositional sites to palaeoshorelines. But, however, the vertical distribution of terrestrial versus marine palynomorphs does not reflect known regressive/transgressive cycles during deposition of the different rock units in the borehole investigated. On the basis of this palynological dating slight refinement to the original stratigraphy of the borehole is made. In spite of missing of the bisaccate pollen, the Kabrit-1 palynoflora is of Northern Gondwanan aspect.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to authorities of the Egyptian General Petroleum Corporation for providing samples and borehole log. Thanks are also due to two anonymous reviewers for reviewing and improving the manuscript.

8. REFERENCES

- Al-Ameri, T. K., and Batten, D. J. 1997. Palynomorph and palynofacies indications of age, depositional environments and source potential for hydrocarbons: Lower Cretaceous Zubair Formation, southern Iraq. *Cretaceous Research*, 18, 789–797.
- Batten, D. J. 1983. Identification of amorphous sedimentary organic matter by transmitted light microscopy. In: Brooks, J. (eds.), *Petroleum geochemistry and exploration of Europe*; Geological Society, London, *Special Publication*, 11, 275–287.
- Batten D.J. & Uwins P.J.R. (1985). Early–Late Cretaceous (Aptian–Cenomanian) palynomorphs. *Journal of Micropalaeontology*, 4, 151–168, London.
- Below R. 1984. Aptian to Cenomanian dinoflagellate cysts from the Mazagan Plateau, northwest Africa (sites 545 and 547, Deep Sea Drilling Project Leg 79). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 79*, 621–649.
- Conoco 1983. *Final report and composite log of the Kabrit 1-X borehole (Oil Company)*.
- Dale, B. 1983. Dinoflagellate resting cysts: “benthic plankton”. In: Fryxell, G. A. (ed.), *Survival strategies of the Algae*. Cambridge University Press, 69–136.
- Davey, R. 1970. Non-calcareous microplankton from the Cenomanian of England, northern France and North America, Part II. *Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology*, 18, 333–397.
- Dino R., Pocknall D.T., and Dettmann M.E. 1999. Morphology and ultrastructure of elater-bearing pollen from the Albian to Cenomanian of Brazil and Ecuador: implications for botanical affinity. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 105, 201–235.
- El-Beialy, S.Y. 1995. Dation and Palaeoenvironmental Interpretation by Microplankton and miospore assemblages of the Razzak Oil Field sediments, Western Desert, Egypt. *Geobios*, 28, 663–673.
- Ghorab, M., Ebeid, Z., and Tawfik, N. 1971. On the stratigraphy of the northeastern corner of the Western Desert. *9th Annual Meeting of the Geological Society of, Cairo, Egypt, Survey Department*, 48.
- Habib, D., and Miller, J. A. 1989. Dinoflagellate species and organic facies evidence of marine transgression and regression in the Atlantic Coastal Plain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74, 23–47.
- Harding, I.C. 1986. An Early Cretaceous dinocyst assemblage from the Wealden of southern England; *Special Papers in Palaeontology*, 35, 95–109.
- Herngreen, G.F.W., and Dueñas-Jiménez, H. 1990. Dating of the Cretaceous Une Formation, Colombia and the relationship with the Albian–Cenomanian African–South American microfloral province. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66, 345–359.
- Herngreen, G.F.W., Kedves M., Rovnina L.V., and Smirnova S.B. 1996. Cretaceous palynofloral provinces: a review. In: Jansonius J. and McGregor D. C. (eds.), *Palynology: principles and applications*; *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 3*, 1157–1188.
- Jansonius, J., and Hills, L.V. 1976. Genera file of fossil spores and pollen. *Special Publication, Department of Geology, University of Calgary, Canada*, 3287 cards, with supplements.
- Jardiné, S. 1967. Spores à expansions en forme d’elateres du Crétacé moyen d’Afrique occidentale. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 1, 235–258.
- Kedves, M. 1986. Etudes palynologiques sur les sediments préquaternaires de L’Egypte Eocene. *Revista Española de Micropaleontología*, 18, 5–26.
- Leckie D.A. and Singh, C. 1991. Estuarine deposits of the Albian Paddy Member (Peace River Formation) and lowermost Shaftesbury Formation, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(5), 825–849.
- Lister, J.K. and Batten, D.J. 1988. Stratigraphic and palaeoenvironmental distribution of Early Cretaceous dinoflagellate cysts in the Hurlands Farm Borehole, West Sussex, England. *Palaeontographica Abt. B*, 210, 8–89.
- Mahmoud M.S. and Moawad A.M.M. 1999. Miospore and dinocyst biostratigraphy and palaeoecology of the Middle Cretaceous (Albian–Early Cenomanian) sequence of the Ghoroud 1-X borehole, northern Western Desert, Egypt. *Proceedings of “The First International Conference on the Geology of Africa”*, 1, 1–13.
- Mahmoud M.S. and Moawad A.M.M. 2002. Cretaceous palynology of the Sanhur-1X borehole, northern western Egypt. *Revista Española de Micropaleontología*, 34, 129–143.
- Neo-Nygaard, N., Surlyk, F., and Piasecki, S. 1987. Bivalve mass mortality caused by toxic dinoflagellate blooms in a Berriasian–Valanginian lagoon, Bornholm, Denmark. *Palaos*, 2, 263–273.
- Norton, P. 1967. *Rock stratigraphic nomenclature of the Western Desert*. Internal Reports of Pan-American Oil Company, Cairo.

- Omran, A.M., Soliman, H.A., and Mahmoud, M.S. 1990. Early Cretaceous palynology of three boreholes from northern Western Desert, Egypt. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66, 293–312.
- Piasecki, S. 1984. Dinoflagellate cysts stratigraphy of the Lower Cretaceous Jydegard Formation, Bornholm, Denmark. *Bulletin of the Geological Survey of Denmark*, 32, 145–161.
- Schrank E. and Ibrahim M.I.A. 1995. Cretaceous (Aptian-Maastrichtian) palynology of foraminifera-dated wells (KRM-1, AG-18) in northwestern, Egypt. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen A*, 177, 1–44.
- Schrank E. and Mahmoud M.S. 1998. Palynology (pollen, spores and dinoflagellates) and Cretaceous stratigraphy of the Dakhla Oasis, Central Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 26 (2), 167–193.
- Somers, G. 1952. *A preliminary study of the fossil spore content of the Lower Jubike seam of the Sindex Coal field*. Nova Scotia Research Foundation, Halifax.
- Stancliffe, R.P.W. 1989. Microforaminiferal linings: their classification, biostratigraphy and paleoecology, with special reference to specimens from British Oxfordian sediments. *Micropaleontology*, 35, 337–352.
- Uwins P.J.R. and Batten D.J. 1988. Early to Mid-Cretaceous palynology of northeast Libya. In: El-Arnauti A., Owens B. and Thusu B. (eds.), *Subsurface Palynostratigraphy of Northeast Libya*. Garyounis University Publications, 215–258.

MANUSCRITO RECIBIDO: 19 de febrero, 2007

MANUSCRITO ACEPTADO: 24 de septiembre, 2007

APPENDIX 1: LIST OF SPECIES

Spores

- *Acanthotriletes* sp.
- *Aequitriradites spinulosus* (Cookson and Dettmann) Cookson and Dettmann, 1961, pl. 4, fig. 9.
- *Appendicisporites* sp.
- *Balmeisporites holodictyus* Cookson and Dettmann, 1958.
- *Biretisporites potoniaei* Delcourt and Sprumont, 1955.
- *Cibotiumspora jurienensis* (Balme) Filatoff, 1975.
- *Cicatricosisporites brevilaesuratus* Couper emend. De Haan and Leereveld, 1987, pl. 5, fig. 3.
- *Cicatricosisporites sinuosus* Hunt, 1985, pl. 5, fig. 14.
- *Cicatricosisporites orbiculatus* Singh, 1964, pl. 5, fig. 7.
- *Cicatricosisporites* spp.
- *Concavisporites* spp., pl. 4, fig. 8.
- *Concavissimisporites punctatus* (Delcourt and Sprumont) Brenner, 1963, pl. 4, figs. 17, 18.
- *Crybelosporites pannuceus* (Brenner) Srivastava, 1977, pl. 5, fig. 15.
- cf. *Crybelosporites* sp. (Brenner) Srivastava, 1977, pl. 5, fig. 11.
- Cyatheaceous spore, pl. 4, fig. 13.
- *Deltoidospora* spp., pl. 4, figs. 1-5, 7, 10, 20 (stratigraphically insignificant smooth (sub)triangular spores preferably placed under the generic name *Deltoidospora* Miner, 1935 according to rules of priority.
- *Distatriangulisporites* sp.
- cf. *Gleicheniidites* sp., pl. 4, figs. 11, 12.
- *Foraminisporis* sp., pl. 5, fig. 6.
- *Kyrtomisporis* spp., pl. 3, fig. 13.
- *Leptolepidites* sp.
- *Matonisporites equixinus* Couper, 1958, pl. 3, figs. 17, 18, 19, 20.
- *Matonisporites phlebopteroides* Couper, 1958.
- *Matonisporites* sp., pl. 4, fig. 6.
- *Microfoveolatosporis skottsbergii* (Selling) Srivastava, 1971, pl. 5, figs. 1, 2.
- *Microreticulatisporites* spp., pl. 4, figs. 14, 15.
- *Murospora* sp. 1 (cf. *M. florida* (Balme) Pocock, 1961), pl. 1, figs. 1, 3; pl. 3, figs. 1, 2, 3, 6, 9.
- *Murospora* sp. 1 (= *Dictyophyllidites equixinus* (Couper) Dettmann 1963 sensu El-Beialy 1995), pl. 1, fig. 5.
- *Murospora* sp. 2 (cf. *M. florida* (Balme) Pocock, 1961), pl. 2, fig. 1; pl. 3, figs. 4, 5, 7, 8.
- *Murospora* sp. 3, pl. 2, figs. 3, 5, pl. 3, figs. 11, 15, 16.
- cf. *Murospora* sp., pl. 3, figs. 10, 14.
- *Osmundacidites wellmanii* Couper, 1953.
- cf. *Patellasperites distaverrucatus* (Brenner) Kemp, 1970, pl. 3, fig. 12.
- *Pilosisporites* spp.

- *Tauropollenites segmentatus* Stover, 1962.
- *Trilobosporites laevigatus* El-Beialy, 1994, pl. 4, figs. 16, 19.
- *Verrucosipollenites* sp., pl. 5, fig. 4.
- *Triplanosporites* sp.

Gymnosperm pollen

- *Araucariacites australis* Cookson, 1947 ex Couper, 1953.
- *Araucariacites* sp., pl. 5, fig. 13.
- *Balmeiopsis limbatus* (Balme) Archangelsky, 1979, pl. 6, fig. 9.
- Bisaccate pollen
- *Callialasporites dampieri* (Balme) Sukh Dev, 1961, pl. 6, fig. 13.
- *Callialasporites infirmus* Mahmoud in Mahmoud and Schrank, 2003, pl. 5, figs. 8, 12, 16.
- *Callialasporites microvelatus* Schulz, 1966, pl. 5, fig. 18.
- *Callialasporites trilobatus* (Balme) Sukh Dev, 1961.
- *Cingulatiipollenites aegyptiaca*, Saad and Ghazaly, 1976, pl. 5, fig. 5.
- *Classopollis classoides* Pflug, 1953, pl. 6, fig. 15.
- *Classopollis torosus* (Reissinger) Balme, 1957, pl. 5, fig. 9.
- *Cycadopites* sp.
- *Elaterosporites klaszii* (Jardiné and Magloire) Jardiné, 1967, pl. 5, fig. 20.
- *Ephedripites ovalis* Muller, 1968 sensu Ibrahim, 2002, p. 129, pl. 8, fig. 4 (SEM), pl. 6, fig. 18.
- *Elaterosporites verrucatus* (Jardiné and Magloire) Jardiné, 1967, pl. 5, fig. 19.
- *Ephedripites* spp.
- *Eucommiidites troedssonii* Erdtman, 1948, pl. 5, fig. 17.
- *Inaperturopollenites undulatus* Weyland and Greifeld, 1953, pl. 5, fig. 10.
- *Inaperturopollenites* sp., pl. 6, fig. 4.
- *Spheripollenites* spp.
- *Steevesipollenites sinuosus* Azema and Boltenhagen, 1974

Angiosperm pollen

- *Afropollis jardinus* (Brenner) Doyle et al. 1982, pl. 6, figs. 5, 8.
- *Afropollis operculatus* Doyle et al. 1982, pl. 6, figs. 11, 17.
- *Afropollis zonatus* Doyle et al. 1982, pl. 6, figs. 3, 6.
- *Afropollis* sp.
- cf. *Asteropollis asteroides* Hedlund and Norris, 1968 sensu Burger, 1980, pl. 19, fig. 19; pl. 6, fig. 7.
- *Clavatiipollenites hughesii* Couper, 1958.
- *Monocolpopollenites* sp., pl. 6, figs. 12, 19.
- *Retimonocolpites variplicatus* Schrank and Mahmoud, 1998, pl. 6, fig. 10.
- *Retimonocolpites* sp.
- *Rousea* cf. *deliciipollis* Srivastava, 1977, pl. 6, fig. 2.
- *Schrankipollis mawhoubensis* (Schrank) Doyle, Hutton and Ward, 1990, pl. 6, fig. 14.
- cf. *Schrankipollis mawhoubensis* (Schrank) Doyle, Hutton and Ward, 1990, pl. 6, fig. 1.
- *Stellatopollis barghoornii* Doyle, 1975.
- *Stellatopollis densiornatus* (Lima) Lima, 1989.
- *Tricolpites* spp. (sensu lato), pl. 6, fig. 16.

Incertae Sedis

- *Reyrea polymorphus* Hengreen, 1973.

Dinoflagellate cysts

- *Coronifera oceanica* Cookson and Eisenack, 1958.
- *Coronifera tubulosa* Cookson and Eisenack, 1974, pl. 7, figs. 5, 7.
- *Coronifera* sp.
- *Circulodinium* spp. (Deflandre and Cookson) Jansonius, 1986, pl. 7, figs. 15, 17.
- *Cribroperidinium* sp., pl. 7, fig. 12.
- *Cribroperidinium orthoceras* (Eisenack) Davey, 1969, pl. 7, fig. 16.
- *Cyclonephelium brevispinatum* (Millioud) Below, 1981.

- *Cyclonephelium vannophorum* Davey, 1969.
- *Dinopterygium cladoides* Deflandre, 1935, pl. 7, fig. 6.
- aff. *Dinopterygium* sp., pl. 7, fig. 13.
- *Downiesphaeridium spinulastrum* (Islam) Islam, 1993, pl. 7, fig. 18.
- *Florentinia mantellii* (Davey and Williams) Davey and Verdier, 1973.
- *Florentinia laciniata* Davey and Verdier, 1973.
- *Florentinia resex* Davey and Verdier, 1976.
- *Florentinia* sp., Pl. 7, fig. 3.
- *Odontochitina operculata* (O. Wetzel) Deflandre and Cookson, 1955, pl. 7, fig. 9.
- *Oligosphaeridium complex* (White) Davey and Williams, 1966, pl. 7, fig. 1, 2.
- *Oligosphaeridium poculum* Jain, 1977.
- *Oligosphaeridium pulcherrimum* (Deflandre and Cookson) Davey and Williams, 1966.
- *Oligosphaeridium totum* Brideaux, 1971.
- *Palaeoperidinium cretaceum* (Pocock) Lentin and Williams, 1976, pl. 7, fig. 10.
- *Pseudoceratium securigerum* (Davey and Verdier) Bint, 1986, pl. 7, fig. 19.
- *Spiniferites multibrevis* (Davey and Williams) Below, 1982.
- *Spiniferites* sp.
- *Subtilisphaera* sp., pl. 7, fig. 14.
- *Systematophora penicillata* (Ehrenberg) Sarjeant, 1980 pl. 7, fig. 8.
- aff. *Systematophora* sp., pl. 7, fig. 4

Pantropical palynomorphs in the Eocene of the Malaguides (Betic Range, Southern Spain)

Nuria Solé de Porta¹, Carlos Alberto Jaramillo² and Agustín Martín-Algarra³

¹Departament d'Stratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain. n.soledeporta@telefonica.net

² Smithsonian Tropical Research Institute, Balboa, Ancon, Panama. jaramillo@si.edu

³ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. agustin@ugr.es

Resumen

Las arcillas negras situadas en las proximidades de la Factoría Cementos Harania suministraron un conjunto palinológico de edad Cuisiense Superior-Luteciense Inferior. Cuatro muestras presentaron contenido esporopolínico. El conjunto palinológico se caracteriza por la presencia de los géneros *Proxapertites* (Palma), *Leiotriletes* (Schizaeaceae) y *Granulatisporites* (Pteridaceae), junto con *Diporoconia* (Palma) y *Botryococcus* (Algae). En total se han identificado 99 taxones (84 en este estudio, y 15 previamente citados para la misma localidad). El conjunto fósil se diferencia de aquellos encontrados en el NW de Europa y en el NE de España por presentar un elevado número de ejemplares de *Proxapertites* y la ausencia de otros taxones, como el género-forma *Spinizonocolpites* (actual *Nypa*, Palma) y Taxodiaceae. El estado de conservación de *Proxapertites* varía de unas especies a otras, así como en las distintas muestras estudiadas. Las asociaciones palinológicas confirman la existencia de un clima tropical-subtropical cálido y húmedo semejante al que se infiere tras el estudio de otras asociaciones europeas de la misma edad. Los taxones de tipo tropical-subtropical alcanzan un valor máximo de 96%, mientras que los de tipo templado no sobrepasan el 4%. Las características litológicas y palinológicas indican condiciones de sedimentación bajo un clima cálido y húmedo en un medio cenagoso de un pantano litoral dulceacuícola con pequeños canales fluviales, que posiblemente tuvo una conexión esporádica con el mar. Los materiales del afloramiento de Harania se depositaron en una zona litoral del Tethys occidental que presentaba corrientes oceánicas cálidas procedentes del Este. De forma contraria, en las zonas litorales del Noroeste de Europa y de España, ambas localizadas en el litoral Atlántico, las corrientes oceánicas cálidas tenían un origen distinto.

Palabras clave: Palinomorfos pantropicales, *Proxapertites*, Eoceno temprano, complejo Maláguide, Málaga, Sur de España, Tethys occidental

Abstract

A palynological assemblage of Upper Cuisian-Lower Lutetian age was found in black clays near the Harania Cement Factory (Málaga, SE Spain). Four palynological productive samples were obtained. That palynological assemblage is dominated by the fossil form-genus *Proxapertites* (Palm), *Leiotriletes* (Schizaeaceae), *Granulatisporites* (Pteridaceae) joined with *Diporoconia* (Palm), among many others, and with green algae *Botryococcus*. The four samples contained 99 taxa (84 taxa were identified in this paper and additional 15 taxa were cited previously at the same locality). This assemblage differs from that found in NW Europe and NE Spain by the high number of specimens of *Proxapertites* and the absence of other taxa like fossil form-genus *Spinizonocolpites* (actual genus *Nypa*, Palm) and Taxodiaceae. The preservation of *Proxapertites* changes according to the species and samples. The assemblage confirms warm, wet, tropical-subtropical climate as the remainder of Europe in the same age. The tropical-subtropical taxa reach a maximum of 96%, while the temperate taxa does not exceed four percent. The lithological and palynological features confirm deposition under warm and wet climate in a coastal freshwater pond within a marshy environment, in which flowed small fluvial channels, that had possibly a sporadic connection with normal marine environment. The Harania outcrop was located in littoral zones of the Western Tethys

Ocean with warm oceanic circulations coming from Orient, whereas littoral zones of NW Europe and NE Spain, both located in the littoral Atlantic, also had warm oceanic circulations but of different origin.

Keywords: Pantropical palynomorphs, *Proxapertites*, Early Eocene, Malaguide complex, Málaga, South Spain, Western Tethys

1. INTRODUCTION

During the stratigraphic study of Meso-Cenozoic rocks of the Malaguide Complex of the Betic Cordillera, southern Spain (Fig. 1), one of us (A.M.A.) collected four samples for palynological analysis in an outcrop at the Harania Cement Factory near Málaga. In 1996, Kedves, *et al.*, registered *Proxapertites* for the first time in Spain, but they published only the sporomorphs of European type. In 2004, the samples were prepared again, and the full palynoflora is presented here. The flora has several taxa of a typical tropical distribution.

Few contributions exist about the Eocene palynology of Spain. Solé de Porta & Porta (1984) published a summary of palynological data concerning the Cenozoic of Spain. Busquets *et al.* (1986), in a paper on the sedimentary environments and micropaleontology of different formations of Early Lower Lutetian age, gave a palynological assemblage that suggested a warm and wet climate. These formations are located between Sant Jaume Frontanyà and

Ripoll (Barcelona). Alvarez *et al.* (1993) gave a list of palynomorphs found in the Margas de Vic Formation (Barcelona) of Bartonian age. Cavagnetto & Anadón (1995, 1996) studied a palynological mangrove assemblage that suggests warm climate conditions in the Bartonian of Ebro Basin. All localities that have been studied are placed along the shoreline of a gulf of Atlantic Ocean during the Eocene (Pujalte *et al.*, 2002). Similar palynological assemblages have been found in Western Europe.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Betic Cordillera is the westernmost alpine chain, and it outcrops along the southern Iberian peninsula (Fig. 1). It is geologically divided in External, Flysch and Internal Zones. The Internal Zones are made of a tectonic pile of three nappe complexes named, from bottom to top: Nevadiflábride, Alpujárride and Malaguide, plus a group of Frontal Units (Figure 1). The area studied is located in the quarries

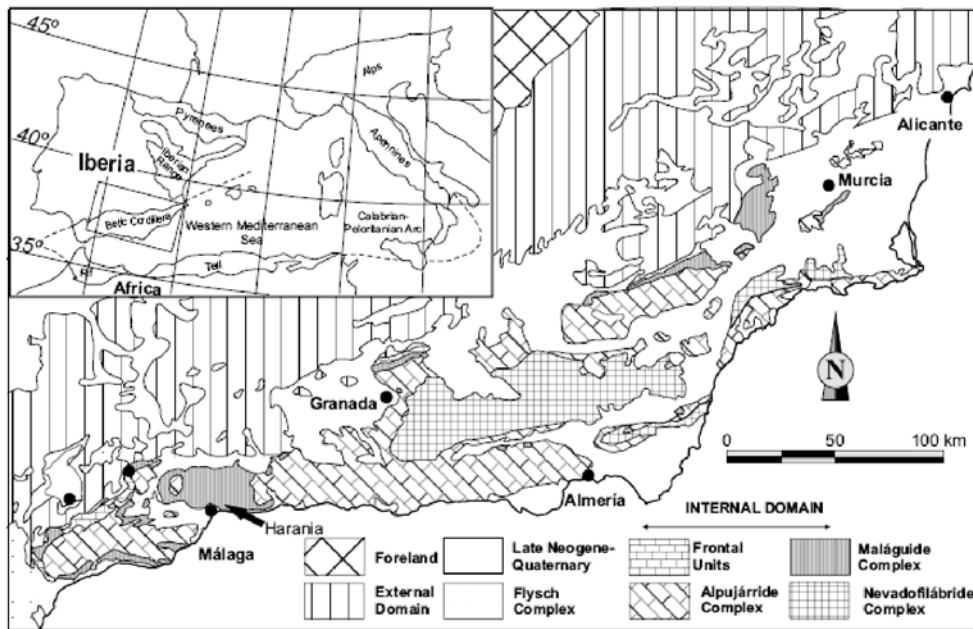


Figure 1. Geological sketch of the Betic Cordillera, with location of the Harania outcrop.

around the Harania Cement Factory near Málaga, and belongs to the Malaguide Complex. This outcrop was first studied by Azema (1961), is structurally very complex (Serrano *et al.*, 1995) and, in several outcrops its Meso-Cenozoic succession is stratigraphically overturned. A more comprehensive description of the stratigraphy of the Malaguide Complex and of the geology of the region can be found in Martín-Algarra (2004) and Serrano *et al.* (1995).

2.1 Stratigraphy of the Harania outcrop and sample location

In spite of the severe structural deformation of the area, which hampers obtaining any continuous complete Paleogene section, correlation of several stratigraphic sections, measured in different outcrops, allows reconstructing the synthetic stratigraphy reproduced in Figure 2. Eocene sediments comprise mainly limestones with *Alveolina* (Azema, 1961: *Alveolina oblonga* d'Orbigny 1826, *Alveolina* sp. aff. *fornasinii* Checchia Rispoli, 1909, *Alveolina sicula* Di Stefani, 1951), overlaid by white marls and mi-

critic limestones with molluscs, charophytes and miliolids, which also include some thin layers of black mudstones. The four palynological samples were collected in these black mudstones, in an outcrop exposed within the main quarry just north of the cement factory, where the stratigraphic succession is overturned. Samples S-65 (stratigraphically lower) and S-66 were taken in the eastern sector, and a limestone bed with *Alveolina* and miliolids lies in between. Samples S-68 and S-67 were collected in higher stratigraphic levels of the western sector, closed to gastropod-rich limestones. Both sectors are about 60 m apart from each other.

3. MATERIALS AND METHODS

Four samples were treated for palynological investigations. All samples were collected in black mudstone sediments in an outcrop exposed in Harania Cement Factory.

The samples were treated with Hydrochloric acid (HCl) and Hydrofluoric acid (HF) without oxidation. Two hun-

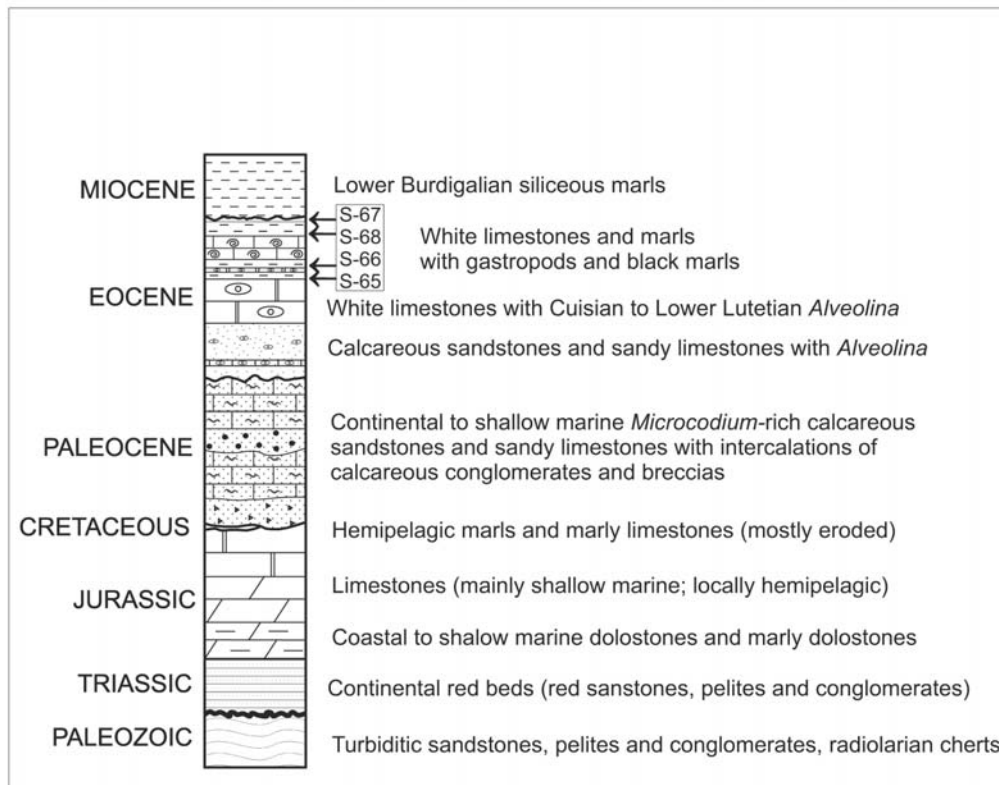


Figure 2. Synthetic stratigraphy of the Malaguide Complex in the Harania Cement Factory area (not to scale), with the approximate stratigraphic position of the studied samples.

dred grains were counted per sample and percentages were then calculated.

4. RESULTS

The Palynological assemblage is characterized by a high number of the tropical-subtropical specimens whereas the temperate specimens are less numerous. The four samples contained 99 identified taxa. In this paper, 84 taxa were identified (Table 1). An additional 15 taxa were cited by Kedves *et al.* (1996) and were not found in this study: *Foveotriletes* sp., *Punctatisporites* sp., *Triplanosporites sinomaxoides* Krutzsch, 1962, *Verrucingulatisporites* sp., *Pinus* sp., *Podocarpidites* sp., *Cupuliferoipollenites quisqualis* Potonié Potonié, 1960, *Intragranulitricolporites tumescens* (Kedves) Kedves, 1978, *Intragranulitricolporites porasper* (Pflug) Kedves, 1978, *Platycariapollenites shandongensis* Ke and Shi, 1978, *Platycariapollenites mio-caenicus* Nagy, 1969, *Plicatopollis* cf. *plicatus* (Potonié) Krutzsch, 1962, *Polycolpites* sp., *Subtriporopollenites sympaticus* (Botscharnikova) Kedves, 1970, *Tetracolporopollenites obscurus* Pflug and Thomson, 1953. Percentages of those species reported by Kedves *et al.* (1996) were not taken into account in this analysis.

The most abundant taxa are *Proxapertites*, *Leiotriletes*, *Granulatisporites*, and *Diporoconia*. The remainder of the Angiospermae taxa are diverse but with few specimens, most of them present in the Lower and Middle Eocene of Europe. *Proxapertites* is the most important form-genus of the palynological assemblage.

Up to now, it has been occasionally recorded in Europe but always in low percentage. Kedves (1968) found two grains of *Proxapertites operculatus* in the Ilerdian of the Paris region. The same author in 1988 found this taxon in Hungary. The first record of *Proxapertites* in Austria corresponds to Klaus (1987). Zetter *et al.* (2001) report low percentages (4%-8%) of *P. operculatus* in the Lower Eocene of Austria. Kedves *et al.* (1996) registered high percentages of *Proxapertites* in the Lower-Middle Eocene from Harania (Málaga, Spain). However, the Harania assemblage is distinctive and differs from other known assemblages of the European Eocene by the presence of three species of *Proxapertites* (*P. operculatus*, *P. psilatus* and *P. malagensis*), and by their high abundance (4.5% to 58.5%). Figure 3 represents the percentage distribution of Ferns, Gymnosperms, Angiosperms and *Botryococcus*. There is high spore abundance in sample S-65 (Fig. 3).

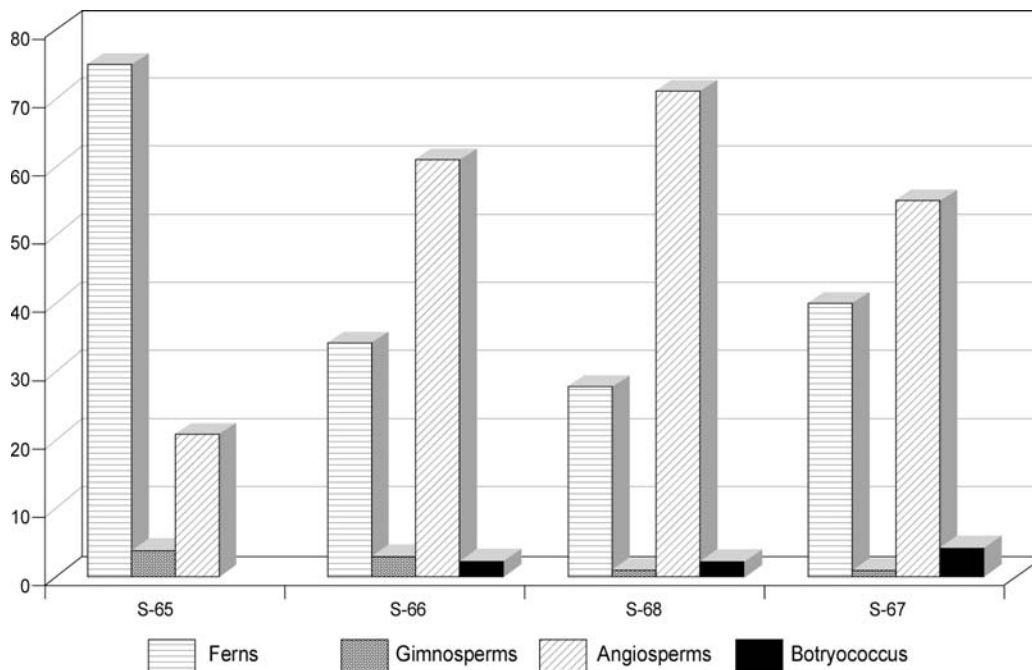


Figure 3. Distribution in percentage of Ferns, Gymnosperms, Angiosperms and *Botryococcus* Groups in every sample.

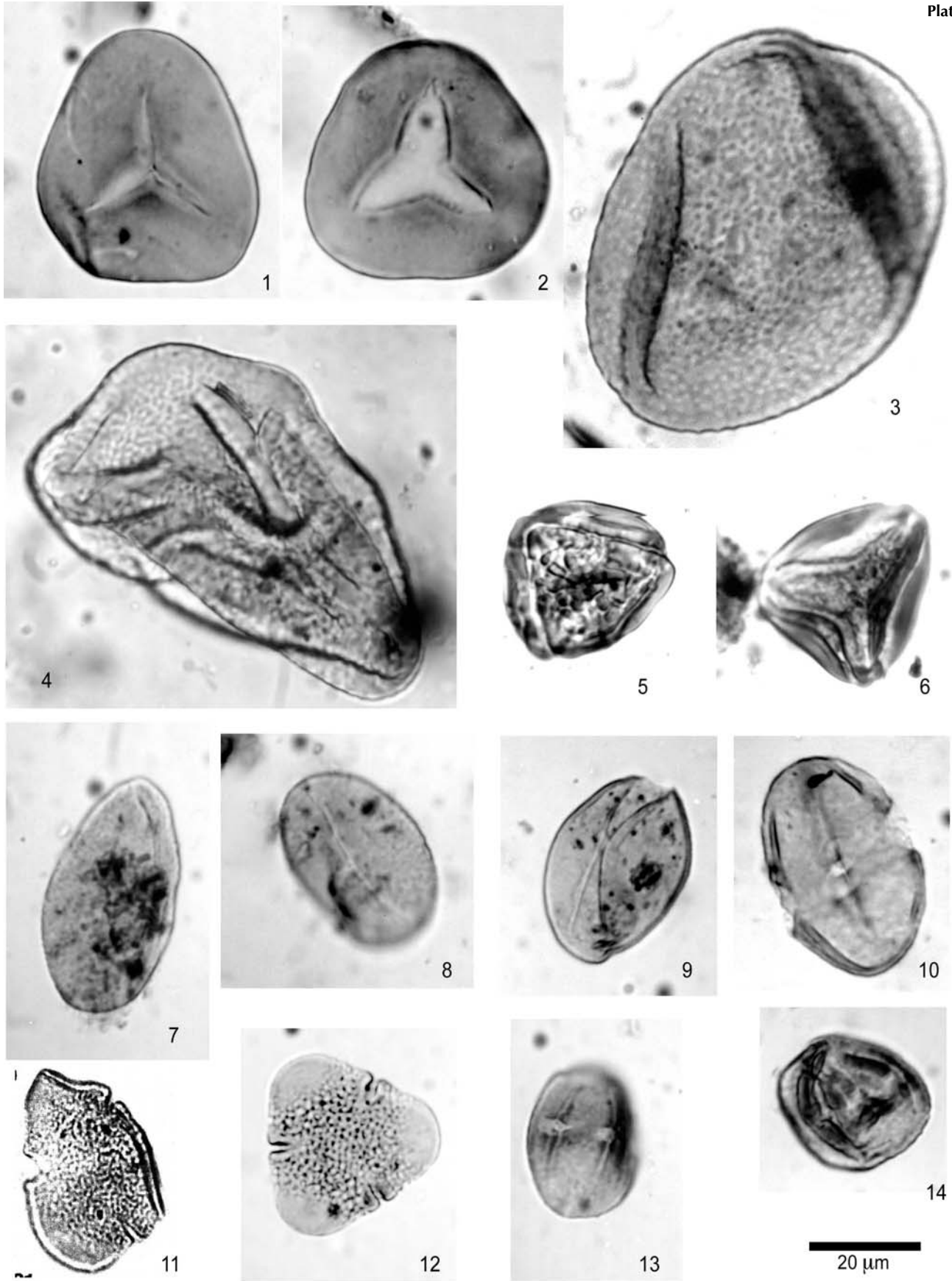
TAXA	S-65	S-66	S-68	S-67
<i>Leiotriletes adriennis</i> (Potonié and Gelletich 1933) Krutzsch 1959		*	*	*
<i>Leiotriletes microadriennis</i> Krutzsch 1959	*	*	*	*
<i>Leiotriletes maxoides</i> Krutzsch 1962		*	*	
<i>Cicatricosisporites</i> cf. <i>triangulus</i> Kedves 1973		*		
<i>Monoleiotriletes martinelli</i> Kedves, Solé de Porta and Martín-Algarra, 1996	*	*	*	
<i>Maculatisporites ibericus</i> Kedves, Solé de Porta and Martín-Algarra 1996		*	*	
<i>Maculatisporites eocenicus</i> Kedves, Solé de Porta and Martín-Algarra 1996		*		
<i>Birretisporites elsikii</i> (Frederiksen 1973) Kedves 1995			*	
<i>Birretisporites</i> sp.		*	*	
<i>Granulatisporites luteticus</i> (Krutzsch 1959) Frederiksen 1980	*	*	*	*
<i>Polypodiaceoisporites minor</i> Kedves 1961				*
<i>Polypodiaceoisporites potonieii</i> (Potonié and Gelletich 1933) Kedves 1961				*
<i>Polypodiaceoisporites brevisculptatus</i> Kedves 1973		*		
<i>Polypodiaceoisporites bauxitus</i> Kedves and Ráskosy 1965		*		
<i>Polypodiaceoisporites</i> sp. 1	*	*		*
<i>Polypodiaceoisporites</i> sp. 2		*		
<i>Bicingulispora</i> cf. <i>concentrica</i> Frederiksen 1983				*
<i>Bicingulispora</i> sp.		*		
<i>Undulozonosporites microundulus</i> Kedves 1974		*		*
<i>Gleicheniidites circinidites</i> (Cookson 1963) Brenner 1963		*		
<i>Gleicheniidites delcourti</i> Doring 1965		*		
<i>Gleicheniidites</i> sp. 1		*		
<i>Gleicheniidites</i> sp. 2		*		
<i>Verrucatosporites saalensis</i> Krutzsch 1959		*		
<i>Reticulosporis</i> cf. <i>gracilis</i> Krutzsch 1957		*		
<i>Echinatisporis</i> sp. 1			*	
<i>Echinatisporis</i> sp. 2			*	
cf. <i>Taurocusporites</i>		*		
<i>Stereisporites khargaensis</i> Kedves 1986		*		
<i>Stereisporites</i> cf. <i>divisistereoides</i> Krutzsch 1959		*		
<i>Stereisporites</i> sp.		*	*	*
Trilete indet.		*	*	*
<i>Equisetosporites multicostatus</i> (Brenner 1963) Norris 1969		*		
<i>Ephedripites</i> sp.		*	*	
<i>Pityosporites labdacus</i> (Potonié 1931) Thomson and Pflug 1953		*		
<i>Pityosporites</i> sp.	*	*		*
<i>Cycadopites</i> cf. <i>lusaticus</i> Krutzsch and Sontag 1970		*	*	
<i>Cycadopites</i> cf. <i>magnus</i> Herbst 1965		*		
<i>Cycadopites</i> sp. 1		*		
<i>Cycadopites</i> sp. 2		*		
<i>Arecipites</i> sp. 1		*		
<i>Arecipites</i> sp. 2		*		*
<i>Arecipites</i> sp. 3		*		
<i>Monocolpopollenites tranquillus</i> (Potonié 1934) Thomson and Pflug 1953		*		*
<i>Trichotomosulcites granulatus</i> Couper 1953		*		
<i>Proxapertites operculatus</i> (Van der Hammen 1954) Van der Hammen 1956	*	*	*	*

Table 1. Palynomorph distribution in samples from the Harania Cement Factory.

TAXA	S-65	S-66	S-68	S-67
<i>Proxapertites psilatus</i> Sarmiento 1992		*	*	*
<i>Proxapertites malaguensis</i> nov. sp.		*	*	*
<i>Diporoconia iszkaszentgyoergyi</i> (Kedves 1965) Frederiksen, Wiggins, Ferguson, Dransfield and Ager 1985		*	*	*
<i>Liliacidites</i> sp.		*		
<i>Milfordia minima</i> Krutzsch 1970		*		*
<i>Racemonocolpites</i> sp.				*
<i>Retimonocolpites</i> sp.		*		
<i>Ilexpollenites margaritatus</i> (Potonié 1931) Thiergart 1937		*		
<i>Bombacacidites</i> aff. <i>gonzalezii</i> Jaramillo and Dilcher 2001	*		*	
<i>Bombacacidites</i> sp.		*		
<i>Triporopollenites robustus</i> Pflug 1953	*	*		*
<i>Triporopollenites constans</i> Takahashi 1961			*	*
<i>Cupuliferoideaepollenites libarensis</i> (Thomson in Potonié, Thomson and Thiergart 1950) Potonié 1960		*	*	
<i>Cupuliferoideaepollenites</i> sp.				*
<i>Compositoipollenites rizophorus</i> (Potonié 1934) Potonié 1960		*		*
<i>Subtriporopollenites subporatus</i> Krutzsch 1961			*	
<i>Subtriporopollenites magnoporatus</i> (Thomson and Pflug 1953) Krutzsch 1961			*	*
<i>Subtriporopollenites facilis</i> (Botscharnikova 1960) Kedves 1970			*	
<i>Subtriporopollenites</i> sp.			*	*
<i>Caryapollenites</i> sp.		*		*
<i>Platycaryapollenites ferreri</i> de Porta, Kedves, Solé de Porta and Civis 1985	*	*		*
<i>Plicatopollis</i> sp.	*			
<i>Labraferoideaepollenites intermedius</i> Gladkova 1965		*	*	
<i>Plicapollis pseudoexcelsus</i> (Krutzsch 1958) Krutzsch 1961		*	*	*
<i>Polycolporopollenites</i> sp. 1			*	
* <i>Polycolporopollenites</i> sp. 2			*	
<i>Tetracolporopollenites sapotoides</i> Pflug and Thomson 1953			*	
<i>Tetracolporopollenites megadolium</i> (Potonié 1934) Ollivier-Pierre 1980				*
<i>Tetracolporopollenites hungaricus</i> Kedves 1965	*			
<i>Tetracolporopollenites</i> sp. 1		*	*	
<i>Tetracolporopollenites</i> sp. 2			*	
<i>Tetracolporopollenites</i> sp. 3			*	*
<i>Pentapollenites laevigatus</i> Krutzsch 1962	*		*	*
<i>Intratriporopollenites microreticulatus</i> Mai 1961		*	*	
<i>Rhoipites marcodurensis</i> (Pflug and Thiergart 1953) nov. comb.		*		
<i>Botryococcus</i> sp.		*	*	*
<i>Operculodinium</i> sp.		*		*

Table 1. (continued) Palynomorph distribution in samples from the Harania Cement Factory.

Plate 1. 1–2. *Leiotriletes microdriennis* Krutzsch, 1959; 3–4. *Granulatispories luteticus* (Krutzsch) Frederiksen, 1980; 5. *Polypodiaceoisporites minor* Kedves, 1961; 6. *Polypodiaceoisporites brevisculptatus* Kedves, 1973; 7–8. *Arecipites* sp.; 9. *Monocolpopollenites tranquillus* (Potonié) Thomson & Pflug, 1953; 10. *Tetracolporopollenites megadolium* (Potonié) Ollivier-Pierre, 1980; 11. *Bombacacidites* sp.; 12. *Bombacacidites* aff. *gonzalezii* Jaramillo & Dilcher, 2001; 13. *Tetracolporopollenites sapotoides* Pflug & Thomson, 1953; 14. *Polycolporopollenites* sp.



Among the tropical-subtropical species, the following taxa are characterized by high abundances.

Genus *Leiotriletes* Naumova 1939 ex Potonié & Kremp, 1951

Type species.- *Leiotriletes sphaerotriangulus* (Loose) Potonié & Kremp, 1995

Leiotriletes microdriennis Krutzsch, 1959
(Plate 1, Figs. 1-2)

The specimens correspond with the type by their shape, size, sculpturing psilate and a thick exine. This taxon is very abundant and present in all samples. The genus *Leiotriletes* is related to modern genus *Lygodium* (Schizaceae). It is a pantropical climbing fern living in dense forest and in tropical and subtropical marsh zones.

Genus *Granulatisporites* Ibrahim, 1933

Type species.- *Granulatisporites granulatus* Ibrahim, 1933

Granulatisporites luteticus (Krutzsch, 1959)
Frederiksen, 1980
(Plate 1, Figs. 3-4)

1959 *Punctatisporites luteticus* Krutzsch, p. 68, Pl. IV, Figs. 25-26.

Sculpturing granulate-verrucate is distributed fully over the surface of the spore. The species is related to the modern genus *Acrostichum*, especially with *Acrostichum aureum*, by the ornamentation and size, though by these characteristics it is difficult to separate this genus of *Lygodium*, according to Frederiksen (1980). We compare *G. luteticus* with *A. aureum*, and *Leiotriletes* with *Lygodium*, two modern spores from Colombia. Sporangia were prepared according to the standard acetolysis technique (Erdtman, 1969). The sclerine sculpture in *A. aureum* varies from completely psilate, to lightly granulate to granulate-verrucate, with verrucae up to 3µm. (Solé de Porta & Murillo, 2005). This confirms that it is difficult to separate between *Lygodium* and *Acrostichum* by the sculpturing.

In the present study, the fossil spores with completely psilate sclerine, size and other features are considered to be *Leiotriletes*. The fossil spores with granulate-verrucate

sculpturing are assigned to *Granulatisporites luteticus*. They are present in all samples.

The modern genus *Acrostichum* corresponds to one highly shrubby pantropical fern adapted to freshwater and brackish water, from a mangrove zone, river margins up to 200 meters of elevation, in a tropical and wet climate.

Genus *Proxapertites* Van der Hammen, 1956

Proxapertites operculatus Van der Hammen, 1956
(Plate 2, Figs.1-6)

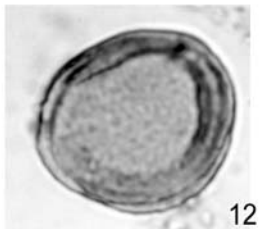
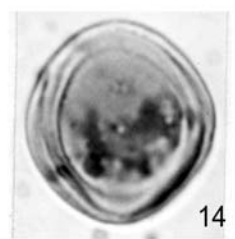
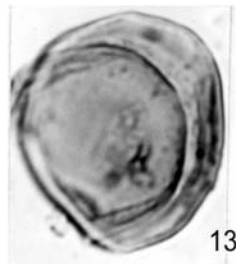
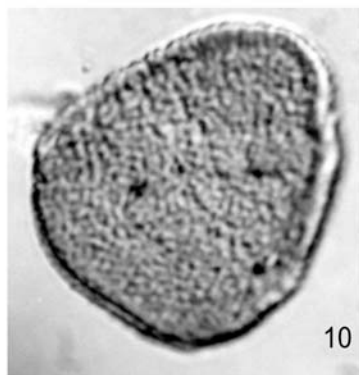
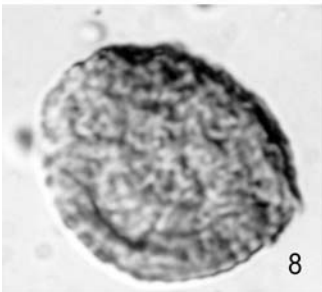
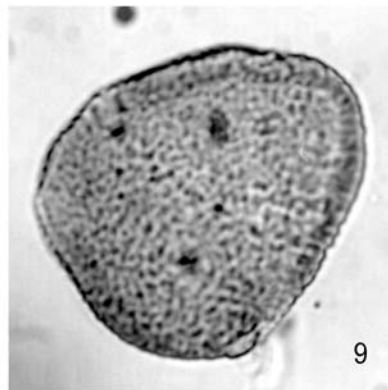
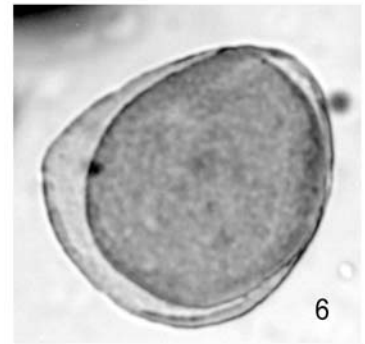
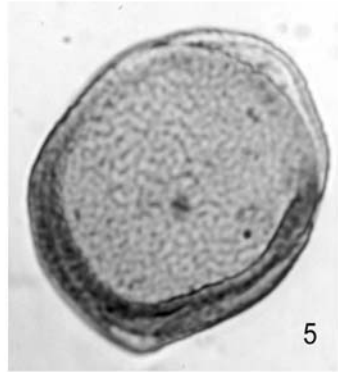
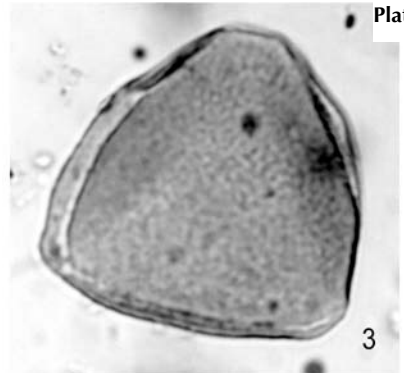
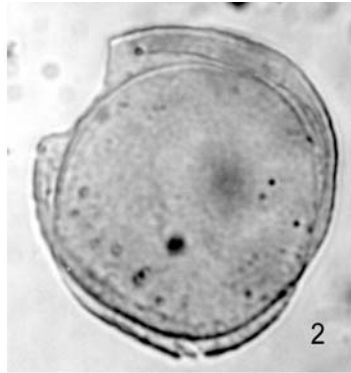
1954 *Monocolpites operculatus* Van der Hammen, p. 89, Pl. 5, Figs. A-B.

It is a zona-aperturate pollen with equatorial outline, circular to elliptic, with two adhering halves. The diameter of grains is between 27-53 µm. Sculpturing is fine reticulate-perforate with muri lower to 1 µm high. In some specimens the reticulum is slightly rugulate. It was found in all samples, varying from 4.5% to 50.5 % in relative abundance. It is a pantropical Angiospermae known in the Uppermost Cretaceous and Paleogene in the tropical regions of America, Asia, Africa and Europe.

According to Van der Hammen (1956), *Proxapertites* has probable botanical affinity with the modern genus *Astrocaryum* (Palmae). Muller (1968) considered that it probably represents an extinct group of palms, possibly related to *Nypa* (Palmae). Muller (1979) showed that *Proxapertites* had a pantropical and ecologic distribution very similar to that of *Nypa*. Zetter *et al.*, (2001) report a possible botanical affinity to modern Family Araceae. It is a probable evergreen herb life form, living in a coastal environment in a narrow brackish belt along the shores of rivers, channels and lagoons (Zetter & Hoffman, 2001).

Proxapertites psilatus Sarmiento, 1992
(Plate 2, Figs. 12-14)

Plate 2. 1-6. *Proxapertites operculatus* (Van der Hammen) Van der Hammen, 1956; 7-11. *Proxapertites malaguensis* nov. sp.; 12-14. *Proxapertites psilatus* Sarmiento, 1992.



20 μ m

Sculpture psilate to lightly scabrate. The maximum diameter of the grains ranges from 25–40 µm. Up to now, it has only been recorded in Colombia and Venezuela. It is present in samples S-66, S-68 and S-67. There is a possible botanical affinity to Palm.

Proxapertites malaguensis nov. sp.
(Plate 2, Figs. 7-11)

Zona-aperturate pollen, equatorial outline irregular circular to elliptic. The diameter of the grains ranges from 27–56 µm. The pollen halves are not quite symmetric. The exine is 1.5–2 µm thick. Sculpturing reticulate-rugulate with lumina of variable size, sometimes elongated, with a maximum breadth of 1 µm, separated by a muri of 1.6–2 µm in height with an irregular disposition, generally prolonged, giving rugulate appearance with small verrucae of 1–2 µm large at the upper part of the muri.

Holotype.- Plate 2, Figs. 7-8. Slide: S-66. Deposited in Smithsonian Museum.

Locus typicus.- Harania (Málaga).

Derivatio nominis.- Málaga city.

Proxapertites malaguensis distinguishes from *P. operculatus* in sculpturing, and from *P. verrucatus* Sarmiento (1992), which contains verrucae 2-3 µm broad, irregularly distributed by all surface of the grain, and separated by a micropitted to scabrate sculpturing.

Present in samples S-66, S-68 and S-67, it has only been recorded, until now, in the Harania (Málaga). There is a possible affinity to Palm.

Genus *Diporoconia* Frederiksen, Wiggins, Ferguson,
Dransfield & Ager, 1985

Diporoconia iszkaszentgyoergyi (Kedves 1965)
Frederiksen et al., 1985
(Plate 3, Figs. 1-4)

1965 *Diporites iszkaszentgyoergyi* Kedves, pp. 38-39, Pl. 7, Figs. 15-16.

Grains diporate. The maximum dimension of the grains in the polar view is between 30-52 µm, and between 35-

45 µm in the uppermost occurrence. The exine is 1.5-2 µm thick, psilate, and it has two exinal layers. The collumellae may not be clearly observed under transmitted light microscope. The pores are located at the ends of the grain, with an annulus or tumescence present at the pores. The maximum diameter of pores is between 6-10 µm, and between 6-8 µm in the uppermost occurrence. Sometimes one fold extends from pore to pore, giving the impression of a sulcus. The dimensions of the grains and of the pores observed in our specimens are included in the range of the type species without reaching the extreme sizes of 73 and 22 µm (Frederiksen et al., 1985). It is present in samples S-66, S-68 and S-67. It is frequent in the Eocene of Europe, and it has possible botanical affinity to modern genus *Daemonorops*, a pantropical palm living in coastal environments, in freshwater or in brackish water. A similar form has been reported in the upper Paleocene of Colombia, South America (Pardo et al., 2003).

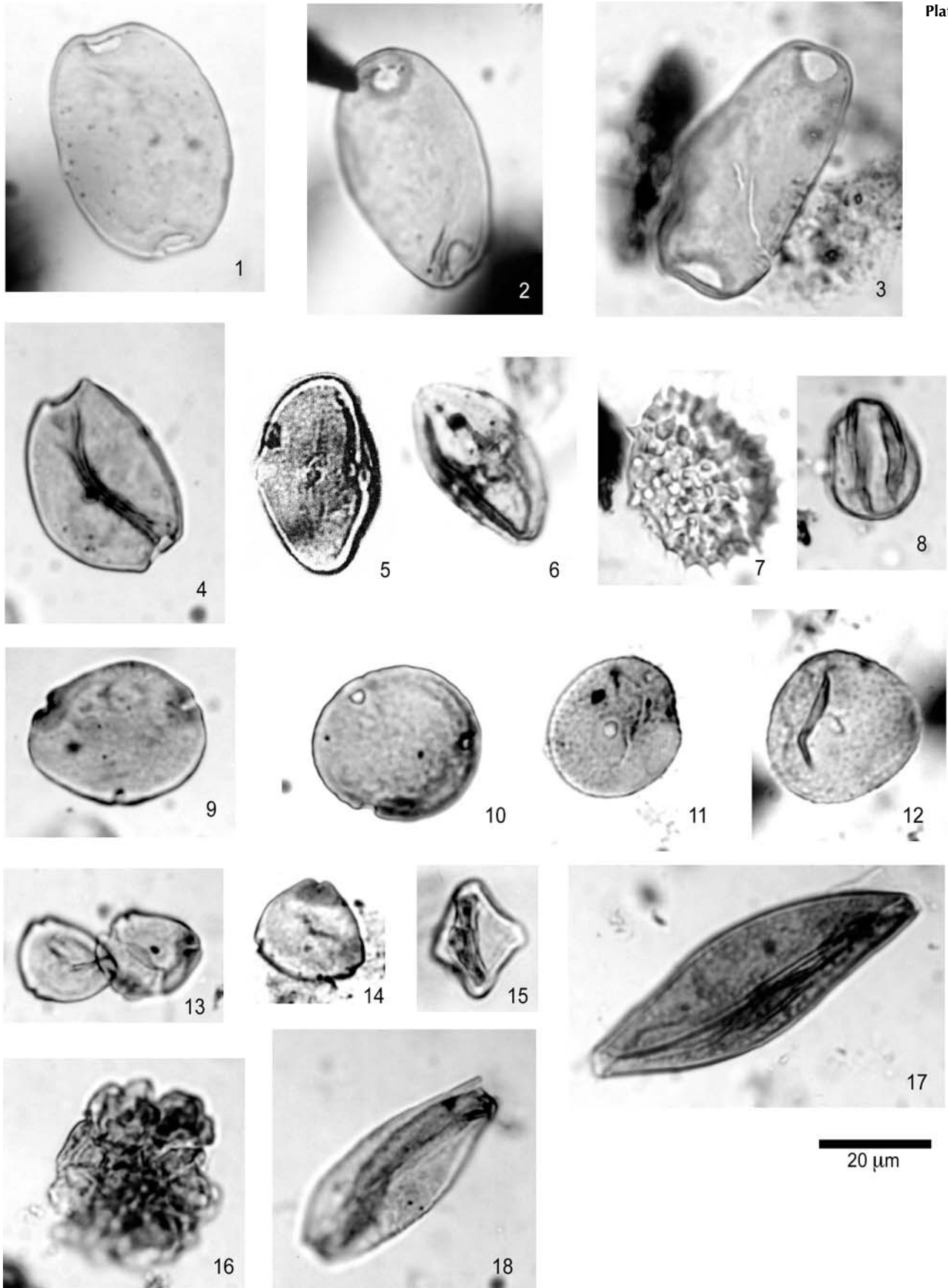
Genus *Rhoipites* Wodehouse, 1933

Rhoipites marcodurensis (Pflug & Thiergart 1953)
nov. comb.
(Plate 3, Figs. 5-6)

1976 *Retitricolporites marcodurensis* (Pflug & Thiergart 1953) Roche & Schuler, p. 28, Pl. XI, Figs. 20-22.

The genus *Retitricolporites* (Van der Hammen 1956) groups together tricolporate pollen grains with a reticulate sculpture (Van der Hammen & Wymstra, 1964). This generic name has been considered invalid (Jansonius and Hills, 1976, card 2402). The genus *Rhoipites* Wodehouse 1933 groups the tricolporate pollen grains with reticulate sculpturing, and prolate shape with costae colpi. *R. marcodurensis* is present in sample S-66. This taxon is related to modern genus *Cissus* (Vitaceae), a pantropical liana characteristic of dense forest.

Plate 3. 1–4. *Diporoconia iszkaszentgyoergyi* (Kedves) Frederiksen et al., 1985; 5–6. *Rhoipites marcodurensis* (Roche & Schuler, 1976) nov. comb.; 7. *Compositoipollenites rizophorus* (Potonié) Potonié, 1960; 8. *Cupuliferoideaipollenites liblarensis* (Thomson et al.) Potonié, 1960; 9. *Intratriporipollenites microreticulatus* Mai, 1961; 10. *Subtriploripollenites constans* Pflug, 1953; 11–12. *Milfordia minima* Krutzsch, 1970; 13–14. *Plicapollis pseudoexcelsus* (Krutzsch) Krutzsch, 1961; 15. *Pentapollenites laevigatus* Krutzsch 1962; 16. *Botryococcus* sp., algal colony; 17. *Cycadopites* cf. *lusaticus* Krutzsch & Sontag, 1970; 18. *Cycadopites* sp.



5. CLIMATIC GROUPS

Taxa were classified, according to their temperature affinities, into four major groups: tropical-subtropical, temperate, cosmopolite, and indeterminate. Figure 4 shows the percentages between the four groups. These values are calculated according to the data of Table 2. The Tropical-Subtropical group is dominant in all samples, always with values above 90% and a maximum of 96% in sample S-66. The Temperate group does not exceed four percent. The Cosmopolitan and Indeterminate group also has low values. This confirms a wet tropical-subtropical climate for the Málaga region during the Eocene.

6. TAPHONOMIC EFFECTS

Samples were slightly and slowly stirred during the palynological processing in order to avoid separating the halves of *Proxapertites*. We counted 200 grains of each species of *Proxapertites* to obtain the percentage of specimens with two adhering halves, specimens with an isolated halve, specimens fragmented and specimens

degraded. The percentage of these four groups in each sample is very different (Fig. 5).

The samples S-65 and S-67 have a large degree of degradation. Probably these samples were deposited in a freshwater marsh zone with fluvial channels which received fluvial input and fine-grained sediments from nearby emerged land. A short time connection with the marine environment possibly existed because two degraded specimens of dinoflagellate cysts were found.

Sample S-65.- Most of the organic matter is degraded. *Proxapertites* is represented only by *P. operculatus* with all specimens degraded. The remaining taxa are fragmented, with the exception of *Leiotriletes* and *Granulatisporites*, which are not fragmented and are well preserved. This would indicate a short water transport from the source area, not far from the depositional site. *Leiotriletes*, a climbing fern, and *Granulatisporites*, a shrubby fern, dominate the assemblage.

Sample S-66.- Is the richest one in both, taxa and organic matter. The three species of *Proxapertites* have a high proportion of specimens with two adhering halves, *P. opercu-*

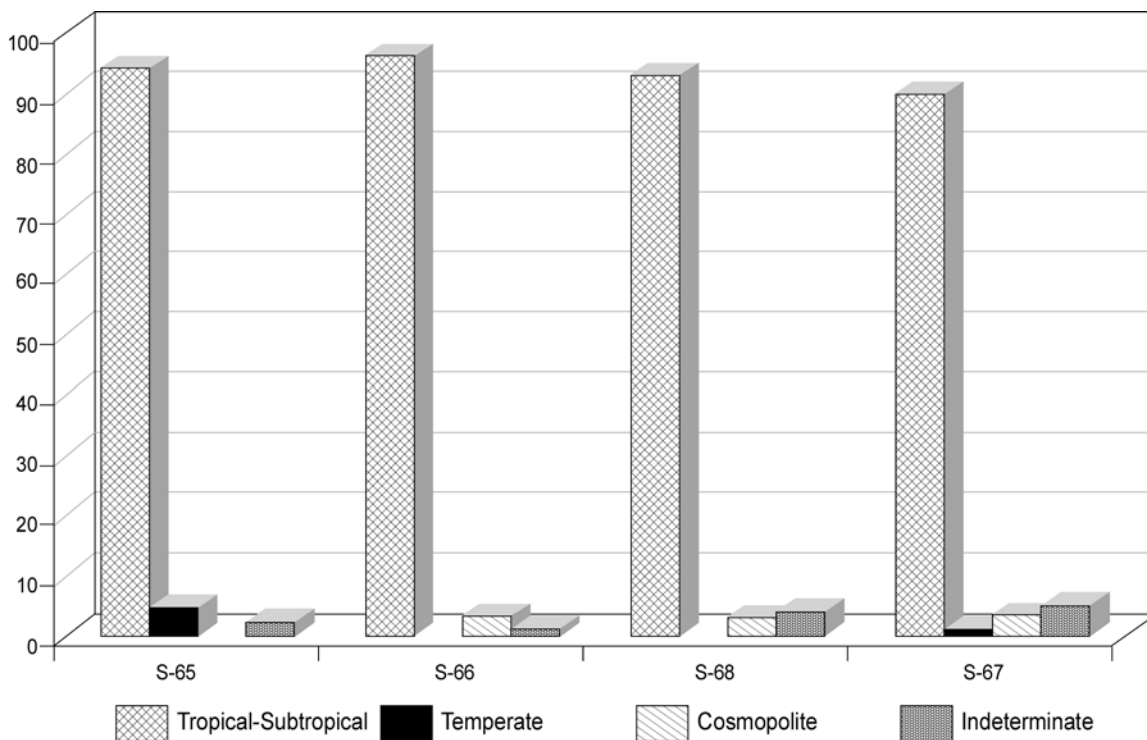


Figure 4. Percentage of tropical-subtropical, temperate, cosmopolite and indeterminate groups in every sample.

TAXA	S-65	S-66	S-67	S-68
<i>Leiotriletes adriennis</i>	—	5%	—	2.5%
<i>Leiotriletes microadriennis</i>	63.8%	22%	6%	16%
<i>Leiotriletes maxoides</i>	—	—	—	0.5%
<i>Granulatisporites luteticus</i>	6.8%	1%	30%	1.5%
<i>Polypodiaceoisporites</i> sp.	2.3%	1.5%	2%	0.5%
<i>Monoleiotriletes martinelli</i>	2.3%	1.5%	—	2.5%
<i>Maculatisporites ibericus</i>	—	—	—	0.5%
<i>Gleicheniidites</i> sp.	—	1%	—	—
<i>Biretisporites</i> sp.	—	0.5%	—	—
<i>Echinatisporis</i> sp.	—	—	—	0.5%
<i>Stereisporites</i> sp.	—	1%	—	0.5%
Trilete indet.	—	0.5%	2%	3.5%
<i>Pityosporites</i> sp.	4.3%	—	1%	—
<i>Cycadopites</i> sp.	—	3.5%	—	0.5%
<i>Monocolpopollenites tranquillus</i>	—	1%	1%	—
<i>Arecipites</i> sp.	—	0.5%	—	—
<i>Proxapertites operculatus</i>	4.5%	50.5%	33%	47%
<i>Proxapertites psilatus</i>	—	3.5%	1%	1%
<i>Proxapertites malaguensis</i>	—	4.5%	1%	2%
<i>Diporoconia iszkaszentgyoergyi</i>	—	—	2%	13%
<i>Compositoipollenites rizophorus</i>	—	—	1%	—
<i>Cupuliferoidaepollenites liblarensis</i>	—	—	—	0.5
<i>Plicatopollis</i> sp.	2.3%	—	—	—
<i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>	—	—	—	1.5%
<i>Triporopollenites constans</i>	—	—	2%	0.5%
<i>Subtriporopollenites magnoporatus</i>	—	—	2%	0.5%
<i>Subtriporopollenites constans</i>	4.5%	—	7%	—
<i>Platycaryapollenites ferreri</i>	2.3%	—	—	—
<i>Subtriporopollenites</i> sp.	—	—	1%	0.5%
<i>Tetracolporopollenites megadolium</i>	—	—	1%	—
<i>Tetracolporopollenites</i> sp.	—	—	—	1%
<i>Pentapollenites laevigatus</i>	2.3%	—	—	—
<i>Bombacacidites</i> aff. <i>gonzalezi</i>	2.3%	—	—	0.5%
Angiospermae indet.	2.3%	0.5%	3%	1%
<i>Botryococcus</i> sp.	—	2%	4%	2%

Table 2. Percentage of the most relevant Palynomorphs in samples from the Harania Cement Factory area.

latus (58%), *P. psilatus* (100%), and *P. malaguensis* (43%). This suggests that *Proxapertites*, *Leiotriletes* and algal colonies of *Botryococcus* developed *in-situ*.

Sample S-68.- The dominant tendency in *Proxapertites operculatus* is the presence of specimens with two adhering halves (42%), although the percentage of fragmented

grains is high (29%). In *Proxapertites psilatus* all specimens conserve two adhering halves. *Proxapertites malaguensis* has the same proportions of specimens with two and one halves (25%), and many of them are fragmented (50%). The organic matter contains well preserved land plant tissues and abundant woody remains of small size. The fragmented specimens and the woody remains

come from areas not far from the depositional site, which was a coastal marsh where abundant *Diporoconia*, a possible palm living in coastal environments, grew either in freshwater or in brackish water, as well as, *Proxapertites*, together with *Leiotriletes* and algal colonies of *Botryococcus*.

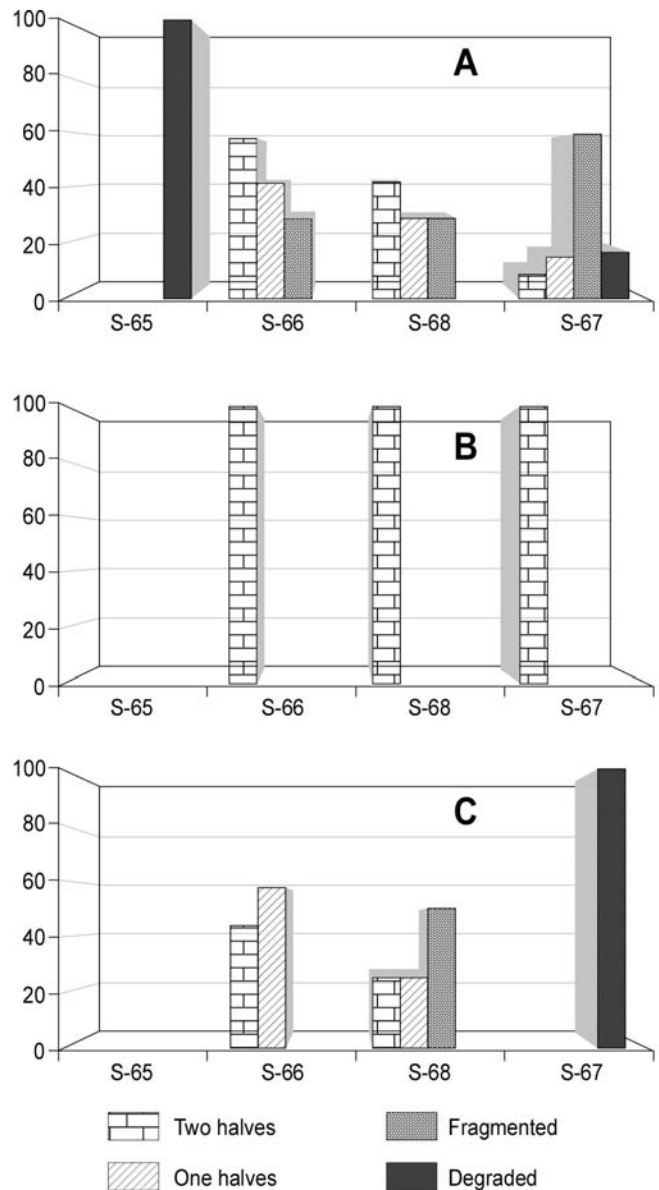
Sample S-67.—Contains fragmented (59%) and degraded (17%) specimens of *Proxapertites operculatus*. *Proxapertites psilatus* presents both adhering halves (100%). All specimens of *Proxapertites malaguensis* are degraded. The organic matter is well preserved. The sample holds numerous *Granulatisporites*, *Leiotriletes* and some Juglandaceae. Most *Proxapertites* grains probably were carried and deposited in a zone inhabited by abundant *Granulatisporites* and algal colonies of *Botryococcus*.

7. PALEOCLIMATE

The Late Paleocene-Early Eocene interval is characterized by a warm global climate (Wolfe, 1985). Many papers about palynofloras of the Late Paleocene-Eocene in the northwest of Europe confirm this warm and wet climate. During the Lower Cenozoic, the absence of polar ice caps, the attenuated winds and the widespread warm oceanic circulation from the equatorial-tropical areas up to high latitudes of Europe shape this scene.

During the Lower Eocene and Lutetian in the Atlantic coasts of northwest Europe, and Bartonian of northeast Spain mangroves developed. Many families and genera cited from Cuisian and Lower Lutetian today live in tropical regions in warm and wet climates. According to Olivier-Pierre *et al.* (1987), during the Eocene Juglandaceae, Fagaceae and Myricaceae, today inhabitants of temperate regions, were represented then by early species living in warm climates, that are now extinct.

The palynological assemblage of Harania confirms a wet tropical-subtropical climate. Among archaic forms extinct in the Eocene, Normapolles is registered only by the genus *Plicapollis*. The presence of Bombacaceae, early Juglandaceae, *Diporoconia*, the diversity of Sapotaceae and the amount of Schizaeaceae and Pteridaceae are features found in northwestern Europe at this time. However, the



A. *Proxapertites operculatus*, **B.** *Proxapertites psilatus*, **C.** *Proxapertites malaguensis*.

Figure 5. Taphonomic effects in *Proxapertites operculatus*, *Proxapertites psilatus* and *Proxapertites malaguensis* in every sample (value in percentages).

assemblage from Harania is distinctive by the large amount of *Proxapertites* (4.5%-58.5 %), the low percentage (2%-18%) and low diversity of other Angiospermae, and also the absence of *Nypa*, Taxodiaceae, and Nysaceae, among many others.

During the Ypresian and Lutetian, the development of a warm marine oceanic circulation from the Atlantic towards northwestern Europe, favoured the development of mangroves characterized by *Spinizonocolpites* (actual genus *Nypa*) together with a vegetation typical of a tropical climate, in England, Belgium, France (Caratini, 1975; Ollivier-Pierre *et al.*, 1987), Austria (Hofmann & Zetter, 2001), and NE Spain (Haseldonckx, 1973; Álvarez-Ramis, 1982; Cavagnetto & Anadón, 1995). The Harania outcrop was located in the Western Tethys Oceanic coastal plain, with warm oceanic circulation coming from the East, probably originating in the Indo-Pacific, allowing the growth of a tropical-subtropical wet vegetation type.

8. AGE

The *Alveolina* present in the limestones of the lower part of the stratigraphic section indicates an Upper Cuisian-Lower Lutetian age. The Harania palynological assemblage is similar to that of another Lower Lutetian locality of northeastern Spain (Boixedat, Huesca) which has, however, a higher proportion of temperate taxa (Solé de Porta & Porta, 1968), and which has been dated with mammals (Crusafont *et al.*, 1968), and larger foraminifera (Busquets *et al.*, 1986).

9. CONCLUSIONS

1) The palynological assemblage from Harania (Málaga) contains 99 taxa (84 taxa were identified in this paper and additional 15 taxa were cited previously at the same locality). The assemblage is dominated by *Proxapertites* (*P. operculatus*, *P. psilatus* and *P. malaguensis*) together with *Leiotriletes microadriennis* (cf. *Lygodium*) and *Granulatisporites luteticus* (cf. *Acrostichum*).

2) The Harania assemblage is similar to palynological assemblages found in the Krappfeld area (Austria), but it differs because its much higher diversity and high percentage of *Proxapertites*, in the absence of *Nypa*, and in the lower diversity and abundance (4%) of temperate taxa.

3) The Harania outcrop was located in the Western Tethys oceanic litoral which warmed oceanic circulations com-

ing from the east and originated in the Indo-Pacific. 4) The Harania palynological assemblage was dated as Upper Cuisian-Lower Lutetian, corresponds to a vegetation of tropical-subtropical wet climate and is different to that found in northeast Spain and rest of Europe.

10. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would be like to thank Dr. Jaime de Porta and Dr. Josep Serra Kiel (Universitat de Barcelona) for suggestions and discussions on palynology, stratigraphy and climate. The helpful comments of reviews by Dr. E. Barrón (Instituto Geológico y Minero de España) and Dr. M. Valle (Universidad de Salamanca) greatly improved this manuscript.

11. REFERENCES

- Álvarez, G., Busquets, P., Solé de Porta, N. and Urquiola, M.M. 1993. *Dendrophyllia reguanti* n. sp.: Una especie de Escleractinio del Bartonense de Vic (Barcelona, España). Su significado en los ambientes de Plataforma Externa afótica. *Revista Española de Paleontología*, N° Extraordinario, 140-150.
- Álvarez Ramis, C. 1982. Sobre la presencia de una flora de Paleomanglar en el Paleogeno de la depresión central catalana (curso medio del Llobregat). *Acta Geologica Hispanica*, 17 (1-2), 5-9.
- Azéma, J. 1961. Étude géologique des abords de Málaga (Espagne). *Estudios Geológicos*, 17, 131-160.
- Busquets, P., Matias, I. and Solé de Porta, N. 1986. Aportaciones sedimentológicas y micropaleontológicas al conocimiento de las formaciones lutecienses del Manto del Cadí - Prepirineo Catalán. *Revista de Investigación Geológica*, 42/43, 77-81.
- Caratini, C. 1975. Palinologie des deux formations détritiques éocènes dans le sud du Bordelais (Gironde); mise en évidence d'une végétation chaude et humide mais non typiquement tropicale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 série, XVII, 5, 797-802.
- Cavagnetto, C. and Anadón, P. 1995. Une Mangrove complexe dans le Bartonien du Bassin de l'Ebre (NE de l'Espagne). *Palaeontographica Abteilung B*, 236, 147-165.
- Cavagnetto, C. and Anadón, P. 1996. Preliminary palynological data on floristic and climatic changes during the Middle Eocene-Early Oligocene of the Eastern Ebro Basin, Northeast Spain. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 92, 281-305.
- Crusafont, M., De Renzi, M., and Clavell, E., 1968. Les grands traits d'une coupure Crétacé-Paléocène-Éocène au sud des Pyrénées (Isábena). Colloque sur l'Éocène, Paris, mai 1968. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 58, 591-596.

- Erdtman, G. 1969. Handbook of Palynology. An Introduction to the Study of Pollen Grains and Spores. *Munksgaard*, 486 pp.
- Frederiksen, N.O. 1980. Review of Early Tertiary Sporomorph Paleocology. *American Association of Stratigraphic Palynologists. Contributions Series*, 15, 1-92.
- Frederiksen, N.O., Wiggins, V.D., Ferguson, I.K., Dransfield, J. and Ager, C.M. 1985. Distribution, Palaeoecology and Botanical affinity of the Eocene pollen genus *Diporoconia* n. gen. *Palynology*, 9, 3-60.
- Haseldonckx, P. 1973. The palynology of some Palaeogene deposits between the Rio Esera and the Rio Segre, Southern Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49, 145-165.
- Hofmann, C.C. and Zetter, R. 2001. Palynological investigation of the Krappfeld area, Palaeocene/Eocene, Carinthia (Austria). *Palaeontographica Abhandlungen B*, 259 (1-6), 47-64.
- Jansonius, J., and Hills, L.V. 1976. *Genera File of Fossil Spores*. Special Publication, Dept. of Geology, University of Calgary, Calgary, Canada, Cards 1-3287.
- Kedves, M. 1968. Étude palynologique des couches du Tertiaire inférieur de la région parisienne. II. Tableau de quelques espèces et types de sporomorphes. *Pollen et Spores*, 10, 117-128.
- Kedves, M. 1988. Alterations des associations sporo-polliniques eocènes a la suite du traitement palynologique. *Revista Española de Micropaleontología*, 20 (3), 389-399.
- Kedves, M., Solé de Porta, N. and Martín-Algarra, A. 1996. Spores and pollen grains from Eocene layers of Malaga, Spain. *Plant Cell Biology and Development*, 7, 37-55.
- Klaus, W. 1987. *Einführung in die Paläobotanik. Fossile Pflanzenwelt und Rohstoffbildung*. Band I, Deuticke, Wien, 1-314.
- Martín-Algarra, A. (coord.) 2004. Capítulo 4. Cordillera Bética y Baleares. 4.4.2. Complejo Maláguide. In J.A.Vera (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 401-409.
- Muller, J. 1968. Palynology of the Padawan and Plateau Sandstone Formations (Cretaceous-Eocene) in Sarawak, Malaysia. *Micropaleontology*, 14, 1-37.
- Muller, J. 1979. Reflections on fossil palm pollen. IV *International Palynological Conference*, Lucknow, 1976-77 (1), 568-578.
- Ollivier-Pierre, M.F., Gruas-Cavagnetto, C., Roche, E. and Schuler, M. 1987. Elements de flore de type tropical et variations climatiques au Paleogène dans quelques bassins d'Europe nord-occidentale. *Mémoire Ecole Pratique des Hautes Etudes*. Institut Montpellier, 17, 173-205.
- Pardo Trujillo, A., Jaramillo, C.A. and Oboh-Ikuenobone, F.E. 2003. Paleogene Palynostratigraphy in the Eastern Middle Magdalena Valley, Colombia. *Palynology*, 27, 155-178.
- Pujalte, V., Baceta, J.I. and Payros, A. 2002. Tertiary Western Pyrenees and Basque-Cantabrian region. In W. Gibbons and T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 293-301.
- Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado, F., Lopez-Garrido, A.C. and Martín-Algarra, A. 1995. The Mesozoic and Cenozoic of the Maláguide Complex in the Málaga area: a Paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 74, 105-116.
- Solé de Porta, N. and Porta, J. de. 1984. État actuel des connaissances palynologiques du Tertiaire de l'Espagne. *Revue de Paléobiologie*, vol. Spécial, 209-219.
- Solé de Porta, N. and Murillo, M. T. 2005. Estudio palino-botánico de algunas especies de Pteridophyta de Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 29 (111), 183-218.
- Van der Hammen, T. 1956. Description of some genera and species of fossil pollen and spores. *Boletín Geológico*, 4, 111-117.
- Van der Hammen, T. and Wymstra, T.A. 1964. A Palynological study on the Tertiary and Upper Cretaceous of British Guiana. *Leidse Geologische Mededelingen*, 30, 183-241.
- Wodehouse, R. P. 1933. The oil shales of the Green River formation. *Torrey Botanical Club Bulletin*, 60, 479-524.
- Wolfe, J.A. 1985. Distribution of major vegetational types during the Tertiary. In Sundquist and Broecker (Eds.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. American Geophysics, Union Monogra, 32, 357-376.
- Zetter, R., Hesse, M. and Frosch-Radivo, A. 2001. Early Eocene zone-aperturate pollen grains of the *Proxapertites* type with affinity to Araceae. *Review of Palaeobotany and Palynology* 117, 267-279.
- Zetter, R., and Hofmann, C.C. 2001. New aspects of the palynoflora of the lowermost Eocene (Krappfeld Area, Carinthia), In Piller and Rasser (Eds.), *Paleogene of the Eastern Alps. Österreichischen Akademie Wissenschaften*, 14, 473-50.

MANUSCRITO RECIBIDO: 3 de abril, 2007

MANUSCRITO ACEPTADO: 20 de julio, 2007

Paleoambientes del Lago Colhue Huapi (Chubut, Argentina) durante el Holoceno reciente. Estudio palinológico

Matilde Trivi de Mandri y Lidia S. Burry

Laboratorio de Palinología, Departamento de Biología, Universidad Nacional de Mar del Plata, Funes 3250,
7600 Mar del Plata, Argentina.
mtrivi@mdp.edu.ar

RESUMEN

Los lagos representan una fuente de información de climas continentales y la oscilación del nivel de sus aguas es un indicador de las variaciones climáticas, especialmente en los de cuencas cerradas. Para el conocimiento de antiguos ambientes de Patagonia central se estudió el Lago Colhue Huapi (provincia de Chubut, Argentina). Este trabajo forma parte de un estudio arqueológico interdisciplinario que procura relacionar la disponibilidad de recursos con la movilidad y el asentamiento de los grupos indígenas del sur argentino. En concreto, tiene por objetivo conocer, por medio del análisis de polen, las comunidades vegetales del área durante el Holoceno reciente e inferir la extensión del lago a través del tiempo y así reconocer cambios ambientales regionales. Se tomó un testigo de 0,68 m de profundidad en la margen NW del Lago Colhue Huapi ($45^{\circ}15'S$, $68^{\circ}53'W$), con tres dataciones: 920 ± 35 BP (763-923 años cal BP), 1040 ± 70 BP (785-1067 años cal BP) y 1586 ± 40 BP (1387-1553 años cal BP) a 0,18 m; 0,41 m y 0,63 m de profundidad, respectivamente. El estudio polínico muestra pocas diferencias a lo largo del perfil en relación con la captación de polen regional. Sin embargo, se observan importantes variaciones en la frecuencia de taxones locales, que sugieren cambios en la extensión del lago relacionados con cambios ambientales a escala regional. Se infiere que antes de 1586 ± 40 años BP, se dio la mayor extensión del lago coincidiendo con los mayores valores de polen de Cyperaceae; desde 1586 ± 40 hasta ca.1360 años BP, hubo un descenso del nivel de las aguas del lago, con disminución de Cyperaceae y aumento de Poaceae; entre ca.1360 - 920 ± 35 años BP, se desarrolló el período de menor extensión del lago, con aumento de Poaceae y disminución de taxones hidro-higrófilos.

Palabras clave: Palinología, Paleoambiente, Holoceno reciente, Patagonia argentina, Paleolimnología, Argentina

ABSTRACT

[*Palaeoenvironments of Lake Colhue Huapi (Chubut, Argentina) during Late Holocene. Palynological study*] Lakes represent a source of information of continental climates and the oscillation of their water levels is an indicator of climate variations, especially in closed basins. In order to know ancient environments of central Patagonia, Lake Colhue Huapi (province of Chubut, Argentina) was studied. This work is part of an interdisciplinary archaeological study that seeks to relate the availability of resources with the movement and settlement of aboriginal groups from southern Argentina. The aim is to know, by means of pollen analysis, the plant communities of the area during the Late Holocene, to infer the extension of the lake through time and to thus recognise regional environmental changes. A core was taken at 0.68 m depth in the NW margin of Lake Colhue Huapi ($45^{\circ}15'S$, $68^{\circ}53'W$), with three dates: 920 ± 35 BP (763-923 years cal BP), 1040 ± 70 BP (785-1067 years cal BP) and 1586 ± 40 BP (1387-1553 years cal BP) at 0.18 m; 0.41 m and 0.63 m depth, respectively. Pollen studies show little differences along the profile in relation to regional pollen input; however, important variations in the frequency of local taxa are observed, thus suggesting changes in the extension of the lake related to environmental changes at a regional scale. We infer that before 1586 ± 40 years BP, the highest extension of the lake and of pollen frequency of Cyperaceae is seen; from 1586 ± 40 to ca. 1360 years BP, a fall in the level of the lake waters and of Cyperaceae, and an increase of Poaceae is observed; between ca.1360 - 920 ± 35 years BP, a period of least extension, an increase of Poaceae and a diminishment of hydro-hygrophilous taxa occur.

Keywords: Palynology, Palaeoenvironment, Late Holocene, Argentine Patagonia, Palaeolimnology, Argentina

1. INTRODUCCIÓN

Los lagos son uno de los mejores archivos de climas continentales (Fritz, 2005) y sus depósitos almacenan información que se puede descodificar para reconstruir los ambientes del pasado. De este modo, y teniendo en cuenta que la oscilación del nivel de los lagos de cuencas cerradas es un indicador muy sensible de las variaciones climáticas (Stockton, 1990), se tomó el Lago Colhue Huapi (provincia de Chubut, Argentina) como objeto de estudio para el conocimiento de antiguos ambientes de la Patagonia central.

En la Patagonia extra-andina se han realizado trabajos paleoambientales en lagos con diversos indicadores: polen, microalgas, ostrácodos, isótopos estables, tal es el caso de los lagos Cardiel (Stine y Stine, 1990; Markgraf *et al.*, 2003), Potrok Aike (Haberzettl *et al.*, 2005) y Laguna Azul (Mayr *et al.*, 2005) en la provincia de Santa Cruz.

El Lago Colhue Huapi pertenece a una cuenca endorreica y forma, junto con el Lago Musters, el sistema lacustre natural más extenso de la Patagonia extra-andina. Los tehuelches eran sus antiguos pobladores, gentes de hábitos cazadores recolectores, grandes conocedores de la topografía y de la mineralogía, de la fauna y de la flora. El guanaco (*Lama guanicoe*) era la presa más cazada y de él aprovechaban la carne, la piel, los huesos y los tendones (Podestá, 1997), pero también consumían el ñandú (*Pterocnemia pennata*) y el pichi (*Zaedyus pichiy*). Respecto de la alimentación en base a plantas de zonas húmedas, los tehuelches se alimentaban de los bulbos de las Cyperaceae y las raíces de las Juncaceae. Musters (1871) narra que podían vivir varios días sólo de frutos.

También en relación con la utilización del ambiente, en las márgenes del Lago Colhue Huapi se llevaron a cabo estudios preliminares de restos arqueológicos con indicios de haber estado sumergidos, hallándose una industria caracterizada por instrumentos tales como raspadores, raederas, cuchillos, pesas de red, manos de moler, guijarros tallados, percutores, núcleos y desechos de talla. La materia prima predominante son sílices, xilópalos, ópalo translúcidos y basaltos. Hay material arqueológico hacia el interior de lo que fuera el lecho del lago, por cuya razón se infiere que los campamentos se iban despla-

zando a medida que variaba el borde del lago a través del tiempo (Arrigoni, 2001).

Dada su escasa profundidad, el lago muestra cambios apreciables en su extensión en relación con los volúmenes de agua ingresados y evaporados. Se han realizado estudios históricos a partir de fuentes orales y de imágenes de satélites de la última década poniendo en evidencia los cambios recurrentes en el nivel de las aguas. De este modo, en el período 1998-2002 se observaron marcadas fluctuaciones en las dimensiones del lago, alcanzándose en el año 2001 niveles preocupantes, que hicieron temer la desaparición del lago (Coronato, 2003). En la actualidad, las aguas del lago se utilizan para riego y para proveer de agua potable a distintas localidades de la provincia de Chubut. Al estar enclavado en una región donde el recurso agua es escaso, desde un punto de vista social resulta importante conocer su historia en una escala de tiempo más prolongada, con vista a evaluar su evolución en el futuro.

Este trabajo forma parte de un estudio arqueológico interdisciplinario que procura relacionar la disponibilidad de recursos con la movilidad y el asentamiento de los grupos indígenas de la Patagonia central, teniendo en cuenta que según referencias históricas (Musters, 1871) los cambios climáticos han tenido un impacto significativo sobre los recursos. El objetivo, entonces, es conocer por medio del análisis palinológico las comunidades vegetales del área durante el Holoceno reciente, inferir la extensión del lago a través del tiempo, y así reconocer cambios ambientales regionales.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El Lago Colhue Huapi, de características en parte argilo-tróficas, con una profundidad media de 2 m, está asentado en una cubeta de deflación y forma parte de una cuenca endorreica de 28.200 km² de superficie. Está ubicado en la zona árida de máxima amplitud térmica de Argentina (70°C), a 258 m snm. El Río Senguerr, único inmisario del sistema lacustre Musters – Colhue Huapi, nace en el Lago Fontana, ubicado en la Cordillera de Los Andes; tiene un régimen pluvio – nival y a lo largo de su

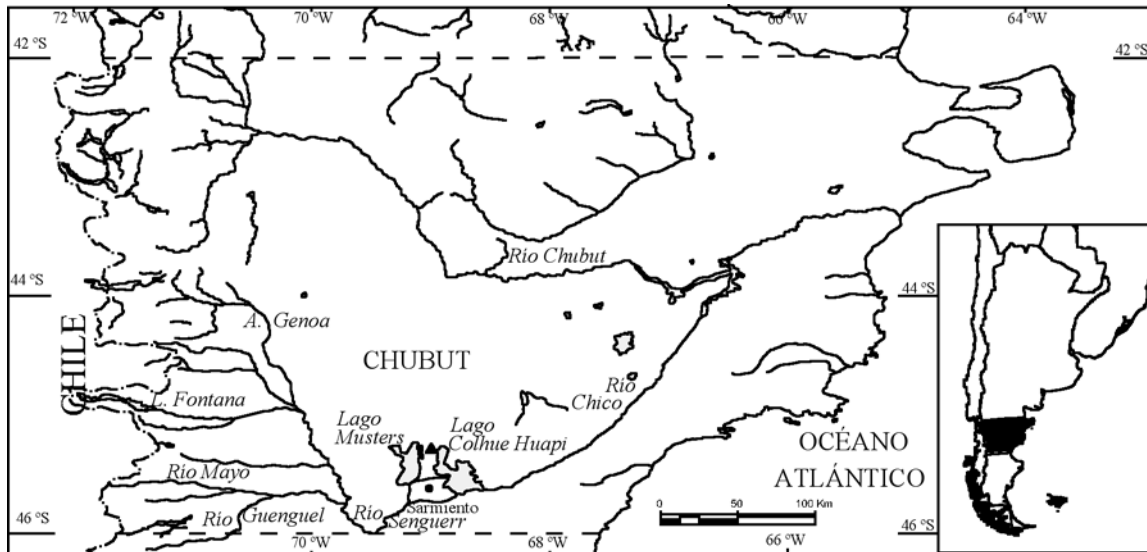


Figura 1. Mapa del área de estudio. ▲ Sitio Boliche de Jerez (Provincia de Chubut).

Figure 1. Map of the studied area. ▲ Boliche de Jerez site (Chubut province).

curso recibe las aguas de los ríos Genoa y Mayo; en sus nacientes, la precipitación es aproximadamente de 1000 mm anuales y, en su desembocadura en los lagos, disminuye a 150 - 180 mm. El Lago Colhue Huapi tiene derrames intermitentes hacia el Río Chico; este comportamiento alternante es la manifestación visible de las diferencias del balance de caudales recibidos y evaporados. Debido a su escasa profundidad es un ambiente polimíctico con elevada concentración salina y de nutrientes pero con baja biomasa algal, cuyo desarrollo estaría limitado principalmente por la turbidez de origen inorgánico. La temperatura media anual de la zona es de 10,9°C. La región tiene un régimen de fuertes vientos, principalmente estivales, provenientes del oeste, los *westerlies*, que provocan la evaporación de las aguas y la erosión de las costas del lago cuando éste se encuentra en sus niveles más bajos.

El sitio estudiado se denomina Boliche de Jerez (45°15'S, 68°53'W) y se halla al NW del Lago Colhue Huapi (Fig. 1). Fitogeográficamente, está ubicado en la Provincia Patagónica, Distrito Central, Subdistrito Chubutense (Soriano, 1956), con una fisonomía de estepa arbustiva rala. En la región se encuentra un marcado gradiente de la precipitación desde la Cordillera de los Andes (en el límite con Chile) hacia la costa atlántica, con valores mayores de 1000 mm anuales, pasando por 150 mm en el centro y aumentando a 200 mm en la costa. También hay un gra-

diente de temperatura creciente de oeste a este. Estas diferencias climáticas están asociadas con cambios de vegetación; sucediéndose de la siguiente manera: bosque subantártico dominado por especies arbóreas del género *Nothofagus*, circunscripto a la cordillera, estepa gramínea (Distrito Subandino), estepa gramínea-arbustiva (Distrito Occidental), estepa arbustiva (Distrito Central) para terminar en la costa atlántica con una estepa arbustiva-matorral (Distrito del Golfo).

En el Distrito Central donde está enclavado el lago en estudio, dominan las poblaciones de arbustos de *Chuquiraga avellanadae* Lor. y *Nassauvia glomerulosa* (Lag.) Don., además se presentan las gramíneas *Stipa chrysophylla* Desv., *S. humilis* Vahl y *Poa ligularis* Nees ap. Stend. Se dan también algunos arbustos altos como *Prosopis denudans* Benth., *Lycium ameghinoi* Speg., *Berberis cuneata* DC. y *Verbena ligustrina* Lag. Entre los lagos Colhue Huapi y Musters alternan especies halófilas, como *Atriplex lampa* (Moq.) D. Dietr., *A. sagittifolia* Speg. y *Frankenia patagonica* Speg., con poblaciones de *Chuquiraga avellanadae* y *Nassauvia glomerulosa* (Soriano, 1956; Cabrera, 1994). En Colonia Sarmiento, situada al SW del lago, se encuentran mallines y lagunitas. El paisaje es del tipo gramíneo arbustivo con *Chuquiraga* y *Atriplex* como taxones predominantes y gramíneas bajas. En la costa se encuentran especies de la familia Poaceae, particularmente del género *Distichlis*, además de arbustos de *Sene-*

cio filaginoides DC. y Rosaceae. El Bosque Subantártico de *Nothofagus* se desarrolla en la Cordillera de Los Andes a más de 150 km en dirección oeste.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

Muestreo.- En febrero de 2004 se realizó un muestreo sistemático en una calicata. El perfil ubicado a 100 m de distancia de la margen del lago, en el paraje Boliche de Jerez, tenía 0,68 m de profundidad. Los 0,30 m más profundos del perfil estaban formados por arcilla compacta húmeda, con un vetado verde amarillento, mientras que los 0,38 m superiores por arcilla en terrones. Sobre el sitio de muestreo el sustrato se presentaba gris arenoso, sin vegetación. Se tomaron 13 muestras de 0,02 m de sección, con una equidistancia de 0,04 m, que fueron empaquetadas en papel de aluminio para su posterior procesamiento.

Fechaos C14.- Con el objeto de conocer la antigüedad del perfil se determinaron, por falta de macrorrestos orgánicos, tres fechados en sedimento orgánico. En un caso (0,41 m de profundidad) se realizó por C14 convencional y en los otros dos (0,18 y 0,63 m de profundidad) por medio de Espectrometría de Aceleración de Masa (AMS). Las edades radiocarbónicas fueron calibradas mediante el programa Calib Radiocarbon Calibration, curva intcal 04.14c, 2 sigma (Stuiver & Reimer, 1993) (Tabla 1). A pesar de las posibles desviaciones de la curva de calibración del Hemisferio Sur respecto de la del Norte, no se corrigieron los fechados calibrados debido a la falta de una noción clara sobre la verdadera diferencia entre ambos hemisferios (Rubinos Pérez, 2003). Con los datos de profundidad y los fechados radiocarbónicos se calculó la tasa de sedimentación (Tabla 2).

Edad (años BP)	Tasa de sedimentación
actual	0,02 cm/año
920±35	0,19 cm/año
1040±70	0,04 cm/año
1586±40	

Tabla 2. Tasas de sedimentación para distintos segmentos del perfil.

Table 2. Sedimentation rates for different segments of the section.

Extracción.- Los granos de polen se recuperaron por medio de las técnicas de Faegri & Iversen (1989), siguiendo los pasos siguientes:

- a) a cada muestra se le agregaron tabletas de esporas de *Lycopodium clavatum* como marcador foráneo (Stockmarr, 1971), lo que permite calcular la concentración polínica, ya que tanto el polen originario de la muestra como el agregado están afectados por las mismas causas de error. Además, este método no exige contar todo el material del preparado y posibilita realizar las curvas de área mínima (Bianchi & D'Antoni, 1986);
- b) las muestras fueron filtradas a través de una malla de 260 µm;
- c) el material fue defloculado y neutralizados los ácidos húmicos con una solución de hidróxido de potasio al 10% en baño térmico a 100 °C;
- d) los carbonatos fueron removidos por el agregado de ácido clorhídrico a temperatura ambiente y posteriormente fueron enjuagados numerosas veces con agua destilada;
- e) los compuestos orgánicos (d<1,7) fueron separados de los inorgánicos (d>2,0) por flotación diferencial utilizando una solución acuosa de cloruro de cinc calibrada a una densidad de 1,9 g/l;
- f) los escasos si-

Muestra	Profundidad (m)	N° Lab	Edad C14 (años BP)	Edad cal (años BP)	Obtención del fechado
BJ11	0,18	AA73305	920±35	763-923	AMS
BJ6	0,41	LP1508	1040±70	785-1067	Convencional
BJ2	0,63	AA69388	1586±40	1387-1553	AMS

Tabla 1. Edades radiocarbónicas del perfil Boliche de Jerez.

Table 1. Radiocarbon ages of the Boliche de Jerez section.

licatos fueron removidos por medio de enjuagues con ácido fluorhídrico; g) las moléculas de celulosa fueron disgregadas en fragmentos solubles a través de una acetólisis, y sus fragmentos fueron luego lavados sucesivamente con agua destilada; h) los residuos fueron incluidos en glicerina y transferidos a viales de 5 ml a temperatura ambiente.

Determinación y recuento.- Los tipos polínicos de cada una de las muestras fueron determinados mediante la utilización de bibliografía especializada (Erdtman, 1943, 1969; Heusser, 1971; Markgraf & D'Antoni, 1978; Moore *et al.*, 1991) y por comparación con la colección de referencia del Laboratorio de Palinología de la Universidad Nacional de Mar del Plata. Los diversos tipos polínicos fueron contados al microscopio óptico con un aumento de 1.000x hasta obtener una suma polínica adecuada, calculada por medio de las curvas de área mínima (Bianchi & D'Antoni, 1986); se tomó como suma polínica base 200 granos. Se estimó asimismo la abundancia de las algas clorofíceas *Pediastrum* y *Botryococcus* en una escala de frecuente, escaso y ausente. Estas fueron evaluadas cualitativamente ya que las colonias se encontraban rotas en fragmentos de diversos tamaños.

Análisis estadístico.- Se calculó la diversidad de taxones polínicos de cada una de las muestras mediante el uso del Índice de Shannon & Weaver (1949):

$$H = - \sum_{i=1}^i p_i \log p_i$$

donde los p_i fueron estimados a partir de n_i/N como la proporción de la población total de individuos (N) pertenecientes a la *i*ésima especie (n_i).

Se realizó la zonación del perfil mediante análisis de clasificación utilizando el método de Suma de Cuadrados de Orloci. Asimismo, se realizó un análisis de ordenación de muestras y variables por medio del análisis de correspondencia "detrended" (CA programme). Ambos análisis se llevaron a cabo con el programa Tilia pack, versión 1,12 (Grimm, 1992). Para estos análisis se descartaron aquellos taxones con porcentajes menores del 2% con el objetivo de disminuir el ruido que provoca el ingreso de variables con escaso valor ecológico.

Se calcularon los valores medios de los índices de diversidad para cada una de las zonas, determinadas mediante el análisis de clasificación, y luego se realizó un análisis de varianza (ANOVA).

4. RESULTADOS

Análisis cronológico.- Las dataciones radiocarbónicas revelan edades entre 1586±40 y 920±35 años BP, que corresponden a edades calibradas de 1387-1553 hasta 763-923 años BP (Tabla 1).

Análisis de sedimentos.- Se obtuvieron las tasas de sedimentación para distintos segmentos del perfil (Tabla 2).

Se encontraron 38 tipos polínicos y dos tipos algales. La suma polínica osciló entre 221 y 755 granos de polen, dependiendo de la riqueza de cada una de las muestras. En el registro de polen fósil hay dominancia de polen no arbóreo. El polen arbóreo aparece representado por los géneros *Nothofagus* (entre 2,5 y 14%) y *Podocarpus* (menos del 2%); ambos corresponden a polen extra-regional arrastrado por los vientos del oeste. El polen no arbóreo pertenece principalmente a las familias Poaceae (hasta 41%), Cyperaceae (entre 9 y 65%) y Chenopodiaceae (entre 5 y 21%) y a la subclase Monocotiledoneae (entre 3 y 32%). Las algas presentes son clorofíceas coloniales de los géneros *Pediastrum* y *Botryococcus* (Fig. 2).

Basándonos en los análisis de clasificación y ordenación se pudieron delimitar cuatro zonas denominadas: B-1, B-2, B-3 y B-4 (Figs. 2 y 3). Desde la base hasta la superficie, las zonas se caracterizan como sigue:

B-1 (0,68 – 0,66 m) corresponde a un período anterior a 1586±40 años BP habiéndose estudiado una única muestra. Esta zona es la que contiene mayor proporción de Cyperaceae y ausencia de Poaceae. El alga *Pediastrum* es frecuente en este nivel, y la familia Chenopodiaceae se encuentra en las proporciones mínimas.

B-2 (0,64 - 0,54 m), a partir de 1.586±40 años BP hasta una edad estimada de 1360 años BP. Hay una disminución de los taxones palustres, tales como Cyperaceae, y aparecen representadas las Poaceae (hasta 24%). También se hallan en esta zona tipos polínicos característicos de

Bolicho de Jerez (Chubut)
(45° 15' S, 68° 53' W)

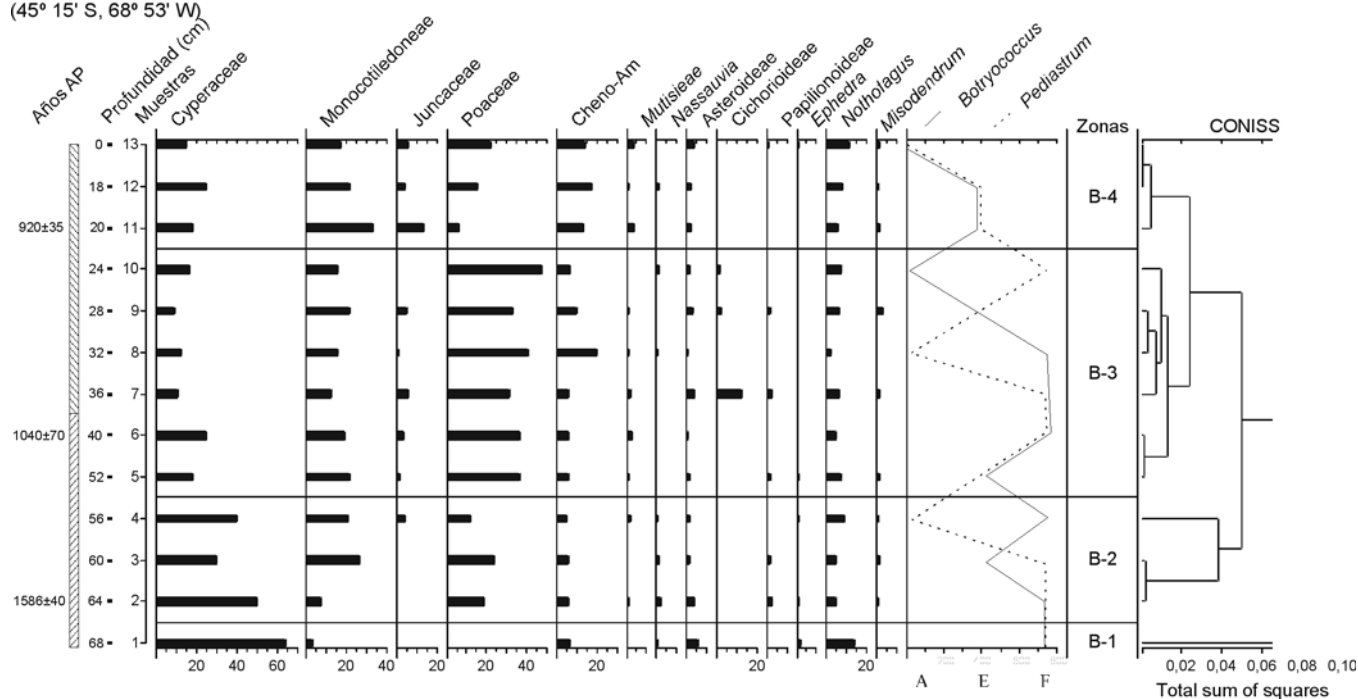


Figura 2. Diagrama polínico sintético del Sitio Bolicho de Jerez. Arcilla compacta húmeda con vetado verde. Arcilla muy compacta en bloques. A: ausente, E: escaso, F: frecuente.

Figure 2. Synthetic pollen diagram of the Bolicho de Jerez site. Compacted and wet green-grained clay. Very compacted, in blocks, clays. A: absent, E: scarce, F: frequent.

la estepa como *Nassauvia*, Papilionoideae, Asteraceae subfam. Asteroideae y *Ephedra*. Las Chenopodiaceae se mantienen en los porcentajes de la zona anterior. Las algas *Pediastrum* y *Botryococcus* muestran una reducción en sus proporciones, si bien *Botryococcus* aumenta en el nivel ubicado al final de esta zona.

B-3 (0,52 - 0,22 m), con posterioridad a ca. de los 1360 hasta antes de 920±35 años BP, el registro polínico regional está dominado por Poaceae (máximo de 48%) y taxones de estepa. Las Chenopodiaceae alcanzaron en este período su pico máximo. La presencia de las algas en esta zona sufrió fluctuaciones, aumentando la proporción de ambos géneros hacia 1040±70 BP y divergiendo antes de 920±35 BP.

B-4 (0,20 - 0 m) desde 920±35 años BP hasta la actualidad. Se observa un aumento de los taxones de ambientes palustres: Cyperaceae (25%), Monocotiledoneae (32%) y Juncaceae (14%), y una disminución de Poaceae (22,5%).

Las Chenopodiaceae, en proporciones de las más altas del perfil, aumentan y los taxones de estepa se mantienen constantes. Las algas *Pediastrum* y *Botryococcus* alcanzan los valores mínimos.

La ordenación realizada mediante el análisis de correspondencia (Figs. 3a,b) explicó con los dos primeros ejes de correspondencia el 94% de la varianza, y ordenó las muestras del perfil en las cuatro zonas delimitadas con el análisis de clasificación. La ordenación de las variables permitió visualizar los taxones responsables de cada una de las zonas del perfil.

Diversidad.- El índice de diversidad engloba a dos componentes: riqueza y equitatividad, el número de taxones y su abundancia relativa respectivamente. La tabla 3 muestra los valores promedio de diversidad y de riqueza para cada zona polínica del perfil. El análisis ANOVA para los valores promedio de diversidad entre cada una de las zonas fue significativo (ANOVA, F = 4,042, P = 0,045).

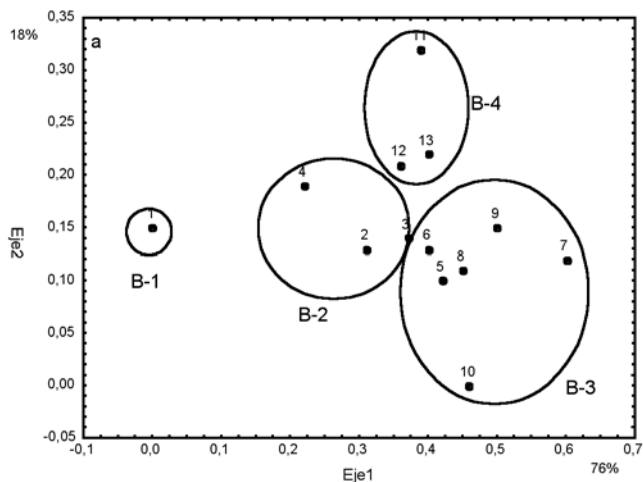


Figura 3a. Ordenación de muestras.

Figure 3a. Arranging of samples.

En la tabla 3 se observa que la diversidad fue aumentando desde la zona polínica más antigua hasta la más moderna, mientras que la riqueza del registro polínico no lo hizo de la misma manera.

Fechados años BP	Zona polínica	Diversidad H	Riqueza S
actual			
920±35	B4	0,92	16,66
1040±70	B3	0,80	15
1586±40	B2	0,77	17,33
	B1	0,56	12

Tabla 3. Valores promedio de diversidad y de riqueza para cada zona polínica del perfil.

Table 3. Average values of diversity and richness for palynological zones of the section.

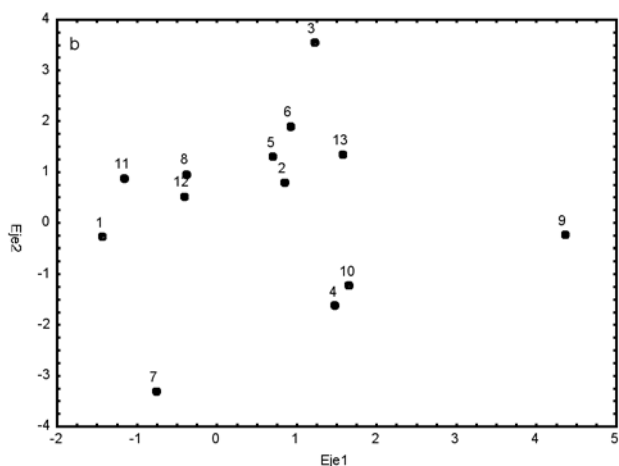


Figura 3b. Ordenación de variables. 1. Cyperaceae, 2. Monocotiledoneae, 3. Juncaceae, 4. Poaceae, 5. Chenopodiaceae-Amaranthaceae, 6. Asteraceae subfam. Mutisieae, 7. *Nassauvia*, 8. Asteraceae subfam. Asteroideae, 9. Asteraceae subfam. Cichoroideae, 10. Fabaceae subfam. Papilionoideae, 11. *Ephedra*, 12. *Nothofagus*, 13. *Misodendrum*.

Figure 3b. Arranging of variables. 1. Cyperaceae, 2. Monocotiledoneae, 3. Juncaceae, 4. Poaceae, 5. Chenopodiaceae-Amaranthaceae, 6. Asteraceae subfam. Mutisieae, 7. *Nassauvia*, 8. Asteraceae subfam. Asteroideae, 9. Asteraceae subfam. Cichoroideae, 10. Fabaceae subfam. Papilionoideae, 11. *Ephedra*, 12. *Nothofagus*, 13. *Misodendrum*.

5. DISCUSIÓN

Las variaciones en el nivel de los lagos son el resultado de variaciones climáticas, donde altos niveles se corresponden a fases más frías y/o húmedas y bajos niveles a fases más cálidas y/o más secas (Shennan, 2005). En general, los lagos de cuencas cerradas de regiones semiáridas, como el sur de la Patagonia, responden mucho más a los cambios ambientales y climáticos que los lagos que se encuentran en condiciones más húmedas (Zolitschka *et al.*, 2006). De esta manera, los espectros polínicos procedentes de los sedimentos lacustres representan buenas fuentes de información de la vegetación regional. Sin embargo puede ocurrir una sobrerrepresentación ocasional de vegetación local de hidrófitas como también de halófitas (Horowitz, 1992). En el caso particular del Lago Colhue Huapi, ubicado en la porción más árida de la estepa patagónica, el espectro polínico estudiado, Boliche de Jerez, muestra pocas diferencias a lo largo del perfil en relación con el ingreso de polen regional. No obstante, se observan importantes variaciones en la frecuencia de taxones locales, especialmente de especies hidro-higrófilas, halófilas y del alga clorofícea *Pediastrum*. En este contexto, el análisis de la representación de la vegetación

local sugiere cambios en la extensión del lago que están en relación con cambios ambientales a escala regional.

Dentro de las halófitas, la familia Chenopodiaceae, que se desarrolla en las márgenes salinizadas de cuerpos de agua, estaría indicando disminución del nivel del lago. Las quenopodiáceas que actualmente crecen en la zona son *Atriplex lampa* (Moq.) D. Dietr. y *A. sagittifolia* Speg., de esta manera el aumento de la abundancia de los granos de esta familia podría atribuirse a estas especies.

La utilización de los análisis de clasificación y de ordenación de las muestras del perfil permitió la identificación de las distintas zonas polínicas y ayudó a la interpretación ambiental, en particular a inferir los cambios en la extensión del lago durante el período estudiado. Así, el análisis de clasificación agrupó las muestras del perfil por su semejanza cuali-cuantitativa y el de correspondencia ordenó las muestras a lo largo del primer eje, de acuerdo con el gradiente del nivel de las aguas del lago.

De este modo, la zona más antigua del perfil, anterior a 1586±40 años BP, se ubica en un extremo del gradiente evidenciando el momento de mayor extensión del lago dentro del período estudiado, relacionado con la más alta frecuencia de polen de Cyperaceae. Esta zona está conformada por una sola muestra, lo que parecería insuficiente para constituir una biozona, sin embargo representa el registro polínico más disímil de todo el perfil, evidenciado en los resultados de los análisis estadísticos (Figs. 2 y 3), lo que justificaría la conformación de una zona aparte del resto de las muestras.

La zona correspondiente al período que transcurre desde 1586±40 hasta ca. 1360 años BP, está ubicada en la porción central del gradiente, indicando el descenso del nivel de las aguas del lago, vinculado con la disminución de Cyperaceae y el aumento de Poaceae.

La tercera zona, entre ca. 1360 hasta 920±35 años BP, está situada en el otro extremo del gradiente, y presenta un importante aumento de Poaceae y una disminución de taxones hidro-higrófilos como Cyperaceae y otras monocotiledóneas como las familias Juncaceae y Juncaginaceae. El aumento de las Poaceae se podría atribuir a las especies *Distichlis scoparia* (Kunth) Arech. y *Distichlis spicata* (L.) Greene, debido a que la disminución de las cyperáceas

estaría indicando una disminución del nivel del lago y por ende, las márgenes salinizadas se ampliarían, entonces el aumento de Poaceae observado estaría asociado al aumento de las poblaciones de *Distichlis* que se desarrollan en suelos salinizados y que acompañan en las márgenes secas del lago a las matas de *Atriplex*. En esta zona se sugiere el período de menor nivel de las aguas y por consiguiente el de menor extensión del lago. Para la etapa comprendida entre 1040±70 y previo a 920±35 años BP (parte de esta tercera zona) se verificó la más alta tasa de sedimentación del perfil (0,19 cm/año). El escenario geológico en determinadas circunstancias puede producir situaciones contra intuitivas que requieren una detallada comprensión de la respuesta geomorfológica regional a los cambios climáticos (Fritz, 2005). En algunos lagos de América del Norte se ha observado una mayor tasa de sedimentación durante intervalos secos que durante momentos de mayor precipitación, cuando la arena que migraba bloqueaba el sistema de drenaje (Loope *et al.*, 1995); esta misma situación se podría esperar en otros escenarios. Al haber una mayor sequía regional, habrá menor cobertura de la vegetación de la estepa y los fuertes vientos del oeste pueden incrementar el depósito de sedimentos.

La zona más moderna del perfil, desde los 920±35 años BP hasta la actualidad se ubica en la porción central del gradiente y revela un nuevo aumento de las aguas, algo semejante al del período entre 1586±40 y ca. 1360 años BP, relacionado con un incremento de Cyperaceae y una disminución de Poaceae.

Con respecto a los cambios de diversidad observados a lo largo del perfil, el componente que aumenta en el tiempo es la equitatividad, es decir la dominancia de algunos taxones va disminuyendo mientras que la riqueza no aumenta de la misma forma. En el Colhue Huapi el índice de diversidad se vio afectado con los distintos niveles del lago. Así, las zonas correspondientes a niveles intermedios del lago tienen mayor diversidad debido a la disminución de la abundancia de las plantas palustres y por consiguiente mayor presencia de taxones que colonizaron los bordes secos del lago.

El evento de mayor extensión del lago (anterior a 1586±40 años BP) concuerda con un período de aumento de humedad detectado con posterioridad a los 1.700±50 años

BP en el registro polínico del Alero de las Manos Pintadas (45°28'S, 69°42'W), y luego este registro indica un período de mayor sequía que llega hasta la actualidad (Burry & D'Antoni, 2001).

En coincidencia con el Lago Colhue Huapi, donde se observan períodos de sequía entre 920±35 y ca. 1360 años BP, en otros lagos de la Patagonia extra-andina también se han detectado períodos de sequía regional (Mayr *et al.*, 2005; Stine & Stine, 1990; Stine, 1994). Así, en el Lago Cardiel (48°57'S, 71°26'W) se menciona un período seco para antes de 700 años BP (Stine & Stine, 1990; Markgraf *et al.*, 2003), en Laguna Azul (52°05' S, 69°35'W) entre 600 y 300 años BP (Mayr *et al.*, 2005) y en Potrok-Aike (51°58'S, 70°23'W) se cita la Anomalía Climática Medieval que corresponde a un aumento de temperatura y/o disminución de la precipitación para alrededor de 700 a 450 años BP (Haberzettl *et al.*, 2005). Según Stine (1994) la anomalía comenzó ca. 1080 BP en América.

Para momentos entre ca. 900 y 700 años BP en los lagos de menores latitudes, y entre 450 y 300 años BP en los de mayores latitudes, se reconoce el inicio de un aumento en el nivel de las aguas, indicando una disminución de la temperatura, y por ende también una disminución de la evaporación, probablemente relacionado con la Pequeña Edad de Hielo.

Para finalizar, en el último siglo, todos los lagos estudiados de la Patagonia extra andina manifiestan una disminución de su nivel.

De modo que en los lagos Cardiel, Potrok-Aike, Laguna Azul y en el Colhue Huapi se registran para el Holoceno reciente eventos de humedad y sequía de forma alternada.

En general, los lagos y sus cuencas al presentar diferencias en su superficie o volumen pueden diferir en la magnitud y/o momentos de cambio en respuesta a las mismas fuerzas climáticas (Mason *et al.*, 1994). Por esto, los desfases en el tiempo de los cambios detectados en los lagos de la Patagonia extra-andina pueden deberse a estas diferencias.

La habilidad de establecer la sincronidad de los cambios ambientales en distintas regiones y la utilización de una variedad de fuentes de datos facilita la detección de

una señal climática (Magny, 1993). De esta manera, se reconoce la necesidad de usar múltiples proxies y múltiples lagos (Fritz *et al.*, 2000).

El estudio polínico del sitio Boliche de Jerez aporta, junto con el del Alero de las Manos Pintadas (Burry & D'Antoni, 2001), nuevos indicios de cambios ambientales en el sur de Chubut. Asimismo, agrega evidencias a las obtenidas en otros lagos extra-andinos, se aumenta la escala de análisis y se colabora con la descripción de los cambios ambientales de la Patagonia.

6. AGRADECIMIENTOS

A Ana Aguerre de CONICET-Universidad de Buenos Aires, por invitarnos a sumarnos a su proyecto arqueológico. A Héctor D'Antoni por cedernos dataciones radiocarbónicas. A Patricia Palacio por su apoyo incondicional en la parte gráfica y de computación; y a Juan Magnoni por el soporte estadístico. Un especial agradecimiento a Eduardo Barrón y José Antonio López Sáez por sus valiosas sugerencias y comentarios en la revisión del manuscrito. Este trabajo fue llevado a cabo gracias a los subsidios de Fundación Antorchas N° 14116-202 que financió el viaje de campo, de PIP-CONICET N° 02466, de Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica-Ministerio de Cultura y Educación, PICT 2002 N° 04-11759 y de Universidad Nacional de Mar del Plata-SECYT EXA 327/06 que financiaron las dataciones y las tareas de laboratorio.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Arrigoni, G.I. 2001. *Relevamiento arqueológico en el área de perilago del Colhue Huapi. Evaluación de impacto arqueológica*. Informe de impacto para GM & Asoc. (MS), 18 pp.
- Bianchi, M.M. y D'Antoni, H.L. 1986. Depositación del polen actual en los alrededores de Sierra de los Padres (Pcia. de Buenos Aires). *Contribución IV Congreso Argentino de Palinología y Bioestratigrafía* (Actas del Congreso). Mendoza, Argentina, 16-27.
- Burry, L.S. y D'Antoni, H.L. 2001. Análisis de polen en el sur de Chubut (Argentina): Reinterpretación del perfil del Alero del Cañadón de las Manos Pintadas. *Asociación Paleontológica Argentina*. Publicación Especial, 8, 65-72.
- Cabrera, A. 1994. *Regiones Fitogeográficas Argentinas*. Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería, Ed. ACME 2, Buenos Aires, 85 pp.

- Coronato, F. 2003. El problema de la desecación del Lago Colhué Huapi desde la Geografía Histórica. *Actas de la 64ª Semana de Geografía*. GAEA, 165-170.
- de la Vaulx, H. 1901. *Voyage en Patagonie*. Ed. Hachette, Paris, 125 pp.
- Erdtman, G. 1943. *An Introduction to Pollen Analysis*. The Ronald Press, New York, 238 pp.
- Erdtman, G. 1969. *Handbook of Palynology*, Munksgaard (København), 486 pp.
- Fægri, K. and Iversen, J. 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. 4th ed. (Eds. K. Fægri, P., E. Kalland, K. Krzywinski). Wiley and Sons, Chichester, 328 pp.
- Fritz, S.C. 2005. Lacustrine perspectives on Holocene climate. In: *Global Change in the Holocene* (Eds. A. Mackay, R. Battarbee, J. Birks and F. Oldfield). Hodder Arnold, London, 227-241.
- Fritz, S.C.; Ito, E.; Yu, Z.; Laird, K.R. and Engstrom, D.R. 2000. Hydrologic variation in the northern Great Plains during the last two millennia. *Quaternary Research*, 53, 175-184.
- Grimm, E. 1992. *Tilia software*. Illinois State Museum. Research and Collection Center Springfield, Illinois.
- Haberzettl, T.; Fey, M.; Lücke, A.; Maidana, N.; Mayr, G.; Ohlendorf, C.; Schäbitz, F.; Schleser, G.; Wille, M. and Zolitschka, B. 2005. Climatically induced lake level changes during the last two millennia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina). *Journal of Paleolimnology*, 33, 283-302.
- Heusser, C. J. 1971. *Pollen and Spores from Chile. Modern Types of Pteridophyta, Gymnospermae and Angiospermae*. University of Arizona Press, Tucson, 167 pp.
- Horowitz, A. 1992. *Palynology of arid lands*. Elsevier. The Netherlands, 546 pp.
- Loope, D.; Swinehart, J. and Mason, J.P. 1995. Dune-dammed paleovalleys of the Nebraska Sand Hills: intrinsic versus climatic controls on the accumulation of lake and marsh sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 396-406.
- Magny, M. 1993. Holocene fluctuations of lake-levels in the French Jura and sub-Alpine ranges, and their implications for past general patterns. *The Holocene*, 3, 306-313.
- Markgraf, V. and D'Antoni, H.L. 1978. *Pollen Flora of Argentina. Modern Spore and Pollen Types of Pteridophyta, Gymnospermae, and Angiospermae*. The University of Arizona Press, Tucson, 201 pp.
- Markgraf, V.; Bradbury, J.P.; Schwalb, A.; Burns, S.J.; Stern, Ch.; Ariztegui, D.; Gilli, A.; Anselmetti, F.S.; Stine, S. and Maidana, N. 2003. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *The Holocene*, 13, 4, 581-591.
- Mason, I.; Guzkowska, M. and Rapley, C. 1994. The response of lake-levels and areas to climatic change. *Climatic Change*, 27, 161-197.
- Mayr, C.; Fey, M.; Haberzettl, T.; Janssen, S.; Lücke, A.; Maidana, N.; Ohlendorf, C.; Schäbitz, F.; Schleser, G.; Struck, U.; Wille, M. and Zolitschka, B. 2005. Palaeoenvironmental changes in southern Patagonia during the last millennium recorded in lake sediments from Laguna Azul (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228, 203-227.
- Moore, P.D.; Webb, J.A. and Collinson, M.E.. 1991. *Pollen Analysis*, 2nd ed. Blackwell, London, 224 pp.
- Musters, G.Ch. 1871. *Vida entre los Patagones – un año de excursión por tierras no frecuentadas desde el Estrecho de Magallanes hasta Río Negro*. Ed. Solari/Hachette, Buenos Aires, 1964, 437 pp.
- Podestá, M.M. 1997. *Arte rupestre argentino, su documentación y preservación*. Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano. Buenos Aires, 32 pp.
- Rubinos Pérez, A. 2003. Recopilación y análisis de las fechas Carbono-14 del Norte de Santa Cruz. En: *Arqueología y Paleoambiente en la Patagonia Santacruceña Argentina*. (Comp. A. Aguerre). Buenos Aires, 1-25.
- Shannon, C.E. and Weaver, W. 1949. *The mathematical theory of communication*. University Illinois Press, Urbana, 154 pp.
- Shennan, S. 2005. Holocene climate and human population: An archaeological approach. In: *Global Change in the Holocene* (Eds. A. Mackay, R. Battarbee, J. Birks and F. Oldfield). Hodder Arnold, London, 36-48.
- Soriano, A. 1956. Los distritos florísticos de la Provincia Patagónica. *Revista de Investigaciones Agrícolas*, X, 4, 321-347.
- Stine, S. 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during medieval time. *Nature*, 369, 546-549.
- Stine, S. and Stine, M. 1990. A record from Lake Cardiel of climate change in southern South America. *Nature*, 345, 705-707.
- Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in Absolute Pollen Analysis. *Pollen et Spores*, 13(4), 615-621.
- Stockton, C. 1990. Climatic variability on the scale of decades to centuries. *Climatic Change*, 16, 173-183.
- Stuiver, M. and Reimer, P. 1993. Extended C14 data base and revised CALIB 3.0 C14 age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Zolitschka, B., Schabitz, F., Lucke, A., Corbella, H., Ercolano, B., Fey, M., Haberzettl, T., Janssen, S., Maidana, N., Mayr, C., Ohlendorf, C., Oliva, G., Paez, M., Schleser, G., Soto, J., Tiberi, P. and Wille, M. 2006. Crater lakes of the Pali Aike Volcanic Field as key sites for paleoclimatic and paleoecological reconstructions in southern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 294-309.

MANUSCRITO RECIBIDO: 14 de mayo, 2007

MANUSCRITO ACEPTADO: 31 de agosto, 2007

Clima y vegetación durante el Holoceno reciente en El Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle, Madrid). Nuevos datos polínicos

Blanca Ruiz Zapata¹, Clemencia Gómez-González¹, María José Gil García¹, Alfredo Pérez-González², Enrique Baquedano³, Juan Luis Arsuaga⁴, José Antonio López-Sáez⁵, Sergio Bauz² y Belén Márquez³

¹Departamento de Geología, Edificio de Ciencias, Universidad de Alcalá, 28871, Alcalá de Henares, Madrid.
blanca.ruiz@uah.es

²Departamento de Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid. alfredog.perez@geo.ucm.es

³Museo Arqueológico Regional, Plaza de Las Bernardas s/n, 28801 Alcalá de Henares, Madrid. enrique.baquedano@madrid.org

⁴Centro de Evolución y Comportamiento Humano (UCM-ISCIH), Instituto de Salud Carlos III, Sinesio Delgado 6, Pabellón 14, 28029 Madrid. jlarsuaga@isciii.es

⁵Laboratorio de Arqueobotánica, Departamento de Prehistoria, Instituto de Historia Centro de Ciencias Humanas y Sociales (CSIC), Albasanz 26-28, 28037 Madrid. alopez@ih.csic.es

Resumen

Se presentan los datos polínicos procedentes de la secuencia holocena del abrigo de Navalmaillo (PV-NA1) y se comparan con los de la cueva de la Buena Pinta (PV-CBP), pertenecientes ambos, al complejo arqueopaleontológico de Pinilla del Valle (Madrid). Los resultados han permitido distinguir durante el Holoceno reciente en el área de Pinilla del Valle varias fases en la dinámica de la vegetación y cambios climáticos, que se han deducido por del desarrollo y la degradación de pinares y el dominio de un paisaje local abierto determinado por asteráceas, quenopodiáceas y gramíneas. El responsable principal de los cambios de vegetación a lo largo del Holoceno medio es fundamentalmente el clima, mientras que los cambios detectados a partir de 1.920 ±40 BP, parecen ser el resultado de la acción combinada del clima y las actividades humanas.

Palabras clave: Cambios en la vegetación, Holoceno, Polen, Pinilla del Valle, Clima

Abstract

[Climate and vegetation changes during late Holocene in El Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle, Madrid). New data pollen] The results of palynological analyses of the late Holocene sequence of the Navalmaillo Rockshelter (PV-NA1) into El Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle, Madrid) archaeopaleontological site are presented. The relations with pollen data of Cueva de la Buena Pinta (PV-CBP) from the same archaeopaleontological site, have allowed to distinguish several phases of both vegetation dynamics and climate changes. These are inferred by the development and regression of regional *Pinus* forest and of the spread of open landscape which was determined by Asteraceae, Chenopodiaceae and Poaceae. Although the climate should be the main factor of the vegetation dynamics, the changes detected in the interval 1.920 ± 40 BP could be the result of both climate and human interactions.

Keywords: Vegetation changes, Holocene, Pollen, Pinilla del Valle, Climate

1. INTRODUCCIÓN

Los yacimientos arqueopaleontológicos de Pinilla del Valle (Madrid), se localizan en el denominado Calvero de la Higuera (margen derecha de la presa que existe en la cabecera del río Lozoya), frente a la localidad de la que toma el nombre (Fig. 1), a 1.114 m de altitud, formando parte del sector central de la Sierra de Guadarrama. Su origen está relacionado con los fenómenos de karstificación (lapiaces y dolinas en el exterior y cavidades o galerías, en el interior), desarrollados sobre la serie carbonatada de edad cretácica, que aflora en la zona, así como en los procesos de disección fluvial del arroyo Lontaneres y Valmaillo (Arsuaga *et al.*, 2006), que confluyen en el río Lozoya. La serie carbonatada-detrítica, presenta un relieve estructural de cuesta, con buzamiento al N y descansa sobre rocas graníticas y metamórficas de edad paleozoica; en discordancia erosiva, afloran sedimentos terciarios continentales. Los sedimentos cuaternarios, con una gran representación en el valle, corresponden a depósitos fluviales, de bloques, gravas, arenas y limo-arcillas de abanicos aluviales y terrazas y a una sedimentación intrakárstica, dando como resultado el relleno de los abrigos y cuevas en El Calvero de la Higuera.

El yacimiento de Pinilla del Valle presenta una de las asociaciones paleontológicas más completas del Pleistoceno superior de la Península Ibérica, con evidencias de intervención humana, por el hallazgo de dos molares de *Homo neanderthalensis* (Alfárez, 1982; Alfárez y Molero; 1982, Alfárez y Roldán, 1992) así como industria lítica. Tras las campañas de excavación iniciadas en 1979 por el Dr. Alfárez, el estudio del yacimiento se retoma en 2002, incorporando al yacimiento clásico, denominado actualmente sector Camino, dos nuevos yacimientos: el abrigo de Navalmaillo y la Cueva de la Buena Pinta (Arsuaga *et al.*, 2006; Baquedano *et al.*, 2004; Márquez *et al.*, 2004). Con el fin de llevar a cabo la reconstrucción del paisaje vegetal y su evolución, a partir del 2004 se inician los estudios de carácter palinológico (Ruiz Zapata, 2004) en los tres yacimientos.

En este trabajo se presentan los datos polínicos correspondientes a la secuencia holocena del abrigo de Navalmaillo, cuyas dataciones radiométricas (^{14}C AMS. Tabla 1) cubren un periodo de tiempo no contemplado en la vecina cueva de la Buena Pinta (Ruiz Zapata *et al.*, 2007). En este sentido la relación entre ambas secuencias ha permitido completar el conocimiento de la evolución de la vegetación, durante el Holoceno, en la zona de estudio.

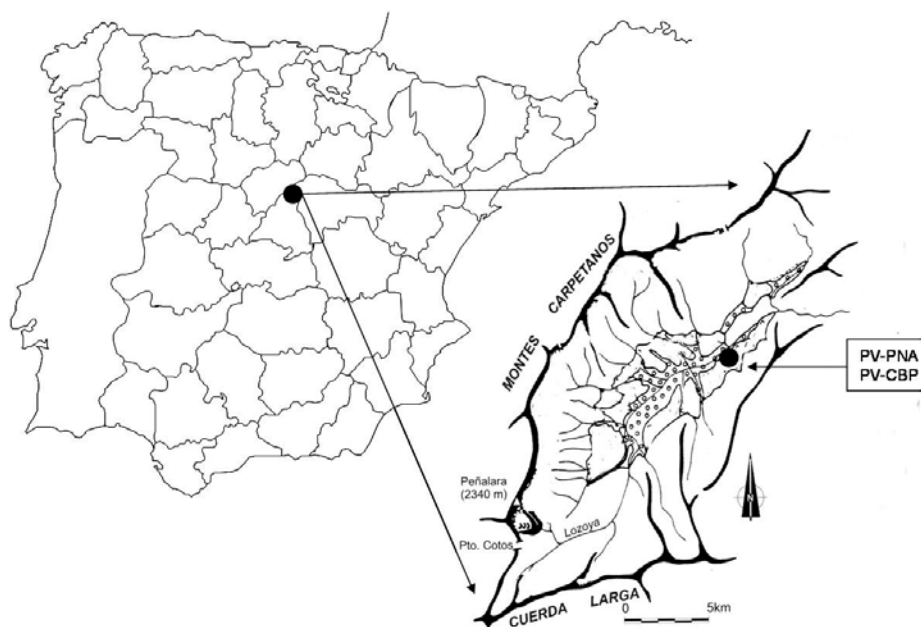


Figura 1. Situación geográfica de las secuencias PV-CBP y PV-PNA (yacimiento arqueopaleontológico de Pinilla del Valle, Madrid).
 Figure 1. Geographic situation of PV-CBP and PV-PNA sequences (Pinilla del Valle archaeopaleontological site, Madrid).

MUESTRA	Lab. No	Prof. (cm)	Edad convencional C 14 (BP)	Edad calibrada cal. AD/BC (2 σ)	Edad calibrada cal BP (2 σ)
PinillaCBPN1	Beta-199880	45	1.920±40	10 - 150 AD	1.940 – 1.800
PinillaCBPN2	Beta-199881	75	4.010±40	2.600 – 2.460 BC	4.560 – 4.410
PinillaCBPN3	Beta-199882	150	4.940±40	3.790 – 3.650 BC	5.740 – 5.600
NV15	Beta 222864	42	860±40	1.040-1.260 AD	910-690
NV14	Beta 222863	105	3.790±40	2330-2130 2080-2060 BC	4.280-4.080 4.030-4.010
NV13	Beta 222862	149	3.690±60	2270-2260 2220-1910 BC	4.220-4.210 4.170-3.860

Tabla 1. Dataciones ^{14}C secuencias PV-CBP y PV-NA1.

Table 1. Radiocarbon dating ^{14}C PV-CBP and PV-NA1 sequence.

La zona, desde el punto de vista de la vegetación y de acuerdo a las características de zonación biogeográfica (Peinado Lorca y Rivas Martínez, 1987), se enmarca en el denominado distrito Guadarramense, piso bioclimático Supramediterráneo medio. La temperatura media anual está entre 8° y 13° C, la media de las mínimas del mes más frío entre -4° y -1° C, y la media de las máximas del mes más frío entre 2° y 9° C; el índice de termicidad está entre 60 y 120. En el mapa de series de vegetación del Valle del Lozoya (Fernández, 1988) el área de estudio se localiza dentro de la serie *Luzulo forsteri-Querceto pyrenaicae* correspondiente a bosques climatófilos de roble melojo (*Quercus pyrenaica*) que se desarrollan sobre suelos silíceos en bioclimas supramediterráneos continentalizados y principalmente subhúmedos.

2. MATERIAL Y METODOS

El Holoceno del abrigo de Navalmaillo cierra una secuencia de materiales del Pleistoceno superior que colmatan dicha cavidad, mientras que el Holoceno de la Buena Pinta sella la entrada de la cueva; su muestreo (PV-NA1), realizado durante la campaña del 2005, se llevó a cabo de muro a techo, con el fin de evitar una posible contaminación y siguiendo las mismas pautas que en el caso de la cueva de la Buena Pinta (PV-CBP, campaña del 2004). Teniendo en cuenta la homogeneidad, al menos aparentemente, de la litología del depósito holoceno, se optó por un muestreo cada 5 cm. El tratamiento químico, para aislar los granos de polen, se ajustó a los protocolos estándar, mediante el empleo de ácidos y álcalis, y el residuo

fue sometido a técnicas de enriquecimiento, con licor denso de Thoulet. El recuento de las muestras se realizó sobre un volumen de muestra de 40 μm , llevando a cabo la contabilización tanto del contenido de polen como la de otros microfósiles no polínicos. Los microfósiles no polínicos, se han identificado siguiendo la tipología numérica establecida por la escuela de B. van Geel de la Universidad de Amsterdam (Holanda) (van Geel, 1978; van Geel *et al.*, 1981, 2003) y constituyen una herramienta adicional a la hora de interpretar las condiciones ambientales del entorno (López Sáez *et al.*, 2000, 2005; Riera *et al.*, 2006) debido a que su existencia es de carácter local. La cuantificación de los taxones polínicos y no polínicos, expresada en porcentajes relativos, a lo largo del perfil, se expresa gráficamente, en el denominado diagrama polínico realizado con el paquete informático TILIA® y TILIA-GRAPH® (© Eric C. Grimm, 1987). Además se ha realizado un análisis de rarefacción (Birks and Line, 1992; *Analytic Rarefaction* 1.3, Bronk 2000) para medir la diversidad biológica del registro y estimar la riqueza polínica.

3. RESULTADOS

La secuencia holocena de abrigo de Navalmaillo (PV-NA1) tiene una potencia de 170 cm y desde el punto de vista litológico es muy similar al de la cueva de La Buena Pinta (Ruiz Zapata *et al.*, 2007); destaca la existencia de gravas polimícticas, soportadas en una matriz arenosa, mal seleccionada, con bloques de rocas carbonatadas y de gravas soportadas por una arena, de fina a muy fina. A

techo se desarrolla un horizonte edáfico Ap con bioturbación. Las dataciones radiométricas ^{14}C sitúan la formación del depósito con anterioridad a los 3.690 ± 60 BP ($4.170\text{-}3.860$ cal BP) (Tabla 1); los casi dos mil años de diferencia entre las dataciones de 3.790 ± 40 BP ($4.030\text{-}4.010$ cal BP) realizada a los 105 cm y los 860 ± 40 BP ($910\text{-}690$ cal BP) obtenida a 42 cm, constatan la existencia de un hiato en esta secuencia.

Desde el punto de vista polínico (Fig. 2) los primeros 90 cm son prácticamente estériles; tan sólo en tres muestras se ha podido llevar a cabo un recuento fiable del contenido en polen. En cuanto al resto de la secuencia, se han identificado un total de 30 taxones de los que 7 son arbóreos, 3 arbustivos y 20 herbáceos, junto a 4 taxones acuáticos, esporas monoletas y triletas y 6 microfósiles no polínicos. La imagen obtenida revela la existencia de un paisaje muy abierto a lo largo de toda la secuencia, dominado por Asteraceae liguliflorae y tubuliflorae, Chenopodiaceae y en menor medida Poaceae que junto al desarrollo del microfósil no polínico tipo 3b, definen la instalación de unas condiciones fundamentalmente secas y explican el escaso desarrollo de los elementos acuáticos (Cyperaceae, Ranunculaceae y Polygonaceae) y de los taxones riparios (*Alnus*, *Fraxinus* y *Ulmus*) de los que tan sólo *Alnus* tiene una presencia constante a lo largo de todo el perfil. Sin embargo del comportamiento de ambos grupos y de las presencias, más esporádicas de otros taxones arbóreos de carácter local, como es el caso de *Quercus* tipo caducifolio y de *Corylus*, se puede deducir la existencia de fluctuaciones en la tasa de humedad. La presencia de taxones nitrófilos como *Plantago* y más esporádicamente *Urtica* y *Rumex*, así como la del microfósil no polínico tipo 55 A, de afinidad coprófila (van Geel *et al.*, 1981), evidencian un uso intenso del territorio, por parte de la fauna, con anterioridad a los 3.790 ± 40 BP ($4.030\text{-}4.010$ cal BP). Los bajos valores alcanzados por la curva de polen arbóreo y la presencia de *Glomus*, son claros testigos de un proceso de deforestación del territorio, que favorecería la reactivación de los procesos erosivos, constatados a través de la presencia de *Concentricistes* y que son patentes en la secuencia con anterioridad a los 860 BP ($910\text{-}690$ cal BP). El estrato arbustivo, constituido por *Juniperus*, Ericaceae y Rosaceae, es poco representativo y no tiene ningún elemento dominante, lo que indica el escaso e irregular desarrollo del matorral en el ecosistema.

El comportamiento de los taxones a lo largo de la secuencia y la existencia de dos niveles estériles, en la mitad superior del perfil (de 10 a 55 cm y de 75 a 95 cm), han condicionado la zonación del Diagrama. Bajo esta perspectiva se han diferenciado dos zonas :

Zona I o basal (entre 170 y 90 cm), y datada prácticamente a muro y techo en 3.690 ± 60 BP y 3.790 ± 40 BP ($4.170\text{-}3.860$ y $4.030\text{-}4.010$ cal BP) respectivamente, está caracterizada por el dominio de Asteraceae liguliflorae y tubuliflorae, Chenopodiaceae y *Plantago*. El componente arbóreo muestra ligeras fluctuaciones y sólo *Ulmus* está presente de un modo constante. Dentro del estrato arbustivo *Juniperus*, Ericaceae y Rosaceae mantienen su codominancia. Destaca el desarrollo de Fabaceae, así como el de los microfósiles no polínicos *Glomus*, y los tipos 55 A, 3 b y 315. Se trata de una etapa de fuerte deforestación donde imperan tanto las condiciones secas así como una mayor incidencia de los organismos sobre el territorio. El índice de rarefacción (Fig. 3) varía entre 10 y 15. El comportamiento de *Ulmus*, las fluctuaciones de *Alnus* y la evolución de los elementos acuáticos, unido al desarrollo puntual de otros taxones arbóreos y herbáceos definen tres fases, cuyos límites son coincidentes con los valores mínimos del índice de rarefacción y se caracterizan:

Ia: por la presencia de una vegetación local, constituida por pequeños rodales de *Quercus* tipo perennifolio y un pinar regional muy mermado; Ericaceae sustituye a *Juniperus*. Dominan Poaceae y Asteraceae, junto a presencias de *Rumex* y *Urtica*, Apiaceae y Boraginaceae. Finalmente Cyperaceae y Ranunculaceae, son los taxones acuáticos mejor representados junto a *Glomus* y el microfósil no polínico tipo 315.

Ib: por la pérdida de *Pinus* y *Quercus* tipo perennifolio y por la incorporación de *Fraxinus*; además lo largo de la misma se detecta un descenso en ambos tipos de Asteraceae y en Poaceae, un ligero aumento de Chenopodiaceae, *Rumex* y *Urtica*, y un dominio de *Plantago* junto a un cambio en la composición de los taxones ubiquistas. No hay constancia de Cyperaceae, se inicia el descenso de *Glomus* y del tipo 315, hay presencias de *Concentricistes* y del tipo 55 C, así como un aumento de los tipos 55 A y 3 b. Se acentúan ligeramente las condiciones secas al tiempo que se produce un aumento de la presión antrópica.

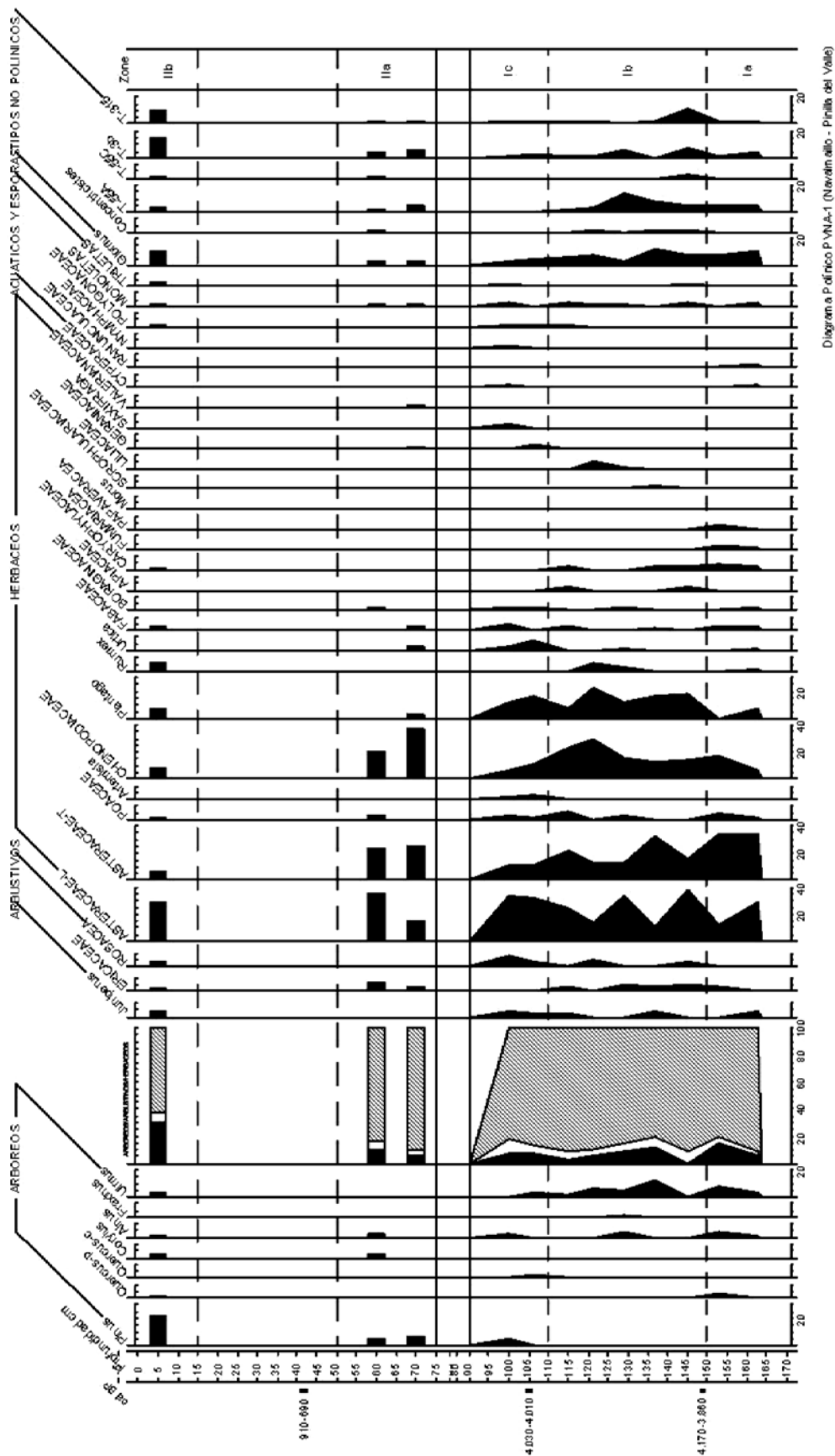


Figura 2. Diagrama Polínico PV-PNA1 (abrigo de Navalmaillo).
Figure 2. PV-PNA1 Pollen Diagram (Navalmailla cave).

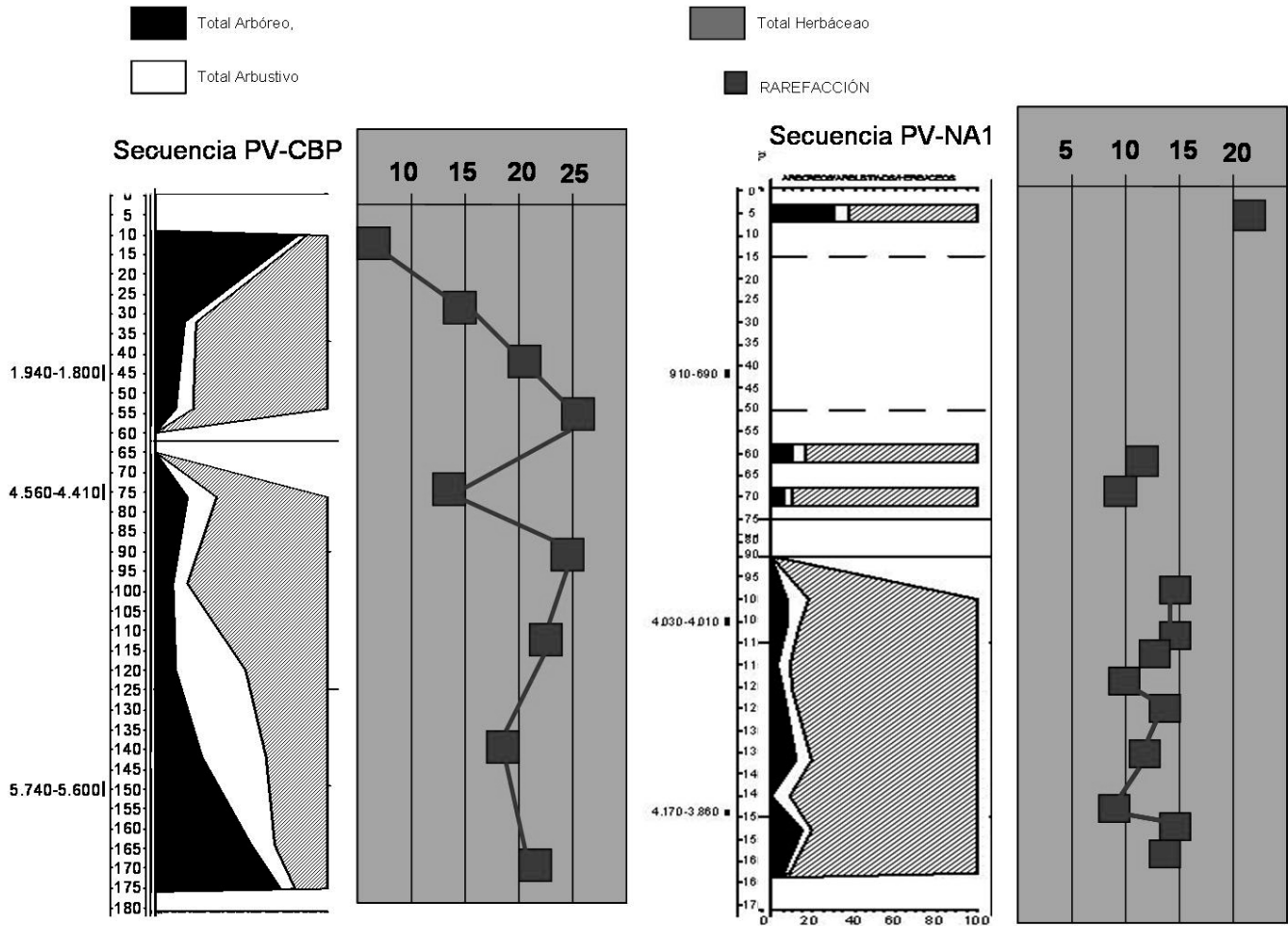


Figura 3. Relación de polen/Rarefacción en las secuencias PV-CBP y PV-PNA, respectivamente.

Figure 3. Pollen/rarefaction relation in PV-CBP and PV-PNA sequences.

Ic: por las presencias de *Quercus-c* y de *Pinus*, y por un descenso progresivo de *Ulmus* y de *Ericaceae*; en el estrato herbáceo aumentan *Asteraceae* liguliflorae y en menor medida *Poaceae*, *Urtica* y *Artemisia* y descienden *Asteraceae* tubuliflorae, *Chenopodiaceae* y *Plantago* al tiempo que se produce la pérdida de *Apiaceae*, *Fabaceae*, *Boraginaceae* en favor de la expansión de nuevos taxones cosmopolitas. Se observa un ligero aumento de los elementos acuáticos y una marcada tendencia al retroceso de los microfósiles no polínicos como *Glomus* y los tipos 3 b y 315.

Zona II: se define para la mitad superior de la secuencia y se desarrolla tras un nivel estéril de 20 cm (75-90 cm), asociado a cambios significativos en la composición. La estructura de la vegetación sigue las pautas establecidas en la zona anterior, pero se observa un ligero aumento de

Pinus junto a *Alnus* y *Corylus*. Dominan por igual *Asteraceae* y *Chenopodiaceae* junto a una fuerte reducción de los taxones nitrófilos y del grupo herbáceo en general. Aumenta la diversidad del grupo arbustivo, siendo *Ericaceae* el elemento principal. También tiene lugar la pérdida de los taxones acuáticos y el empobrecimiento de los taxones de ribera. Los microfósiles no polínicos como *Glomus*, y los tipos 3 b y 315 están presentes. En general se observa una tendencia hacia la instalación de unas condiciones más secas, mediante dos pulsaciones (IIa y IIb) separadas por un nivel estéril de 55 cm (50-15 cm).

IIa: se desarrolla con anterioridad a los 860 BP (910-690 cal BP); está constituida por una vegetación de carácter más seco, puesta de manifiesto en la composición de la cobertera arbórea (*Pinus*, y bajos porcentajes de *Alnus* y *Corylus*) y arbustiva (*Ericaceae*). El grupo herbáceo queda

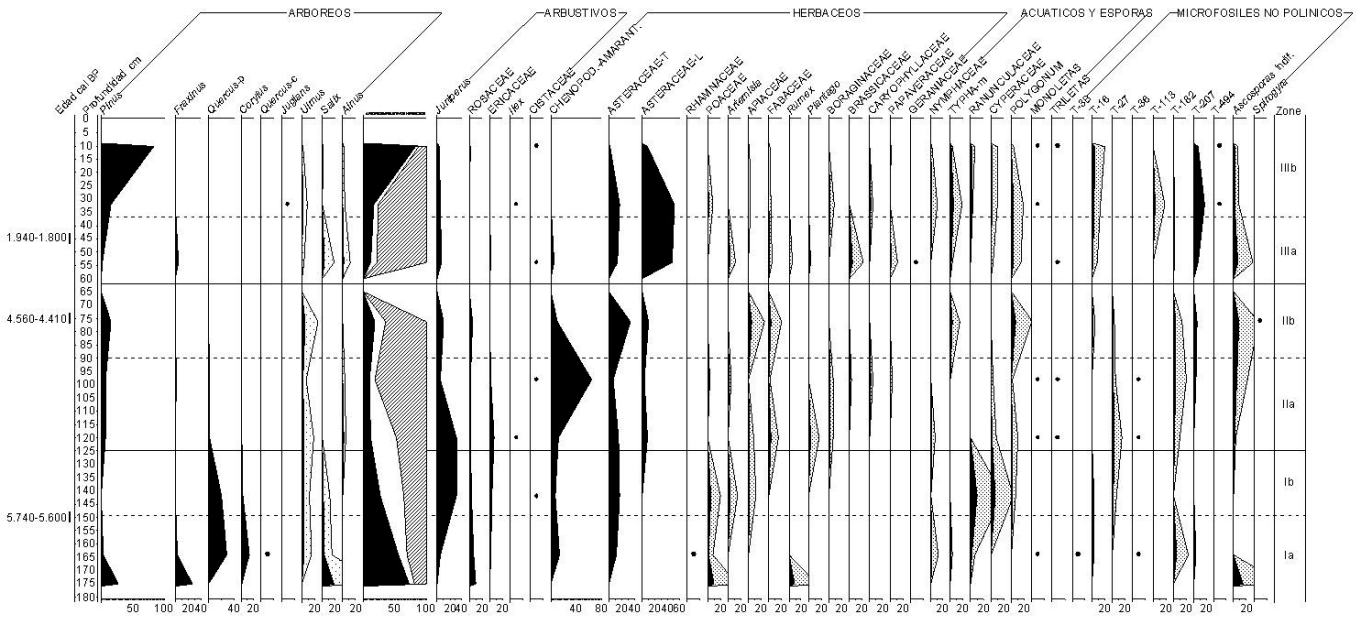


Figura 4. Diagrama Polínico PV-CBP, de la cueva de la Buena Pinta .
Figure 4. PV-CBP Pollen Diagram, of Buena Pinta cave.

representado por Chenopodiaceae, Asteraceae y por los bajos valores porcentuales de los taxones nitrófilos y ubi- quitas. Están presentes *Concentricistes* (asociado a proce- sos erosivos) y *Glomus*, asociado a procesos de deforestación. Su diversidad, expresada a través del ín- dice de rarefacción, es la más baja de la secuencia con va- lores en torno a 10.

Iib: queda definida por un sólo espectro polínico, que re- flecta el aumento experimentado por *Pinus*, *Juniperus* y *Rosaceae*, la reducción de *Ericaceae*, y por la pérdida de diversidad del grupo herbáceo; en este grupo se produce el descenso de los taxones que han sido dominantes hasta el momento al tiempo que aumentan los taxones nitrófi- los y los microfósiles no polínicos tipos 55 A y 3 b. Se de- tectan presencias de taxones acuáticos y se incorporan al paisaje elementos como *Quercus* tipo perennifolio y *Ulmus*. Desde el punto de vista de la diversidad, para este nivel se obtiene el índice de rarefacción, con valores su- periores a 20, siendo el más alto de toda la secuencia y está datado con anterioridad a los 860 BP (910-690 cal BP).

En cuanto a la secuencia holocena de la cueva de la Buena Pinta (PV-CBP), las dataciones radiométricas (Tabla 1) llevadas a cabo a lo largo de sus 1,80 m de potencia,

evidencian que la sedimentación en la misma no fue con- temporánea con la del abrigo de Navalmaillo. La unidad inferior (180-65 cm) constituida por gravas polimícticas, soportadas en una matriz arenosa, mal seleccionada, con bloques de rocas carbonatadas y brechas con huesos, se desarrolla con anterioridad a la unidad inferior del abrigo de Navalmaillo; la unidad superior (65-12 cm), definida por un depósito de gravas, soportada por una arena, de fina a muy fina, se apoya sobre la inferior mediante una discontinuidad erosiva y se deposita con posterioridad a la unidad inferior del abrigo de Navalmaillo. Estos hechos ponen de manifiesto la complementaridad entre ambos depósitos.

Desde el punto de vista palinológico (Ruiz Zapata *et al.*, 2007), se han identificado un total de 30 taxones de los que 9 son arbóreos, 6 arbustivos y 15 herbáceos, junto a 5 taxones acuáticos y 10 microfósiles no polínicos. La ve- getación arbórea dominada por *Pinus*, junto a taxones de ribera (*Alnus*, *Salix*, *Fraxinus* y *Ulmus*), taxones termófilos (*Quercus ilex*) y taxones mesófilos (*Corylus*, *Juglans* y *Quercus pyrenaica*), define unas condiciones de carácter templado mediterráneo. En el grupo arbustivo, *Juniperus* es el componente principal y va acompañado en menor medida por *Cistaceae*, *Calluna*, *Ericaceae* y *Rosaceae*. El conjunto herbáceo, está caracterizado por la baja diversi-

dad que presenta y por el dominio de Asteraceae tubuliflorae y liguliflorae y Chenopodiaceae; el resto de los taxones identificados se distribuye a modo de presencias a lo largo del perfil. La presencia continua de los elementos acuáticos y del bosque de ribera, permite inferir un cierto grado de humedad, o de disponibilidad de agua en estado líquido. Desde el inicio de la secuencia, es decir con anterioridad a 4.940±40 BP (5.740-5.600 cal BP), se observa una tendencia progresiva hacia la instalación de paisajes abiertos, marcada por el fuerte retroceso de la masa forestal, que culmina en los 1.920±40 BP (1.940-1.800 cal BP). Esta deforestación va asociada a un detrimento de la diversidad, con pérdida de los taxones arbóreos de carácter templado y mediterráneo, unido al desarrollo de *Juniperus* y al aumento progresivo de Asteraceae tubuliflorae y liguliflorae. Del comportamiento y distribución de los taxones a lo largo del perfil, se definen una sucesión de cambios muy significativos que pueden agruparse en tres zonas polínicas:

Zona I: se define para el intervalo comprendido entre 125-180 cm, datado en torno a 4.940±40 BP (5.740-5.600 cal BP); está caracterizada por el desarrollo de un bosque, constituido por *Quercus* tipo perennifolio y *Corylus*, junto a *Fraxinus* y *Quercus* tipo caducifolio y en menor proporción *Pinus*, asociado a un pobre pero variado cortejo herbáceo, en cuyo seno están presentes herbáceas tipo Asteraceae tubuliflorae, Chenopodiaceae-Amaranthaceae y bajos porcentajes de Poaceae. Los taxones acuáticos (Cyperaceae y Ranunculaceae) están bien representados frente a la modesta presencia que muestran los taxones de ribera. Dentro de los microfósiles no polínicos destaca la presencia del tipo 207, asociado a procesos erosivos (van Geel *et al.*, 1981). En esta zona, el índice de rarefacción (Fig. 4) fluctúa alrededor de 20 y su comportamiento, al igual que el de los taxones define dos pulsaciones: Ia, (180-147 cm) representa los eventos acaecidos con anterioridad a los 4.940±40 BP, momento en que la vegetación está dominada por un bosque relativamente denso, de tipo mixto con *Fraxinus*, *Quercus* tipo perennifolio y *Quercus* tipo caducifolio, acompañados por *Corylus*, *Salix* y *Ulmus* y finalmente, *Pinus* de carácter regional, que muestra los primeros síntomas de retroceso. Bajo este bosque relativamente denso, los estratos arbustivo y herbáceo están poco representados. Con posterioridad a 4.940±40 BP, se define la fase Ib (147-125cm) caracteri-

zada por dominio arbustivo, que en la zona de estudio lo conforman *Juniperus* y en menor medida de Ericaceae, como respuesta al deterioro progresivo del bosque, debido a la pérdida de *Fraxinus*, *Quercus* tipo caducifolio y *Corylus* y al descenso de *Quercus* tipo perennifolio, de los taxones de ribera y de *Pinus*. El grupo herbáceo es, porcentualmente, poco significativo. El aumento detectado en el grupo acuático, (Cyperaceae, Ranunculaceae y Polygonaceae), va asociado al descenso de los taxones de ribera.

Zona II: abarca el intervalo de 125 a 63 cm, desarrollado con anterioridad a 4.010±40 BP (4.500-4.410 cal BP). Representa la fase de dominio herbáceo, debido fundamentalmente a la expansión, primero de Chenopodiaceae-Amaranthaceae, a continuación de Asteraceae tubuliflorae y finalmente de Asteraceae liguliflorae. Estas sucesivas sustituciones, van acompañadas de cambios menores tanto en el grupo arbóreo, como en el arbustivo y herbáceo, definiendo dos pulsaciones: Ia, (125-90 cm) se caracteriza por la expansión de Chenopodiaceae-Amaranthaceae y el retroceso de *Juniperus*, junto a una pequeña expansión de Ericaceae y Cistaceae, a presencias de *Ilex*, *Alnus* y *Fraxinus* que alcanza valores similares a los de *Quercus*-p; *Pinus* experimenta una ligera mejoría. En el grupo herbáceo sólo destacar la presencia de *Plantago*. IIb, (90-63 cm) representa la expansión de Asteraceae tubuliflorae, junto con Apiaceae y Fabaceae; se detecta un ligero aumento del bosque debido al incremento de *Pinus* y *Ulmus*. *Typha* y Polygonaceae son los únicos taxones acuáticos representados, no se encuentran representadas las esporas y se produce un incremento de los microfósiles no polínicos tipos 207, 16 y 182. En esta zona el índice de rarefacción presenta el mayor contraste de toda la secuencia, oscilando de 20 en la primera mitad de la zona y de 25 a 15, en la fase IIb.

Zona III: abarca el intervalo de 63 a 10 cm y su identificación está basada tanto en datos polínicos, como en el carácter erosivo de su contacto con la zona infrayacente; este contacto lleva asociado una falta de registro sedimentario, puesto de manifiesto en la datación realizada a los 45 cm de profundidad (a 18 cm del contacto) que arroja una edad de 1.920±40 BP (1.940-1.800 cal. BP). Desde el punto de vista polínico se produce un cambio importante entre los taxones dominantes del grupo herbáceo, debido

a la expansión de Asteraceae liguliflorae, y finalmente, con posterioridad a 1.920 ± 40 BP, tiene lugar la expansión del bosque; estos hechos definen dos pulsaciones: la primera de ellas IIIa, (63-37cm), se desarrolla tras un proceso erosivo que afecta a la unidad IIIb y está datada con anterioridad a 1.920 ± 40 BP ($1.940-1.800$ cal. BP). Se trata de una fase de dominio herbáceo, constituida fundamentalmente por Asteraceae liguliflorae, acompañada de *Artemisia*, Fabaceae, *Rumex*, *Plantago* y Brassicaceae, y por los microfósiles no polínicos tipo 207 y 16. Se detectan presencias de taxones arbóreos como *Alnus*, *Salix*, *Ulmus* y *Fraxinus*, junto a una importante reducción del pinar. La fase IIIb, (37-10 cm) está caracterizada por la expansión de la masa forestal, debido al desarrollo de *Pinus*, ya que taxones como *Alnus*, *Salix* y *Ulmus* e incluso *Juglans*, sólo se detectan a través de presencias. El estrato arbustivo es escaso y está constituido por *Juniperus* y presencias de Rosaceae, Ericaceae, Cistaceae e *Ilex*. El conjunto herbáceo aparece poco desarrollado, tanto cuantitativa como cualitativamente y se produce un aumento de los taxones acuáticos y de los microfósiles no polínicos tipo 16, 207 y 494. Desde el punto de vista de la rarefacción varía progresivamente de 25 a valores inferiores a 5, valor adquirido a techo de la secuencia.

4. DISCUSIÓN

A la hora de llevar a cabo la interpretación conjunta de ambas secuencias, hay que tener en cuenta que las imágenes espectrales obtenidas responden a paisajes muy diferentes, que no pueden ser explicados por la dirección de aporte del sedimento y/o la del viento responsable del contenido polínico; sin embargo teniendo en cuenta la evolución de la vegetación en cada una de las secuencias y del índice de rarefacción, se puede inferir que la Zona I del abrigo de Navalmaillo representaría la continuación de la Zona II de la cueva de la Buena Pinta; esta ubicación temporal queda corroborada a través de las dataciones ^{14}C llevadas a cabo en ambas secuencias. De este modo se puede establecer (Fig. 5) una secuencia más completa para los últimos cerca de 5.000 años en el entorno del Calvero de la Higuera.

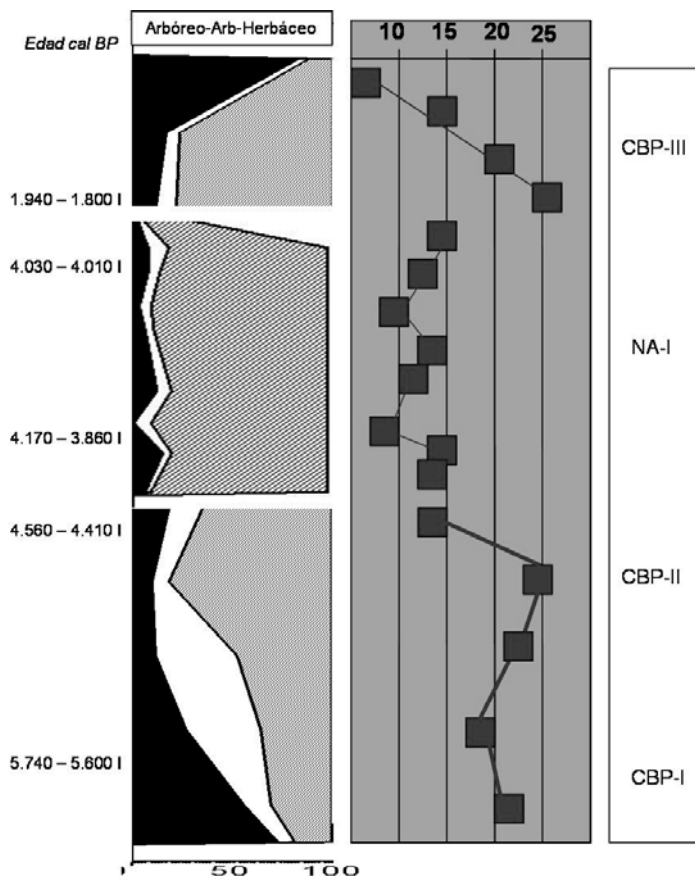


Figura 5. Correlación de las secuencias PV-CBP y PV-PNA1
Figure 5. PV-CBP y PV-PNA1 sequences correlation

Así, en el caso de la cueva de la Buena Pinta, con anterioridad a los 4.940 ± 40 BP ($5.740-5.600$ cal BP), el paisaje vegetal local estaba dominado por un bosque mixto, relativamente denso, que junto al desarrollo de los pinares en las zonas montañosas próximas, permite inferir unas condiciones climáticas de carácter templado mediterráneo. El desarrollo del estrato arbustivo, refleja los primeros síntomas de la pérdida de humedad que culmina con anterioridad a los 4.010 ± 40 BP ($4.560-4.410$ cal BP), cuando queda bien instalada una vegetación herbácea dominada por Chenopodiaceae. Estas etapas finales del óptimo climático del Holoceno quedan corroboradas a través de la información polínica procedente de depósitos turbosos próximos al área de estudio, tanto de alta montaña (Andrade *et al.*, 1997; Gil y Ruiz Zapata, 1991, Gil *et al.*, 1994; Ruiz Zapata *et al.*, 1996; Vázquez y Ruiz Zapata, 1992), como del fondo del valle (Franco *et al.*, 1998). En la cueva de la Vaquera (Segovia), situada en la vertiente norte de la sierra, a través de datos antracológico-

cos (Uzquiano, 2002) se reconstruye la misma imagen del paisaje vegetal. El índice de rarefacción para este momento, fluctúa de 20 a 15.

En la secuencia PV-NA1, datada con anterioridad a los 3.690 BP (4.170-3.860 *cal* BP), los datos reflejan la instalación de unas condiciones relativamente secas y con temperaturas moderadas, ya que bajo condiciones extremas de temperatura no sería posible el desarrollo de los taxones identificados; así mismo se detecta cierto grado de actividad antrópica, evidenciada a través de la caída y posterior recuperación del pinar, (de carácter regional) y de la expansión de los taxones herbáceos nitrófilos, que a su vez es coincidente con el desarrollo de los microfósiles no polínicos de carácter coprófilo, como es el caso del tipo 55 A, y con los relacionados con incendios (tipo 55 C). Estos hechos podrían ser los responsables de la acentuación de la deforestación, explicando la presencia de *Glomus* y de los procesos erosivos, detectados a través del desarrollo *Concentricistes*. El índice de rarefacción fluctúa entre 10 y 15, homogeneizándose con el valor adquirido a techo de la zona II de la secuencia de la Buena Pinta. Entre los 4000-2000 BP, se constata a escala global un descenso progresivo de la humedad que se refleja a través de numerosos indicadores paleoclimáticos, como es el caso de las fluctuaciones del nivel de los lagos (Magny *et al.*, 2002) en el norte de África, en el Mediterráneo; también a través de los estudios polínicos (Jalut *et al.*, 2000; de Beaulieu *et al.*, 2005), se detectan 6 fases áridas en el mediterráneo, 4 de ellas se definen a partir de los 4.500 yr BP y que a su vez son sincrónicas con las fases frías del centro de Europa. Estas condiciones de aridez también se han observado en el área de estudio a través de las investigaciones palinológicas llevadas a cabo en las zonas de montaña (Andrade *et al.*, 1997; Gil y Ruiz Zapata, 1991, Gil *et al.*, 1994; Ruiz Zapata *et al.*, 1996; Vázquez y Ruiz Zapata, 1992) y del valle del Paular (Franco *et al.*, 1998), así como en los datos antracológicos de la cueva de la Vaquera (Uzquiano, 2002).

La discordancia erosiva entre las zonas IIb y IIIa de la secuencia de la Buena Pinta y los niveles estériles entre la zona I y II y entre las subzonas IIa y IIb de Navalmaillo podrían explicar la falta de información en nuestro depósito, al igual que ocurre en la cueva de la Vaquera, del Episodio Cálido Romano definido por una recuperación de carácter térmico.

A partir de 1.920±40 BP la información resulta más fragmentaria en ambas secuencias aunque de un modo general se detecta la recuperación de la vegetación arbórea; en el abrigo de Navalmaillo, se produce en la zona IIa, y tras un nivel estéril se desarrolla un bosque abierto de *Quercus* tipo perennifolio, *Corylus* y taxones de ribera, asociado a la expansión del pinar. En la cueva de La Buena Pinta, la recuperación se inicia en la zona IIIa y culmina en la zona IIIb, con el dominio de los pinares. La información para este periodo de tiempo queda reflejada en la vecina turbera de Rascafría; el trabajo de Franco (1998), pone de manifiesto a través de una secuencia datada a partir de los 8.000 BP, la evolución de los bosques desde el óptimo climático del Holoceno y su respuesta frente a las condiciones más cálidas y secas del Holoceno reciente y a una incipiente actividad antrópica en el entorno. El estudio de alta resolución en el sondeo RAS (Rascafría), ha evidenciado la intensificación de la actividad antrópica en el valle, a partir de los 2.455±35 BP (Ruiz Zapata *et al.*, 2006), a través de la pérdida de la masa forestal y del desarrollo, al menos con carácter local, de pastizales vivaces antropozoógenos dedicados a la explotación de ganado, que a su vez conllevan cambios en las condiciones tróficas de la turbera. Finalmente en este depósito, al igual que ocurre en los de alta montaña (Andrade *et al.*, 1997; Gil y Ruiz Zapata 1991, Gil *et al.* 1994; Ruiz Zapata *et al.*, 1996; Vázquez y Ruiz Zapata, 1992) y en las secuencias de Navalmaillo y de la Buena Pinta, se detecta la recuperación de la vegetación arbórea, debido al desarrollo del pinar, de carácter regional, probablemente como reflejo de las medidas de intervención (Plan Provisional de Aprovechamiento Forestal 1873-74) o quizá a la regeneración natural del pinar tras regular su explotación.

5. CONCLUSIONES

El estudio polínico de las secuencias holocenas de las cuevas de Navalmaillo y la Buena Pinta ha permitido:

- Establecer las pautas de evolución de la vegetación en los alrededores del Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle) con anterioridad a los 4.940±40 BP (5.740 – 5.600 *cal* BP), completando la información obtenida para el área de estudio a través de los datos pro-

cedentes de los depósitos higróturbosos desarrollados en las montañas próximas.

- Constatar que el tiempo de apertura en cada una de ellas no ha sido sincrónico; en cueva de la Buena Pinta, la deposición del material durante el Holoceno es anterior a los 4.940 ± 40 BP ($5.740 - 5.600$ cal BP), y continuo hasta los 4.010 ± 40 BP ($84.560 - 4.410$ cal BP), momento en que la secuencia queda cortada por una cicatriz de erosión, mientras en el abrigo de Navalmaillo, la sedimentación tiene lugar con anterioridad a los 3.690 ± 60 BP ($4.220 - 3.860$ cal BP). Sin embargo estos hechos no han impedido establecer la secuencia de acontecimientos gracias a la correlación y coherencia de los datos polínicos.
- La información más reciente, desde los 1.920 ± 40 BP ($1.940 - 1.800$ cal BP), procede de la secuencia de cueva de la Buena Pinta, por encima la cicatriz de erosión y se traduce en una pérdida de la diversidad y en el desarrollo de un bosque monoespecífico de pino. La secuencia del abrigo de Navalmaillo, con una datación de 880 ± 40 BP ($910 - 690$ cal BP) no refleja hechos claramente climáticos ni antrópicos, en este caso debido a la existencia de niveles estériles.

6. AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo quieren agradecer a los revisores del mismo las aportaciones realizadas.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Alfárez, F. 1982. Dos molares humanos procedentes del yacimiento del Pleistoceno Medio de Pinilla del Valle (Madrid). *Trabajos de Antropología*, 19 (4), 303.
- Alfárez, F. y Molero, G. 1982. Descubrimiento de un fósil humano (Riss-Wurm) en Pinilla del Valle (Madrid). In: *I Congreso Internacional de Paleontología Humana. Résumés des Communications*, 15-32.
- Alfárez, F. y Roldán, B. 1992. Un molar humano anteneardental con patología traumática procedente del yacimiento cuaternario de Pinilla del Valle (Madrid). *Munibe*, 8, 183-188.
- Andrade, A., Arnanz, A.M., Dorado, M., Gil, M.J., Franco, F., López, P., López, J.A., Macías, R., Pedraza, J., Ruiz Zapata, M.B., y Uzquiano, P. 1997. El Paisaje Vegetal de la Comunidad de Madrid durante el Holoceno final. *Arqueología, Paleontología y Etnografía, Monográfico*, 5, Comunidad de Madrid., Madrid, 201 pp.
- Arsuaga, J.L., Baquedano, E. & Pérez-González, A. 2006. Neanderthal and carnivores occupations in Pinilla del Valle sites (Community of Madrid). *Proceeding of XV Congrès Union International des Sciences Prehistoriques et Protohistoriques UIPP*, Lisboa (en prensa).
- Baquedano, E., Bermúdez de Castro, J.M., Pérez-González, A., Márquez, B., Laplana, C., Baena, J., Bajo, S., Espinosa, J.A., Gómez, J., Huguet, R., Made, J. Van Der., Maldonado, E., Martínez, C., Mateos, A., Molero, G., Nicolás, E., Panera, J., Rodríguez, J., Romero, B., Sarmiento, S. y Sevilla, P. 2004. Excavaciones arqueológicas en Pinilla del Valle (Madrid). In: *IV Congreso de Arqueología Peninsular*. Comunicaciones, 2 pp. Faro (Portugal).
- Birks, H.J.B. & Line J.M. 1992. The use of rarefaction analysis for estimating palynological richness from Quaternary pollen-analytical data. *The Holocene*, 2 (1), 1-10.
- Bronk Ramsey, C. OxCal Version 3.5. [en línea] 2000 [fecha de consulta septiembre 2006]. URL: <http://www.rlaha.ox.ac.uk/orau/index.htm>.
- de Beaulieu, J.L., Miras, Y., Andrieu-Ponel & Guiter, F. 2005. Vegetation dynamics in north-western mediterranean regions: Inestability of the Mediterranean bioclimate. *Plant Biosystems*, 139 (2), 114-126.
- Fernández, F. 1988. *Estudio florístico y fitosociológico del Valle del Pualar (Madrid)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 759 pp. (Inédita).
- Franco, F., García Antón, M. and Sainz Ollero, H. 1998. Vegetation dynamics and human impact in the Sierra de Guadarrama, Central System, Spain. *The Holocene*, 8 (1), 69-82.
- Gil, M.J. y Ruiz Zapata M. B. 1991. Vegetación y clima holocenos en el Puerto de la Morcuera (Madrid) en base a datos polínicos. *Geogaceta*, 9, 105- 107.
- Gil, M.J., Tomás Las Heras, R. y Ruiz Zapata, B. 1994. Cambios climáticos y vegetación durante el Holoceno (2500 BP) en el Puerto de Carenencia (Madrid-España). *Revue de Paléobiologie*, 13(2), 381- 389.
- Grimm, E.C. 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers Geosciences*, 13(1), 13-35.
- Jalut, G., Amat, A. Bonnet, L., Ganquelin, T. & Fontugne, M. 2000. Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160, 255-290.
- López Sáez, J.A., López Merino, L., Cugny, C. y Galop, D. 2005. Paleocología de medios húmedos: el aporte de los microfósiles no polínicos. *Nuestra Tierra*, 3, 13-15.
- López Sáez, J.A., van Geel, B., Farbos-Texier, S. y Diot, M.F. 2000. Aplicación de los microfósiles no polínicos en Palinología Arqueológica. In: *Contributos das Ciências e das Tecnologias para a Arqueologia da Península Ibérica* (Ed. Jorge Oliveira). Adecap, Porto, 11-20.
- Márquez, B., Baquedano, E., Bermúdez de Castro, J.M. y Pérez-González, A. 2004. Yacimientos de Pinilla del Valle (Madrid). In: *XX Jornada de la Sociedad Española de Paleontología. Guía de la excursión*. 12 pp. Alcalá de Henares, Madrid.
- Magny, M., Miramont, C. & Sivan, O. 2002. Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186, 47-59.

- Peinado Lorca, M. y Rivas-Martínez, S. 1987. *La Vegetación de España*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, 544 pp.
- Riera, S., Lopez-Sáez, J.A & Julià, R. 2006. Lake responses to historical land use changes in northern Spain: the contribution of non-pollen palynomorphs in a multiproxy study. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 141, 127-137.
- Ruiz Zapata, M.B. 2004. Análisis polínico del yacimiento de Pinilla del Valle (Madrid): sector Camino. In: *XX Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Guía de la excursión*. 2 pp.
- Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J. & Dorado Valiño, M. 1996. Climatic changes in the Spanish Central South during the last 3000 BP based on pollen analysis. In: *Diachronic climatic impacts on Water Resources with Emphasis on Mediterranean Region*, (Ed. A.N. Angelakis and A.S. Issar). Springer, Berlín, 36, 9-23.
- Ruiz Zapata, M.B. Gómez González, C., López-Sáez, J.A., Gil García, M.J., Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Dorado Valiño, M. y Valdeolmillos Rodríguez, A. 2006. Detección de la actividad antrópica durante el Holoceno reciente a través de la asociación de palinomorfos polínicos y no polínicos en dos depósitos higroturbosos (El Berrueco y Rascafría) en la sierra de Guadarrama, Madrid. *Revista Española de Micropaleontología*, 38 (2-3), 355-366.
- Ruiz Zapata, M. B, Gómez González, C., Gil García, M.J., López-Sáez, J.A., Pérez-González, A., Baquedano, E. y Arsuaga, J.L. 2007. El paisaje vegetal Holoceno en el valle alto del río Lozoya (Pinilla del Valle, Madrid). *Revista de Española Paleontología*, 22 (1), 89-94.
- Uzquiano, P. 2002. Vegetation and firewood management at Cueva de la Vaquera (Segovia, Spain) between 6 and 3.7 Kyr. BP: anthracological contribution to the landscape archaeology of the Spanish Central Mountains. In: *Charcoal análisis methodological approaches, palaeoecological results and Word uses*. (Ed. S. Thiébault). Bar international series, Paris, 109-112.
- van Geel, B. 1978. A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and The Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 25, 1-120.
- van Geel, B., Bohncke, S.J.P. & Dee, H. 1981. A palaeoecological study of an Upper Late Glacial and Holocene sequence from 'De Borchert', The Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 31, 367-448.
- van Geel, B., Buurman, J., Brinkkemper, O., Schelvis, J., Aptroop, A., van Reenen, G. & Hakbijl, T. 2003. Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi. *Journal of Archaeological Science*, 30, 873-883.
- Vázquez Gómez, R. y Ruiz Zapata, M.B. 1992. Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación durante los últimos 2.000 años en la zona oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español), a través del análisis polínico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Sección Biológica), 88 (1-4), 235- 250.

MANUSCRITO RECIBIDO: 17 de julio, 2007

MANUSCRITO ACEPTADO: 22 de octubre, 2007

Silicoflagellate *Dictyocha* Ehrenberg from the middle Holocene sediments in the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil

Svetlana Medeanic¹ and Iran C.S. Corrêa²

¹CNPq, UFRGS, Instituto de Geociências, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Bento Gonçalves av., 9500, CP 15.001, Campus do Vale, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil. svetlana.medeanic@ufrgs.br

²UFRGS, Instituto de Geociências, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Bento Gonçalves av., 9500, CP 15.001, Campus do Vale, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil. iran.correa@ufrgs.br (Corresponding author)

Resumen

Se ha realizado un análisis palinológico de sedimentos holocenos, limos de origen lagunar y limos arcillosos, de 4 testigos obtenidos en la Planicie Costera de Rio Grande do Sul (Brasil). En total, se han estudiado más de 70 muestras, algunas de las cuales se dataron con C¹⁴. Particularmente, en 47 de ella se hallaron esqueletos del silicoflagelado *Dictyocha*. Estos microorganismos se encuentran frecuentemente en sedimentos lagunares formados durante la máxima transgresión marina. En muchas de las muestras estudiadas los silicoflagelados están asociados con diatomeas marinas (*Coscinodiscus*, *Triceratium*, *Actinoptychus*) y estuarinas (*Paralia sulcata* y *Terpsinöe*). Además, también aparecen junto con polen y esporas de plantas vasculares, palinomorfos de algas de agua dulce, cistes de algas marinas (acritarcos y dinoflagelados) y microforaminíferos. Las muestras con abundancia de silicoflagelados muestran escaso contenido en polen y esporas, que en estos casos se relacionan principalmente con plantas halófitas y xerófitas. La escasez de polen y esporas en sedimentos de la fase transgresiva, y la notable abundancia de silicoflagelados, indica que estos son un instrumento útil para realizar reconstrucciones paleoambientales.

Palabras clave: Silicoflagelados, Palinomorfos, Holoceno, Sur de Brasil

Abstract

Holocene sediments represented by lagoonal silt and silty clay sediments from 4 cores in the Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil, were studied by palynological analyses. More than 70 samples were studied. Some samples were dated by the ¹⁴C method. Silicoflagellate skeletons of *Dictyocha* were encountered in 47 samples. They were frequent in the lagoonal sediments formed during the marine transgression maximum. In many samples, silicoflagellates were associated with marine (*Coscinodiscus*, *Triceratium*, and *Actinoptychus*) and estuarine (*Paralia sulcata* and *Terpsinöe*) diatoms. They were associated with palynomorphs represented by vascular plant pollen and spores, freshwater algal palynomorphs, marine algal cysts of acritarchs and dinoflagellates, and microforaminifera. Pollen and spores from the samples enriched by silicoflagellates were relatively rare and mainly represented by halophilous and xerophilous plants. The scarce pollen and spores in the transgressive stage sediments and the notable frequency of silicoflagellates indicate on the importance of silicoflagellate skeletons as a reliable tool for palaeoenvironmental reconstructions.

Keywords: Silicoflagellates, Palynomorphs, Holocene, Southern Brazil

1. INTRODUCTION

While working with palynomorphs from the Middle Holocene sediments, corresponding to the last marine

post-glacial transgression, *Dictyocha* skeletons were found. On some slides, this species was abundantly represented by well preserved individuals. The relative frequency of silicoflagellates in the Holocene sediments of

Rio Grande do Sul led to a deeper analysis of the silicoflagellates using available bibliography and our own results.

Silicoflagellates are planktonic, microscopic algae, with siliceous skeletons characterized by their simple geometries and remarkable variability (Deflandre, 1950; McCartney & Wise, 1990; McCartney *et al.*, 1995). Their distribution depends on temperature, trophic state, latitude, and interseasonal variability (Schrader *et al.*, 1986; McCartney and Wise, 1990; Romero *et al.*, 2000; Polat *et al.*, 2000; Gómez & Gorsky, 2003; Mallin *et al.*, 2006). Silicoflagellate abundance in the Pliocene sediments from cores in the Southern Ocean indicates surface water warming occurring as a result of southward migration of the Antarctic Polar Frontal Zone (Bohaty and Harwood, 1998; Whitehead and Bohaty, 2003). During the Holocene, an abundance of silicoflagellate in the Ocean was connected with surface water warming (Poelchau, 1976; Barron *et al.*, 2005). Studies of silicoflagellates from the surface water and from the trap in the Southwestern Atlantic Ocean discovered some difference in their taxonomic variety and abundance. Cold water silicoflagellate species are significantly over-represented in the sedimentary records than in the water column, suggesting enhanced preservation and strong subsurface equatorial advection of the cold-water taxa (Olguín *et al.*, 2006).

The genus *Dictyocha* was recovered from modern deep-sea sediments in the North Pacific (Poelchau, 1976). *Dictyocha* species are distributed in the seas and oceans, where water salinity is no less than 20‰, and the water temperature is between 15 and 24°C (Henriksen *et al.*, 1993). The abundance of *Dictyocha* species in the Gulf of California was observed under a temperature interval of 20°-28° (Schrader *et al.*, 1986).

There are references concerning the recent distribution of *Dictyocha* in the surface water and in the traps of the southern Atlantic Ocean (Romero *et al.*, 2000; Olguín *et al.*, 2006). The most common silicoflagellate is *Dictyocha fibula*, distributed throughout the world ocean, limited to latitudes 0-40°, and is rare or absent south of the Antarctic polar front (Whitehead & Bohaty, 2003). In the extreme southern part of Brazil, the silicoflagellates were not mentioned by the phycologists Odebrecht and Castello (2000) who studied rich assemblages of marine diatoms, dinoflagellates, raphidophycean flagellates, and cyanobacteria.

The only examples of present-day *D. fibula* were registered in the estuarine part of the Patos Lagoon in summer 1996 by Torgan (1997). In the adjacent State, Santa Catarina, silicoflagellates were more abundant in the southern shelf areas, more affected by subantarctic coastal waters (Brandini, 1988).

2. STUDY AREA

The study area is situated in the southern part of the Coastal Plain of Rio Grande do Sul State (Fig. 1). The climate of this region is warm-temperate, due to the joint influence of the warm Brazil and cold Falkland currents (Vieira & Rangel, 1988). The average annual temperature is 18°C, with monthly averages of 24.6°C in January and 13.1°C in July. The mean annual precipitation is about 1200 mm. The Coastal Plain has a diverse geomorphology, with sandy beaches, dunes, freshwater, brackish-water, salt marshes, and wetlands (Costa, 1997).

The Coastal Plain was subjected to glacio-eustatic sea level oscillations during the Quaternary (Villwock & Tomazelli, 1995; Corrêa *et al.*, 1996). During the Holocene, a vast part of the present Brazilian Coastal Plain was flooded by seawaters (Angulo & Lessa, 1997; Martin *et al.*, 2003). The last glacio-eustatic sea level rise (transgressive phase) began approximately 7,800 yrs BP. The maximum of that transgression occurred around 5,600 yrs BP characterized by a sea level rise of approximately 5 m above the present sea level. The following regressive phase led to the present sea level. The sandy sediments along the coast were deposited during regressive-transgressive events in the Quaternary. Lagoon formation was connected to the evolution of the Holocene barrier-lagoonal system (Villwock & Tomazelli, 1995). The lagoonal sediment deposits started about 8 kyrs ago (Toldo *et al.*, 2000). They consist mostly of silt or silty sands, having an average thickness of about 6 m.

The Holocene sea-level oscillations in the Coastal Plain of Rio Grande do Sul State were registered using marine palynomorphs (Medeanic *et al.*, 2001, 2006; Weschenfelder *et al.*, 2005). The sediments formed during marine transgression include acritarchs and dinoflagellate cysts and microforaminifera, besides pollen and spores of ter-

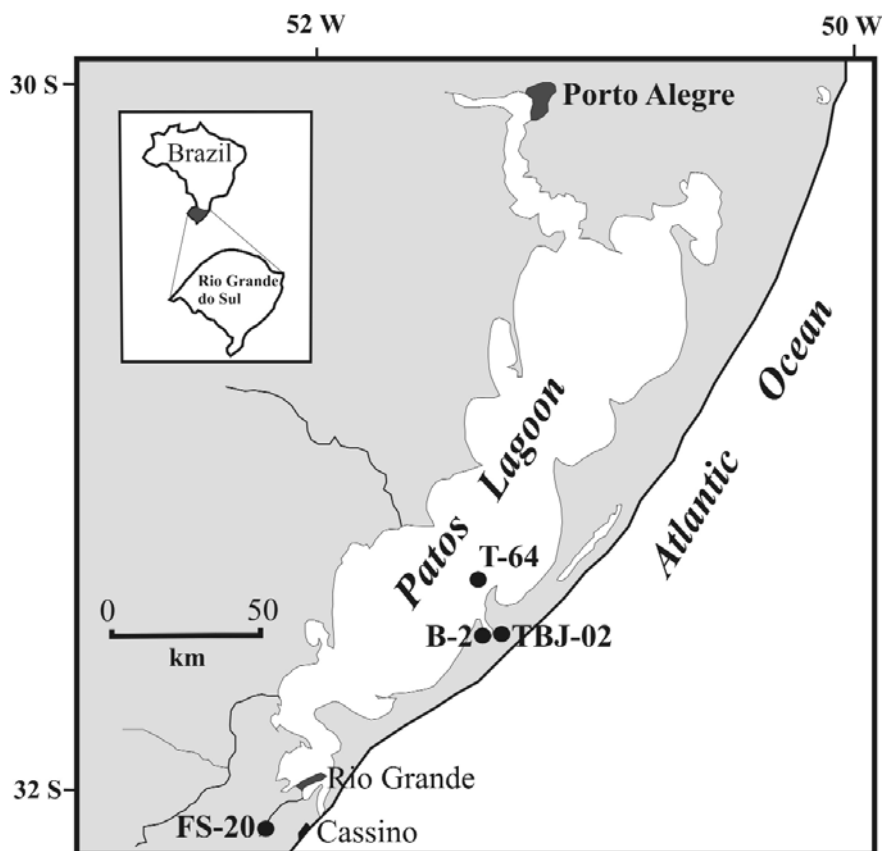


Figure 1. Map, showing the studied locations of cores performed in the coastal Plain of Rio Grande do Sul.

restrial and aquatic vascular plants, freshwater algal palynomorphs, and fungal zoospores.

3. MATERIAL AND METHODS

A total of 70 samples were collected from cores T-64, TBJ-02, B-2, situated in the estuarine part of the Patos Lagoon, and from core FS-20, performed at the Cassino Beach region (Fig. 1). The lithologic columns of cores are shown in

Figures 2-4, and 6. The samples, enriched by organic matter, were radiocarbon dated at Beta Analytic Inc., Florida, USA (Table 1). For the core T-64 (the samples 140 cm deep), we concluded an approximate age of 5,500-6,000 yrs BP based on the correlation of this core with the adjacent identical by lithology and seismic data of the core T-60 (Toldo *et al.*, 2000).

The chemical treatment of the samples followed Faegri and Iversen (1989) using HCl (10%) and NaOH (5%). The use of HF was avoided in order to preserve siliceous

Cores	Depth, m	Absolute age dating (^{14}C), yrs BP	References
T-64	1,40	~5500-6000	Medeanic <i>et al.</i> , 2001
TBJ-02	3,33	7370+/-150	Medeanic <i>et al.</i> , 2001
B-2	23,5	9400+/-140	Weschenfelder <i>et al.</i> , 2005
B-2	3,7	7370+/-150	Weschenfelder <i>et al.</i> , 2005
FS-20	23,0	4940+/-80	Clerot, 2004

Table 1. The cores and absolute age of studied sediments.

remains, such as silicoflagellate skeletons and diatoms. Separation of inorganic and organic substances was carried out using $ZnCl_2$ solution with a density of 2.2 g/cm^3 . All studied slides are stored in the Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica at the Instituto de Geociências of Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil.

All palynomorphs, diatoms, and *Dictyocha* skeletons were studied using a light microscope, LM ($\times 400$ - 600). The *Dictyocha* skeletons were photographed by an Optical Olympus photomicroscope (Plate 1, figs.1-8).

4. SYSTEMATIC DESCRIPTIONS

First classification of silicoflagellates was based on the number of sides of the basal ring and the configuration of the apical structure. Deflandre (1950) established a classification system for fossil silicoflagellate and determined two families and one group as *incertae sedis*. The family Dictyochidae included 7 genera.

Identifications of *Dictyocha* skeletons was based on Poelchau (1976), Tomas (1988), McCartney and Loper (1989), McCartney and Wise (1990), Desikachary & Prema (1996). Encountered silicoflagellate skeletons show, probably, several taxa of *Dictyocha*.

The description of dispersed silicoflagellate skeletons of *Dictyocha* follows terminology elaborated by McCartney and Loper (1989), and McCartney and Wise (1990).

Family DICTYPOCHIDAE Lemmermann, 1901
Genus *Dictyocha* Ehrenberg, 1837
(Plate 1, Figs. 1-8)

Material.- The Middle Holocene sediments, Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil, slides P-18/2, P-18/3, P-17/1, P-169/3, P-169/2, P-169/4, P-38/1, and P-41/2.

Description.- Internal hollow skeleton of the silicoflagellates are composed of opal silica. Skeleton consists of a basal ring with four radial spines. Basal ring consists of four sides of approximately equal length and with rhombic but slightly ellipsoidal form. Apical bridge is exactly parallel to the major axis of symmetry and consists of four

lateral struts. Length of the major axis is 27 - $30\text{ }\mu\text{m}$, the length of the minor axis is 18 - $22\text{ }\mu\text{m}$. Length of the radial spines of the major axis is about 5 - $8\text{ }\mu\text{m}$. Length of the radial spines of the minor axis 3 - $4\text{ }\mu\text{m}$. Radial spines are sometimes broken. Basal accessory spines (one or two) are present in lateral pikes. Basal rods are slightly arcuate.

Comparison.- The described skeletons resemble *Dictyocha fibula* (Tomas, 1988; McCartney & Loper, 1989).

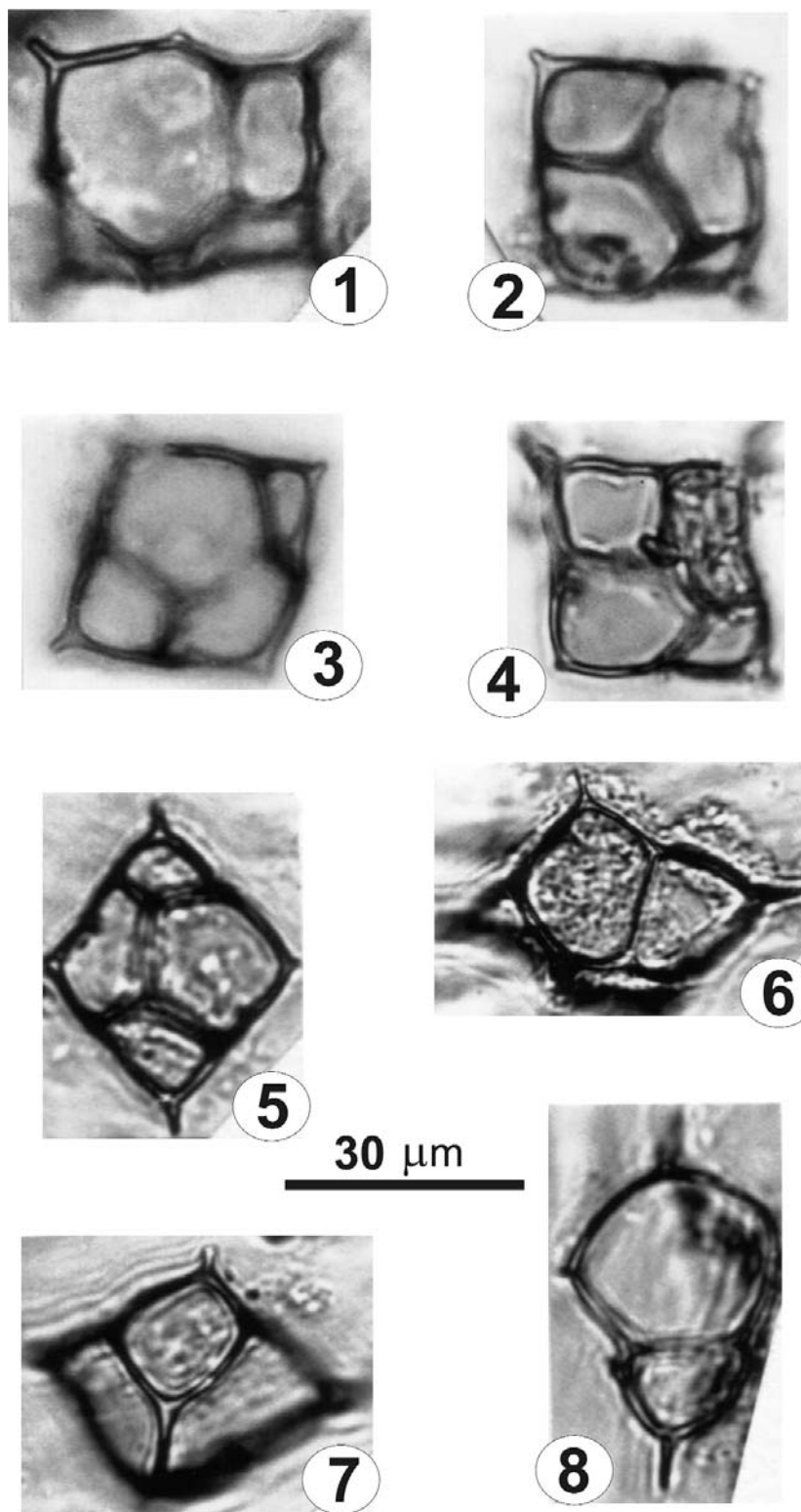
Remarks.- In the studied cores, *Dictyocha* skeletons did not show wide varieties of the basal rings, radial spines, and apical bridge. Some strange skeletons were observed (Fig. 1). They differ from common skeletons by having a rectangular contour and the position of basal accessory spines, this exemplar was probably warping.

Distribution.- Recent *Dictyocha fibula* has been described for the Indian Ocean (Desikachary & Prema, 1996), in-shore waters, especially brackish sheltered areas of the Mediterranean, Atlantic, and Pacific Oceans (Bukry 1975; Tomas, 1988; Brandini, 1988). Frequent *D. fibula* was registered in the western equatorial Atlantic (Romero *et al.*, 2000). Solitary specimens of *D. fibula* were registered in the waters of the estuarine part of the Patos Lagoon (Torgan, 1997). The new phycologist's data (Olguín *et al.*, 2006) on silicoflagellate distribution in the South-western Atlantic Ocean indicated four species strongly restricted by latitudes: *D. pulhra* (north -40°S), *D. messanensis* and *D. mandrai* (30° - 54° - 55°S), and *Distephanus speculum* (56° - 61°S).

Note.- Poelchau (1976), who studied scattered silicoflagellates from surface oceanic water, considered *Dictyocha fibula* as existing species corresponding to the present living species *D. epidon*, *D. messanensis*, and *D. calida*.

Plate 1 - Silicoflagellate skeletons *Dictyocha* in optical microscope (OM); 1 - apical side, strained state, T-64, depth, 1,65 m, slide P-18/2; 2 - apical side, T-64, depth 1,65 m, slide P-18/3; 3 - apical side, T-64, depth 1,60 m, slide P-17/1; 4 - apical side, FS-20, depth 17 m, slide P-169/3; 5 - apical side, FS-20, depth 19,0 m, slide P-169/2; 6 - apical side, reworked skeleton? covered by part of organic material, FS-20, depth 19,0 m, slide P-169/4; 7 - apical side, strained skeleton, TBJ-02, depth 3,40 m, slide P-38/1; 8 - abapical side, TBJ-02, depth 3,55 m, P-41/2.

Plate 1



5. RESULTS

Dictyocho skeletons are associated with siliceous marine and estuarine diatoms, microalgal palynomorphs of acritarchs and dinoflagellates, and microforaminifera. The diatom genera were identified using Moreira (1975). The full list of all identified diatoms and microalgal palynomorphs associated with *Dictyocho* in studied cores is given in Table 2. The relative frequency of diatoms and algal palynomorphs associated with *Dictyocho* skeleton records for the long sequence core B-2 is shown in Figure 2. *Dictyocho* frequency in relation to all the identified algal palynomorphs and microforaminifera from the

samples of the cores TBJ-02, T-64 and FS-20 were plotted as percentage diagrams using TILIA software (Grimm, 1987), and are shown in figures 3, 4, and 7. *Dictyocho* occurrence (%) in comparison with all other identified palynomorphs in core T-64 represented by transgressive and regressive stages are shown in an accumulative diagram (Fig. 5).

First rare *Dictyocho* skeletons were registered in silty sediments older than 7,370+/-150 yrs BP from core B-2 (Fig. 2) and core TBJ-02 (Fig. 3) that corresponded to the beginning of the post-glacial marine transgression.

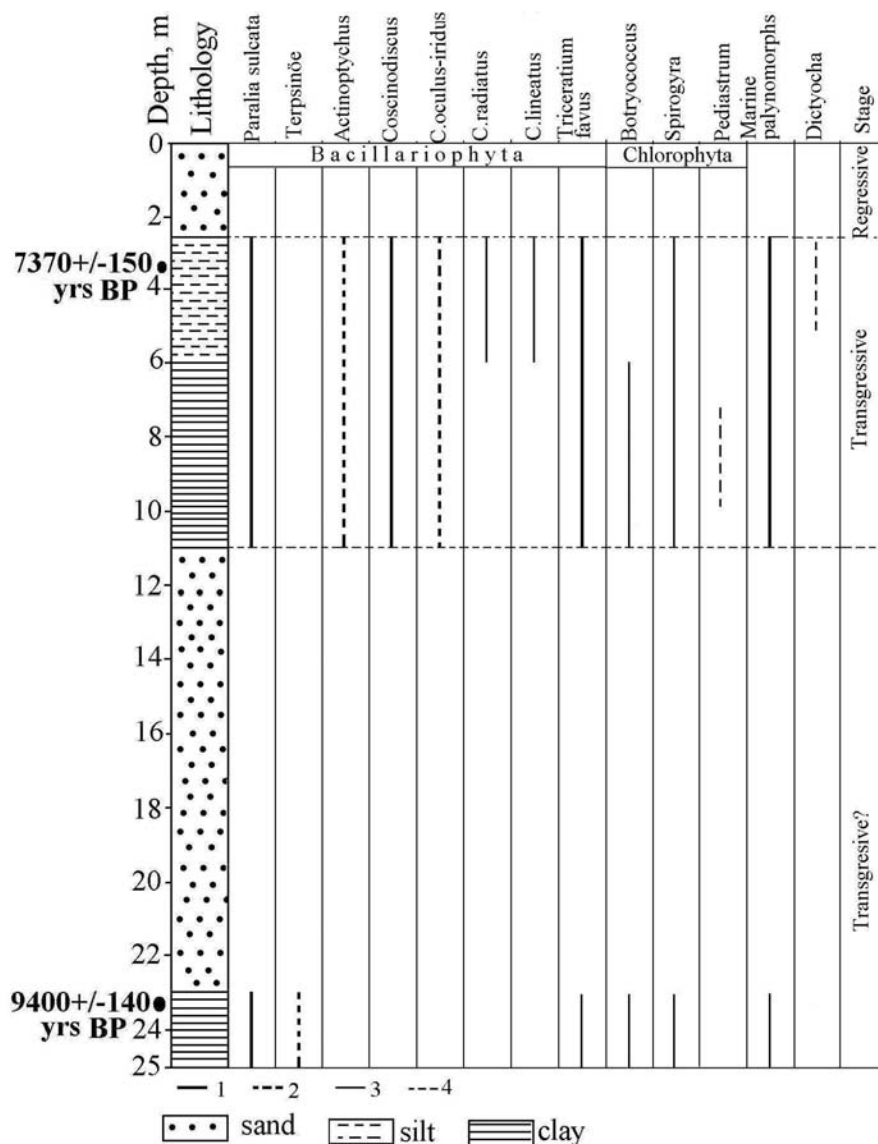


Figure 2. The lithology, ¹⁴C dating, diatom and algal palynomorph distribution in the samples of the core B-2. 1-4 relative frequency of diatoms and algal palynomorphs in the samples: 1 - 10-30%, 2 - 5-10%, 3 - 1-5%, 4 - 0,5-1% .

Diatoms, algal palynomorphs and microforaminifera	Cores				
	FS - 20	B - 2	TBJ - 02	T - 64	
	Depth (m)				
	17,5 - 19,5	3,4 - 3,5	3,4 - 4,7	1,3 - 1,7	0,8 - 0,9
BACILLARIOPHYCEAE					
Estuarine diatoms					
<i>Diploneis</i>	-	-	-	-	+
<i>Paralia sulcata</i>	+	+	+	-	+
<i>Surirella</i>	+	-	-	-	-
<i>Terpsinoë</i>	-	-	-	-	+
Marine diatoms					
<i>Actinoptychus</i>	+	+	-	+	+
<i>Actinocyclus</i>	+	-	-	+	+
<i>Coscinodiscus</i>	+	+	+	+	+
<i>C. oculus-iridis</i>	+	+	+	+	-
<i>C. radiatus</i>	+	+	+	-	-
<i>Cyclotella</i>	+	-	+	+	-
<i>Triceratium favus</i>	+	+	+	+	-
CHLOROPHYTA					
<i>Botryococcus</i>	+	+	+	+	+
<i>Mougeotia</i>	-	-	+	-	-
<i>Pseudoschizaea</i>	+	-	+	-	-
<i>Spirogyra</i>	+	-	+	+	+
<i>Zygnema</i>	+	-	+	-	-
ACRITARCHA					
<i>Cymatiosphaera</i>	+	+	+	+	+
<i>Michrhystridium</i>	+	+	+	+	+
DINOPHYTA					
<i>Operculodinium</i>	+	-	+	+	-
<i>Spiniferites</i>	+	-	+	+	-
Other dinocysts indet.	+	+	+	+	+
MICROFORAMINIFERA	+	-	-	+	+

Table 2. Diatoms, algal palynomorphs, and microforaminifera from the sediments of transgressive stage associated with *Dictyocha* records.

Core B-2 (depth 3.4-3.5 m), *Dictyocha* skeletons are rare and sporadic, and their frequency (%) is 0.5-1.0% of the total sum of all counted palynomorphs. They are associated with diatom species from the genera: *Actinoptychus*, *Coscinodiscus*, *Triceratium*; frequent *Michrhystridium* and *Cymatiosphaera* acritarchs, rare dinoflagellate cysts, and *Botryococcus* (Table 2, Fig. 2). Pollen and spores are rare and mainly represented by Cyperaceae, Poaceae, Chenopodiaceae, and *Phaeoceros* and *Anthoceros* spores, probably, originated from neighboring foredunes and salt marshes (Weschenfelder *et al.*, 2005).

Core TBJ-02 (depth 3.4-4.7 m), *Dictyocha* skeletons are sporadic (3.0-20.0%) (Fig. 3). They are associated with the predominant acritarchs - *Michrhystridium* and *Cymatiosphaera*, and dinoflagellate cysts of *Spiniferites*. In the samples with *Dictyocha*, the following freshwater algal palynomorphs are associated: *Botryococcus*, *Zygnema*, *Spirogyra*, *Mougeotia*, and *Pseudoschizaea*. Their occurrence together with *Dictyocha* skeletons may be a result of freshwater input into saline environments during the periods of an increase in pluvial precipitation (Fig. 3). Pollen and spores from this depth are characterized by relatively

rich taxonomic composition reported by Medeanic *et al.* (2001, 2006). Probably, sediments of this core were formed at the beginning of the marine transgression when vast dune areas and freshwater marshes were flooded by seawaters as a result of sea level rise. It is possible, that

some pollen and spores and freshwater algal palynomorphs were redeposited during the marine transgression. In this case, we can deal with one example of an allochthonous assemblage, when algal marine and freshwater algal palynomorphs are encountered together.

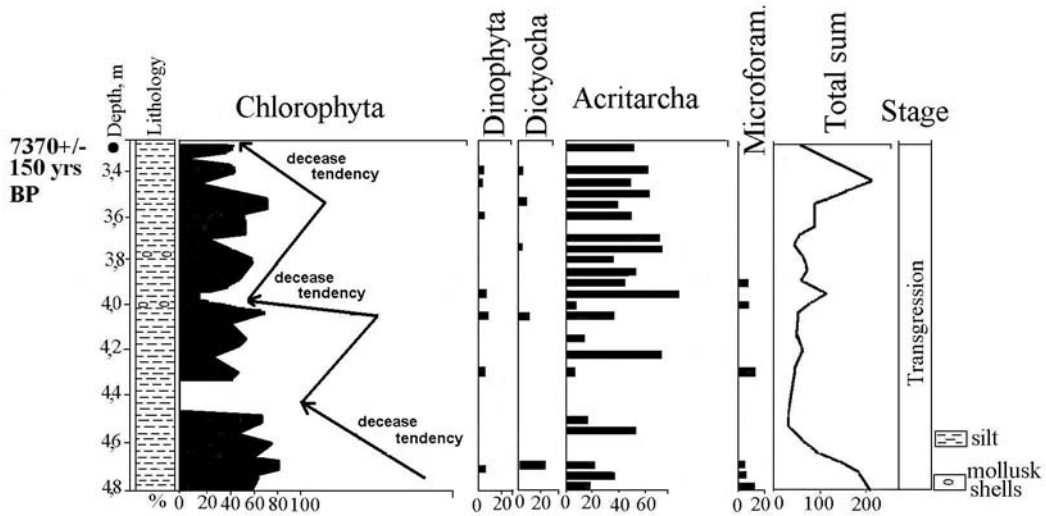


Figure 3. Percentage diagram of algal palynomorphs and microforaminifera from the core TBJ-02, adopted from Medeanic (2006) with additions.

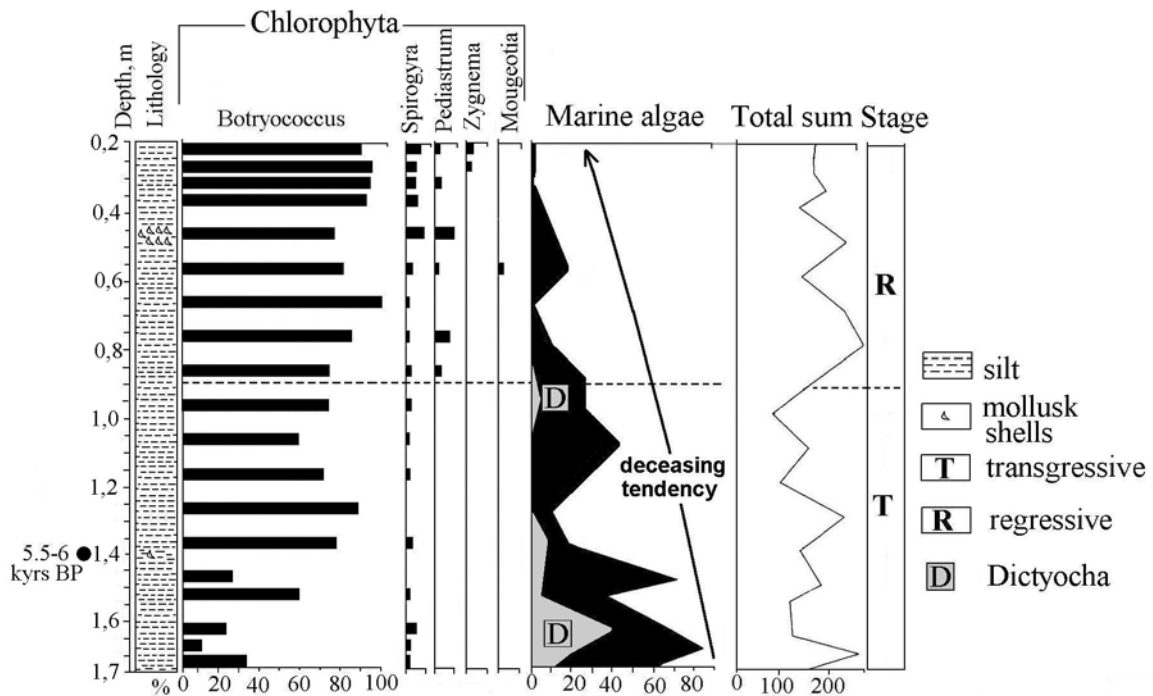


Figure 4. Percentage diagram of algal palynomorphs and microforaminifera from the core T-64, adopted from Medeanic (2006) with additions. Marine algae include dinoflagellate and acritarch cysts, and *Dicoyocha*.

Core T-64, *Dictyocha* skeletons were found most frequently from the sediments corresponding to the maximum transgressive stage. Two intervals of depths 1.30-1.70m, and 0.80-0.90 m were distinguished where *Dictyocha* skeletons occurred (Fig. 4). In the lower part of the transgressive stage, the relative frequency of *Dictyocha* made up 10.0-40.0%, and was associated with *Botryococcus*, *Spirogyra*, *Micrhystridium*, *Cymatiosphaera*, *Operculodinium*, *Spiniferites*, and microforaminifera. In the upper part of the core, the *Dictyocha*, and marine palynomorphs decrease. But brackish water diatoms: *Diploneis*, *Paralia sulcata*, *Terpsinoë*, and marine diatoms: *Actinoptychus*, *Actinocyclus*, and *Coscinodiscus* are present (Table 2). In the sediments corresponding to the regressive stage, *Dictyocha* skeletons were not encountered and marine paly-

nomorphs significantly decreased (Fig. 4). The relation between all encountered palynomorphs and *Dictyocha* occurrences is shown in Figure 5.

Core FS-20, the skeletons of *Dictyocha* are recorded at the depth of 17.5-19.5 m (Fig. 6). They are associated with brackish water diatoms *Surirella*, *Paralia sulcata*, marine diatoms, cysts of dinoflagellates and acritarchs, and microforaminifera (Table 2). The *Dictyocha* frequencies compose 8.9-15.4% of the total sum of all counted algal palynomorphs (Fig. 7). Pollen and spores are characterized by a relative variety of taxa, indicated on foredune and salt marshes distributed in neighboring flooded areas (Clerot, 2004). The sediment deposition during the marine transgression probably was influenced by freshwater in-

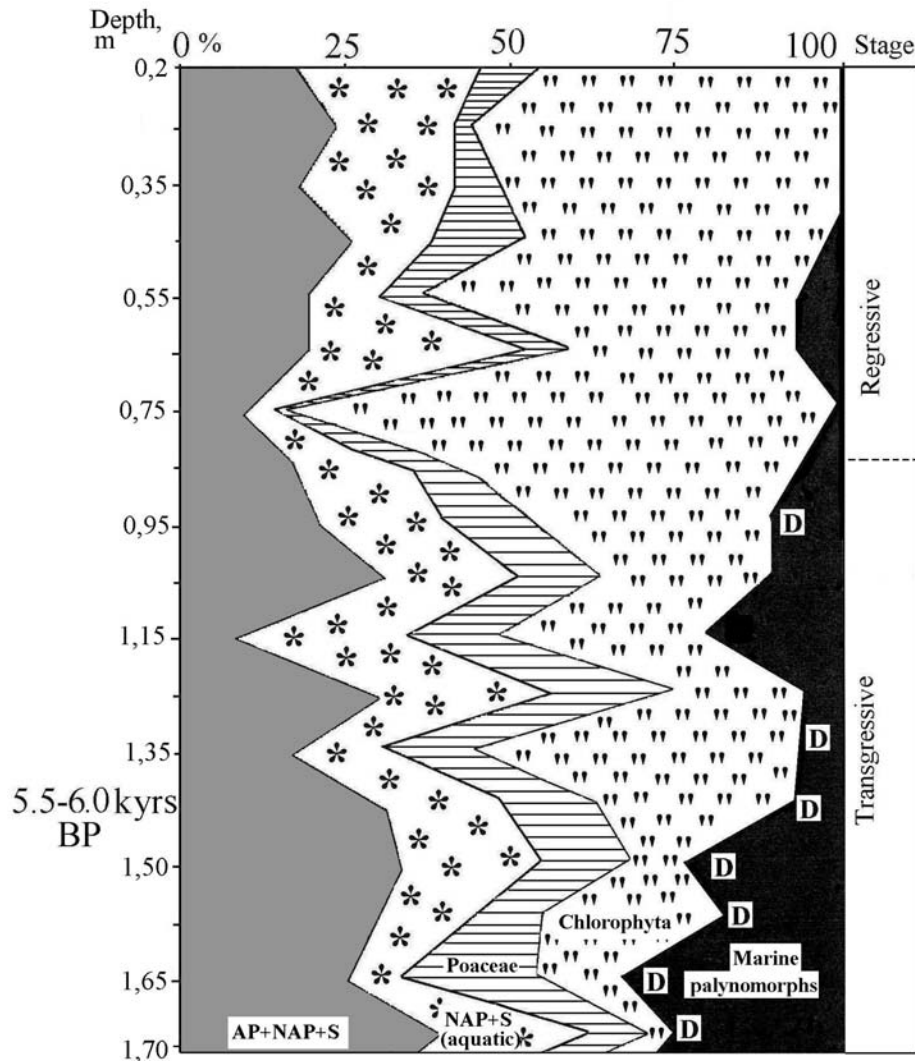


Figure 5. Percentage diagram of palynomorph frequency and *Dictyocha* records in the samples of the core T-64: AP - arboreal pollen, NAP - non-arboreal pollen, S - spores, D - *Dictyocha*.

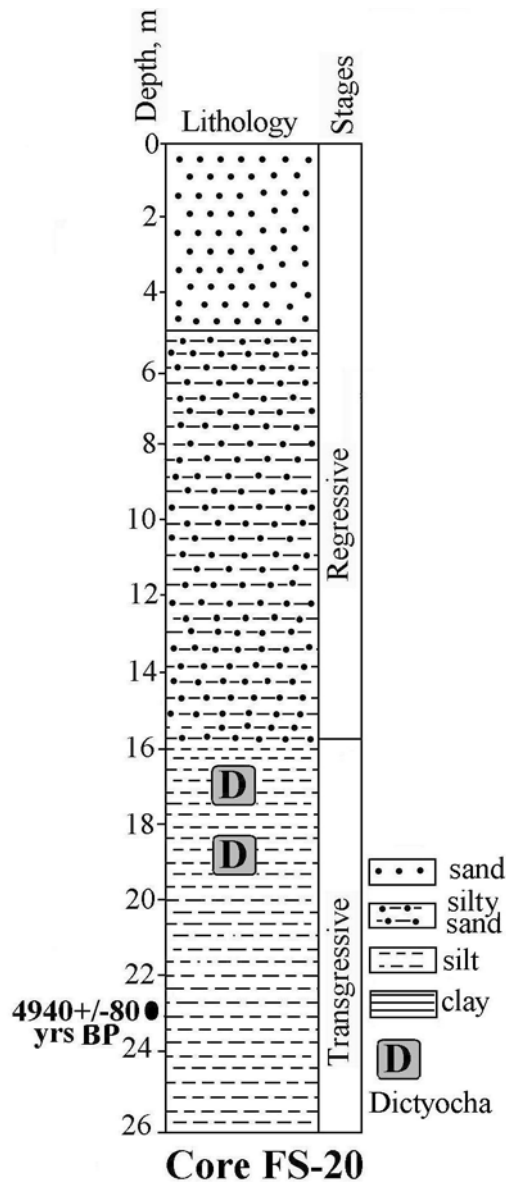


Figure 6. The lithology of the core FS-20, dating by ^{14}C , and *Dictyocha* records.

fluxes which transport terrestrial and aquatic pollen and spores. We do not exclude the probability of redeposited freshwater palynomorphs, pollen, and spores from the older sediments subjected to high energy transgressive events.

6. DISCUSSION

All *Dictyocha* skeletons were well preserved. They were detected only in silty sediments corresponding to marine

transgression in the extreme south of Brazil (principally, in the estuarine part of the Patos Lagoon). In these sediments they are associated with marine and estuarine diatoms and palynomorphs. The frequent pollen and spores of terrestrial plants from salt marshes and dunes in these sediments may indicate on sediment deposition occurring in a palaeolagoon influenced by sea waters. The silicoflagellates were probably inputted by rising tides in the periods of sea-level amplitude increase during the marine transgression. Silicoflagellate skeletons were not recorded in sandy silt sediments of transgressive stage that may be connected with sea level amplitude fall, or with unfavorable taphonomic conditions for preservation of tiny and vulnerable skeletons in sandy sediments. Analysis of recent distribution of *Dictyocha* in the Atlantic Ocean may indicate on higher, than today temperature of the surface water in the region (Brandini, 1988; Whitehead & Bohaty, 2003; Olguín *et al.*, 2006). Palynological data also indicate on a more humid and warmer climate during the marine transgression (Medeanic *et al.*, 2001).

The silicoflagellate were not found in the Middle Holocene silty sediments that correspond to deposits of transgressive stage in the northern part of the Coastal Plain of Rio Grande do Sul State, in the Tramandai Lagoon region (Medeanic *et al.*, 2003). This variation can be related to the difference in the sea level translation between the southern and northern regions of the coastal plain in the State. Corrêa (1990) studied the sea level oscillations that occurred during the last marine transgression using a eustatic curve, proposing that the mean translation velocity of the southern continental platform was 16.7 m/year, while in the north, it was only 8.6 m/year. This difference, according to Corrêa (1990), is very important to sedimentary processes, associated with marine transgression, due to a variation of the continental platform pendent, steeper at the north and smoother in the south.

7. CONCLUSIONS

The palynological study of the Middle Holocene silty sediments corresponded to transgressive stage and confirmed by ^{14}C datings in the south-eastern part of the Coastal Plain of Rio Grande do Sul State discovered well preserved skeletons of the silicoflagellate skeletons of *Dictyocha*, associated with various palynomorphs and diatoms.

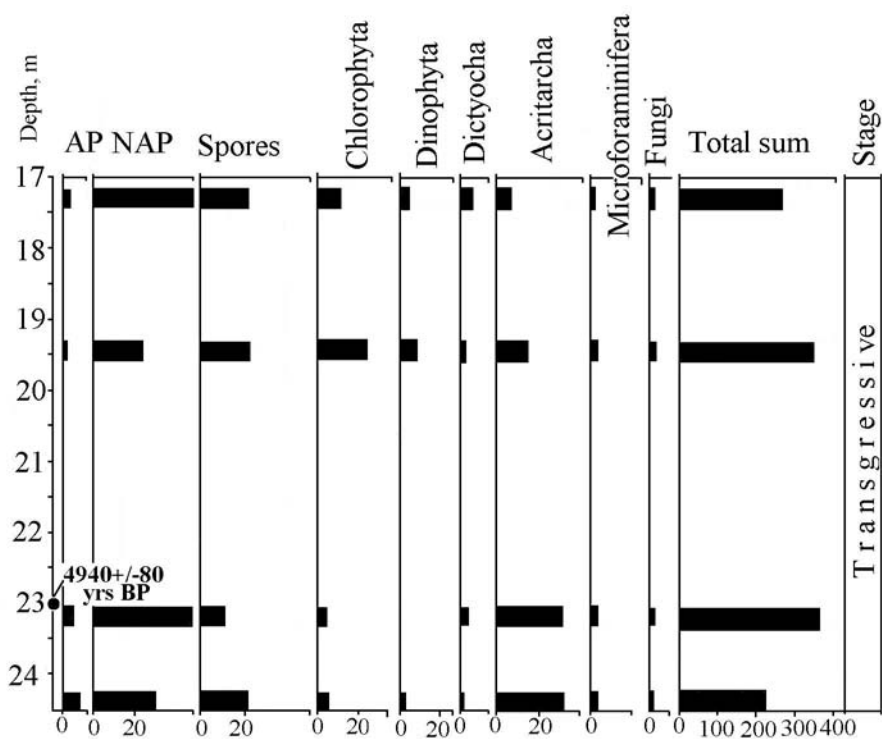


Figure 7. Percentage diagram of palynomorphs and *Dictyocha* from the core FS-20

The frequent *Dictyocha* skeletons were deposited in silty sediments as a result of a high sea-level rise resulting in a vast area flooded by seawaters. *Dictyocha* skeletons are associated with marine and estuarine diatoms, dinoflagellate cysts, and microforaminifera.

Constant pollen and spores of terrestrial and aquatic plant spores are accompanied by marine palynomorphs, diatoms, and silicoflagellates. They indicate dune and salt marsh spreading adjacent to the flooded areas.

Dictyocha skeletons were recorded only in the extreme south of the Coastal Plain of Rio Grande do Sul. The complete absence of *Dictyocha* skeletons in the same age silty sediments in the northern part of the Coastal Plain in the Tramandaí Lagoon region may evidence less flooding by seawaters by specific geomorphology, and, probably, higher temperature of surface water in the ocean, than in the southern part, influenced by the warm Atlantic current.

Obtained data on *Dictyocha* occurrences may provide the basis for the use of them as a reliable indicator of unusual flood events in the Holocene in the southern part of the Brazilian coastal plain.

8. ACKNOWLEDGEMENTS

Authors are grateful to CNPq (grant nº470.457/2003-1) and FAPERGS (grant nº 0521261) for financial support to carry out this study. We thank GEOWORK and LOG/FURG for help with equipments and financial support during field work. We are grateful to reviewers Dr. Angeles Bárcena (Salamanca University, Spain) and Dr. Kevin McCartney (University of Maine, USA) for their constructive critic of manuscript and suggestions. We are indebted to Haywood Dail Laughinghouse IV (John Carroll University, USA) for his English correction of the last version of the manuscript.

9. REFERENCES

- Angulo, R.J., and Lessa, G.C. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia region. *Marine Geology*, 140, 141-161.
- Barron, J.A.; Bukry, D., and Dean W.E. 2005. Paleooceanographic history of the Guyamas Basin, Gulf of Califórnia, during the past 15,000 years based on diatoms, silicoflagellates, and biogenic sediments. *Marine Micropaleontology*, 56 (3-4), 81-102.
- Bohaty, S.M., and Harwood, D.M. 1998. Southern Ocean Pliocene paleotemperature variation from high-resolution silicoflagellate biostratigraphy. *Marine Micropaleontology*, 33 (3), 241-272.
- Brandini, F.P. 1988. Composição e distribuição do fitoplâncton na região Sueste do Brasil e suas relações com as massas de água (Operação Sueste- julho/agosto 1982). *Ciência e Cultura*, 40 (4), 334-341.
- Bukry, D. 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy near Antarctica, Deep Sea Drilling Project. Leg 28. In: Hayes, D.E., Frakes, L.A., et al. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 28. Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 709-723.
- Clerot, L.C.P. 2004. *Estudo da Barreira IV na região do Cassino, Rio Grande do Sul - RS. Evolução e caracterização como reservatório*. Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, trabalho de conclusão de curso, 83 pp.
- Corrêa, I.C.S. 1990. *Analyse Morphostructurale et Evolution Paleogeographique de la Plate-Forme Continentale Atlantique Sud-Bresilienne (Rio Grande do Sul-Brésil)*. Thèse de Doctorado, Université de Bordeaux I, France, 314 pp.
- Corrêa, I.C.S.; Martins, L.R.S.; Ketzer, J.M.M.; Elias, A.R.D. and Martins, R. 1996. Evolução sedimentológica e paleogeografia da Plataforma Continental Sul e Sudeste do Brasil. *Notas Técnicas*, 9, 51-61.
- Costa, C.S.B. 1997. Tidal marshes and Wetlands. In: *Ecosystem of subtropical convergence regions: The coast and sea in the warm-temperate southwestern Atlantic* (Seeliger, U., Odebrecht, C. & Castello, J.P. eds). Ecological Studies Series. Berlin, Springer-Verlag, 24-26.
- Deflandre, G. 1950. Contribution a l'étude des silicoflagellidés actuels et fossiles. *Microscopie*, 2 (2), 72-108.
- Desikachary, T.V. and Prema, P. 1996. Silicoflagellates (Dictyochophyceae). *Biblioteca Phycologica*, 100, 298 pp.
- Fægri, K. and Iversen, J. 1989. *Text-book of pollen analysis*. New York, Hafner Press., 295 p.
- Gómez, F. and Gorsky, G. 2003. Annual microplankton cycles in Villefanche Bay, Ligurian Sea, NW Mediterranean. *Journal of Plancton Research*, 25 (4), 323-339.
- Grimm, E.C. 1987. CONISS: A Tortran: Program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of square. *Pergamon Journal*, 13, 13-35.
- Henriksen P.; Knipschildt F.; Moestrup, O. and Thomsen, H.A. 1993. Autecology, life-history and toxicology of the silicoflagellate *Dictyocha speculum* (Silicoflagellata, Dictyochophyceae). *Phycologia*, 32 (1), 29-39.
- Mallin, M.A.; McIver, M.R. and Johnson, V.L. 2006. Assessment of Coastal Water Resources and watershed conditions at Cape Hatteras National Seashore, North Carolina. *Technical Report NPS/NRWRD/NRTR-2006/351*. (Online).
- Martin, L.; Dominguez, J.M.L. and Bittencourt, A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene Sea Level in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from Multiple Fossil and Geometric Indicators. *Journal of Coastal Research*, 19 (1), 101-124.
- McCartney, K. and Loper, D.E. 1989. Optimized skeletal morphologies of silicoflagellate genera Dictyocha and Distephanus. *Paleobiology*, 15, 283-298.
- McCartney, K. and Wise, S.W. Jr. 1990. Cenozoic silicoflagellates and ebridians from ODP Leg 113: biostratigraphy and notes on morphologic variability. In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., *Proceedings ODP, Scientific Results*, (Ocean Drilling Program), 113, 729-760.
- McCartney, K.; Churchill, S. and Woestendiek, L. 1995. Silicoflagellates and ebridians from Leg 138, eastern equatorial Pacific. In: Pisias, N. G., Mayer, L. A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A. and van Andel, T.H. (Eds.), *Proceedings ODP, Science. Results*, (Ocean Drilling Program), 138, 129-162.
- Medeanic, S. 2006. Freshwater algal palynomorph records from the Holocene deposits in the coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 141 (1-2), 83-101.
- Medeanic, S.; Dillenburg, S.R., and Toldo Junior, E.E. 2001. Novos dados palinológicos da transgressão marinha pós-glacial em sedimentos da Laguna dos Patos. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências* 6 (6), 64-76.
- Medeanic, S.; Jankovská, V., and Dillenburg, S.R. 2003. The implication of green algae (Chlorophyta) for palaeoecological reconstruction of the Holocene lagoon system in the Tramandaí Lagoon region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Acta Palaeobotanica*, 43, 113-123.
- Moreira, V. 1975. Contribuição ao estudo das Bacillariophyceae (Diatomáceas) em Diatomitos Brasileiros. *Acta Biológica*, 4 (3-4), 135-198.
- Odebrecht, C. and Castello, J.P. 2000. The convergence Ecosystem in the Southwest Atlantic. In: *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*. U. Seeliger and B. Kjerfve (Eds.). Springer-Verlag, Berlin, 147-165.
- Olguín, H.F.; Boltovskoy, D.; Lange, C.B., and Brandini F. 2006. Distribution of spring phytoplankton (mainly diatoms) in the upper 50 m of the Southwestern Atlantic Ocean (30° to 61° S). *JPR Advance Access published September 13, 2006*, online, 1-45.
- Poelchau, H.S. 1976. Distribution of Holocene silicoflagellates in North Pacific sediments. *Micropaleontology*, 22 (2), 164-193.
- Polat, S.; Sarihan, E and Koray, T. 2000. Seasonal changes in the Phytoplankton of the Northern Mediterranean (Bay of Iskenderun). *Turkish Journal of Botany*, 24, 1-12.
- Romero, O.E.; Fischer, G; Lange, C.B. and Wefer, G. 2000. Siliceous phytoplankton of the western equatorial Atlantic: sediment traps and surface sediments. *Deep-Sea Research II*, 47, 1939-1959.
- Schrader, H.; Pisias, N. and Cheng, G. 1986. Seasonal variation of silicoflagellates in phytoplankton and varved sediments in the Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 10, 207-233.

- Toldo, E.E.; Dillenburg, S.R.; Corrêa, I.C.S. and Almeida, L.E.S.B. 2000. Holocene sedimentation in Lagoa dos Patos lagoon, Rio Grande do Sul. *Journal of Coastal Research*, 16, 816-822.
- Tomas, C.R. 1988. *Identifying Marine Phytoplankton*. Acad. Press. Harcourt Brace Company, Florida, 858 pp.
- Torgan, L.C. 1997. Estrutura dinâmica da Comunidade Fitoplanctonica na laguna dos Patos, Rio Grande do Sul, Brazil, em ciclo anual. 284 p. Tese (doutorado em Ciências) - Universidade Federal de São Carlos, São Carlos.
- Vieira, E.F. and Rangel, S.R.S. 1988. Planície Costeira do Rio Grande do Sul: Geografia Física, vegetação e dinâmica sócio-demográfica. Ed. Sagra, Porto Alegre, 256 pp.
- Villwock, J.A. and Tomazelli, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, 8, 1-45.
- Weschenfelder, R.J.; Medeanic, S.; Corrêa, I.C.S.; Aliotta, S.; Pereira, C.M. and Vasconcellos, V. E. B. 2005. Holocene paleoenvironmental changes in the Bojuru region, RS, Brazil: a multidisciplinary approach. In: *X Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, 31, Recife.
- Whitehead, J.M. and Bohaty, S.M. 2003. Pliocene summer sea surface temperature reconstruction using silicoflagellates from Southern ODP Site 1165. *Paleoceanography*, 18 (13), 1-20.

MANUSCRITO RECIBIDO: 16 de noviembre, 2006

MANUSCRITO ACEPTADO: 29 de julio, 2007

REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGÍA

ÍNDICE DE AUTORES, VOLUMEN 39 (2007)

Authors index

Arenillas, I.,.....	1	Mahmoud, M.S.,	169
Arsuaga, J.L.,	215	Márquez, B.,	215
Arz, J.A.,	1	Martín-Algarra, A.,	189
Bankole, S.I.,.....	29	Mautino, L.R.,	81
Baquedano, E.,	215	Medeanic, S.,	227
Barrón, E.,	135	Meléndez, N.,	135
Bauz, S.,	215	Melendi, D.L.,	117
Burry, L.S.,	205	Pérez-González, A.,	215
Corrêa, I.C.S.,	227	Rodríguez-López, J.P.,	135
Peyrot, D.,	135	Ruiz Zapata, B.,	215
Deaf, A.S.,	169	Sames, B.,	71
Erdtmann, B.-D.	29	Scafati, L.,	117
Georgescu, M.D.,	155	Schrank, E.,	29
Gil García, M ^a .J.,	215	Schudack, M.,	71
Gómez-González, C.,	215	Solé de Porta, N.,	189
Haslett, S.K.	63	Soliman, H.A.,	169
Jaramillo, C.A.,	189	Titterton, R.,	45
Khand Yondon, K.,	71	Trivi de Mandri, M.,	205
López-Merino, L.,	103	Volkheimer, W.,	117
López-Sáez, J.A.,	103, 215	Whatley, R.C.,	45

REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGÍA

RELACIÓN DE REVISORES, VOLUMEN 39 (2007)

Referees Index

ARZ José Antonio, Zaragoza (España)
BÁRCENA, M^a Ángeles, Salamanca (España)
BARRÓN Eduardo, Madrid (España)
CARRIÓN José S., Murcia (España)
CEARRETA Alejandro, Bilbao (España)
COLIN Jean-Paul, Cestas (Francia)
DEJAX Jean, París (Francia)
GARCÍA ANTÓN Mercedes, Madrid (España)
GONZÁLEZ Julio César, Atepehuacán (México)
HART Malcolm, Plymouth (Gran Bretaña)
HORNE David, Londres (Gran Bretaña)
HORTON Benjamin, Philadelphia (USA)
LÓPEZ SÁEZ José Antonio, Madrid (España)
MARTÍN CLOSAS Carles, Barcelona (España)
McCARTNEY Kevin, Presque Isle (USA)
NAÑEZ Carolina, Buenos Aires (Argentina)
PAIS Joao, Lisboa (Portugal)
PETRIZZO M^a Rosa, Milán (Italia)
PEYROT Daniel, Madrid (España)
RAMÍREZ ARRIAGA Elia, México D.F. (México)
RODRÍGUEZ LÁZARO Julio, Bilbao (España)
SCHRANK Eckart, Berlín (Alemania)
VALLE María, Salamanca (España)

REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGÍA

ÍNDICE DEL VOLUMEN 39 (2007)

Index of Volume 39 (2007)

NÚMERO 1-2

IGNACIO ARENILLAS Y JOSÉ ANTONIO ARZ

Análisis morfoestadístico del género *Palaeoglobigerina* (Foraminifera, Globigerinida) del Paleoceno basal, y descripción de una nueva especie

Morphostatistical analysis of the genus Palaeoglobigerina (Foraminifera, Globigerinida) from the basal Paleocene, and description of a new species 1-28

SAMSON I. BANKOLE, ECKART SCHRANK AND BERND-D. ERDTMANN

Palynology of the Paleogene Oshosun Formation in the Dahomey Basin, southwestern Nigeria 29-44

ROSEMARY TITTERTON AND ROBIN C. WHATLEY

Recent marine Ostracoda from the Solomon Islands. Part 5: Cytheroidea, Leptocytheridae 45-62

SIMON K. HASLETT

The distribution of foraminifera in surface sediments of the Clyde River Estuary and Bateman's Bay (New South Wales, Australia) 63-70

KHAND YONDON, BENJAMIN SAMES AND MICHAEL E. SCHUDACK

New ostracod species from the non-marine Cretaceous of Mongolia 71-80

LILIA R. MAUTINO

Chlorophyta de los Valles Calchaquíes (Mioceno medio y superior), Argentina

Chlorophyta from the Middle and Late Miocene of Argentina 81-102

JOSÉ ANTONIO LÓPEZ-SÁEZ AND LOURDES LÓPEZ-MERINO

Coprophilous fungi as a source of information of anthropic activities during the Prehistory in the Amblés Valley (Ávila, Spain): The archaeopalynological record 103-116

WOLFGANG VOLKHEIMER, LAURA SCAFATI AND DANIEL LUIS MELENDI

Palynology of a Danian warm climatic wetland in Central Northern Patagonia, Argentina 117-134

DANIEL PEYROT, JUAN PEDRO RODRÍGUEZ-LÓPEZ, EDUARDO BARRÓN AND NIEVES MELÉNDEZ

Palynology and biostratigraphy of the Escucha Formation in the Early Cretaceous Oliete Sub-basin, Teruel, Spain 135-154

NÚMERO 3

MARIUS DAN GEORGESCU

Taxonomic re-evaluation of the Late Cretaceous serial planktonic foraminifer *Gümbelina punctulata* Cushman, 1938 and related species..... 155-167

MAGDY S. MAHMOUD, HASSAN A. SOLIMAN AND AMR S. DEAF

Early Cretaceous (Aptian–Albian) palynology of the Kabrit-1 borehole, onshore Northern Gulf of Suez, Egypt 169-187

NURIA SOLÉ DE PORTA, CARLOS ALBERTO JARAMILLO AND AGUSTÍN MARTÍN-ALGARRA

Pantropical palynomorphs in the Eocene of the Malaguides (Betic Range, Southern Spain) 189-204

MATILDE TRIVI DE MANDRI Y LIDIA S. BURRY

Paleoambientes del Lago Colhue Huapi (Chubut, Argentina) durante el Holoceno reciente. Estudio palinológico
Palaeoenvironments of Lake Colhue Huapi (Chubut, Argentina) during Late Holocene. Palynological study 205-214

BLANCA RUIZ ZAPATA, CLEMENCIA GÓMEZ-GONZÁLEZ, MARÍA JOSÉ GIL GARCÍA, ALFREDO PÉREZ-GONZÁLEZ,

ENRIQUE BAQUEDANO, JUAN LUIS ARSUAGA, JOSÉ ANTONIO LÓPEZ-SÁEZ, SERGIO BAUZ Y BELÉN MÁRQUEZ
Clima y vegetación durante el Holoceno reciente en El Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle, Madrid). Nuevos datos polínicos
Climate and vegetation changes during late Holocene in El Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle, Madrid). New data pollen 215-226

SVETLANA MEDEANIC AND IRAN C.S. CORRÊA

Silicoflagellate *Dictyocha* Ehrenberg from the middle Holocene sediments in the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil 227-239

REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGÍA, 39 (3), 2007

SUMARIO

MARIUS DAN GEORGESCU

*Taxonomic re-evaluation of the Late Cretaceous serial planktonic foraminifer
Gümbelina punctulata Cushman, 1938 and related species*155-167

MAGDY S. MAHMOUD, HASSAN A. SOLIMAN AND AMR S. DEAF

*Early Cretaceous (Aptian–Albian) palynology of the Kabrit-1 borehole, onshore
Northern Gulf of Suez, Egypt*169-187

NURIA SOLÉ DE PORTA, CARLOS ALBERTO JARAMILLO AND AGUSTÍN MARTÍN-ALGARRA

*Pantropical palynomorphs in the Eocene of the Malaguides (Betic Range,
Southern Spain)*.....189-204

MATILDE TRIVI DE MANDRI Y LIDIA S. BURRY

*Paleoambientes del Lago Colhue Huapi (Chubut, Argentina) durante el Holoceno
reciente. Estudio palinológico [Palaeoenvironments of Lake Colhue Huapi
(Chubut, Argentina) during Late Holocene. Palynological study]*205-214

BLANCA RUIZ ZAPATA, CLEMENCIA GÓMEZ-GONZÁLEZ, MARÍA JOSÉ GIL GARCÍA,

ALFREDO PÉREZ-GONZÁLEZ, ENRIQUE BAQUEDANO, JUAN LUIS ARSUAGA,

JOSÉ ANTONIO LÓPEZ-SÁEZ, SERGIO BAUZ Y BELÉN MÁRQUEZ

*Clima y vegetación durante el Holoceno reciente en El Calvero de la Higuera
(Pinilla del Valle, Madrid). Nuevos datos polínicos [Climate and vegetation
changes during late Holocene in El Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle,
Madrid). New data pollen]*215-226

SVETLANA MEDEANIC AND IRAN C.S. CORRÊA

*Silicoflagellate Dictyocha Ehrenberg from the middle Holocene sediments in
the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil*227-239

Índice de autores, Volumen 39 (2007)/Authors index241

Relación de revisores, Volumen 39 (2007)/Referees index242

Índice del Volumen 39 (2007)/Index of Volume 39 (2007).....243



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA



Instituto Geológico
y Minero de España