

## PALYNOSTRATIGRAPHIE DE LA FORMATION DE NALBANT (TRIAS-JURASSIQUE) DE LA DOBROGEA DU NORD ET DES FORMATIONS JURASSIQUES DU SOUS-SOL DU DELTA DU DANUBE (PLATE-FORME SCYTHIENNE)

Emanuel ANTONESCU, Albert BALTREȘ

Institut Géologique de la Roumanie  
1 Caransebes Street, 78344 Bucharest 32, ROMANIA

**Abstract.** A new lithostratigraphic scheme of the Nalbant Formation is documented. Seven members were distinguished: Bogola Conglomerate, Alba Sandstone, Bididia Sandstone, Otapiria Sandstone, Posta Sandstone, Deniz Tepe Sandstone, Dunavai Sandstone. The formation consists of turbidites and their members represent individual bodies of channel-fill sands and, in one case, canyon-fill conglomerates, that were accumulated during a long time interval (Norian to Callovian or Oxfordian). In the subsurface of the Danube Delta two Jurassic formations were documented: The Bositra Clays (Bajocian –Bathonian) and the Obretin Formation (Callovian-Lower Kimmeridgian). A large number of Jurassic rock samples were palynologically investigated both in North Dobrogea and in the Danube Delta (assigned ages are shown in parentheses): Ceamura Gallery (Aalenian, Bajocian, Bathonian, Callovian or Oxfordian); Well 63.660/34-Topolog (Bajocian); Well 5201-M. Kogalniceanu (Rhaetian or Hettangian; Toarcian-Bajocian?); Sfanta Hill (Bajocian?); Nalbant (Sinemurian?); Ravines east of Telita Village (Pliensbachian); Well 2-Razelm (Bajocian); Well 55.001-Maliuc (Bajocian and Bathonian); Well CL-67-675-Caraorman (Lower Kimmeridgian).

**Key words:** North Dobrogea, Danube Delta, formations, Rhaetian, Jurassic, palynostratigraphy

### A. INTRODUCTION

Depuis bon nombre d'années, des travaux lithostratigraphiques et sédimentologiques nous ont menés à nous représenter une nouvelle image de la géologie des formations jurassiques de la Dobrogea du Nord. Ces travaux nous ont conduits à l'idée que la Formation de Nalbant occupe la plus grande surface et présente l'extension stratigraphique la plus compréhensive des formations de la Dobrogea du Nord. Beaucoup des travaux sont à la base et expliquent cette affirmation (Baltres et al., 1989, 1991, 1992, 1998; Baltres et Antonescu, 1998).

En même temps, des études palynologiques ont essayé d'apporter des précisions sur l'âge des formations appartenant au Jurassique (et au Trias) de la Dobrogea du Nord. Les résultats se sont accumulés au fur et à mesure pendant des années et la présentation de la palynostratigraphie qui en a résulté de ces travaux, constitue le but principal de cette note.

Tous les associations palynologiques triassiques supérieurs et jurassiques de la Dobrogea du Nord proviennent de la Formation de Nalbant, *sensu* Baltres (Baltres et al., 1989, 1996, 1998).

Des associations palynologiques significatives ont été obtenues aussi des formations jurassiques du sous-sol du Delta du Danube – que nous avons dénomées les Argilles à *Bositra* et la Formation d'Obretin – qui entrent dans la composition de la couverture sédimentaire du secteur sudique de la Plate-forme Scythienne (fondament du Delta du

Danube de nos jours) voisinant la Dobrogea du Nord.

Avant de passer aux informations palynologiques proprement dites, nous allons présenter brièvement la composition de la Formation de Nalbant, l'arrangement des membres qui la composent, et des deux formations nouvellement dénomées du sous-sol du Delta du Danube.

### B. CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

#### La Formation de Nalbant

La Formation de Nalbant (Atanasiu, 1941) est exclusivement terrigène et elle est composée d'alternances irrégulières de turbidites riches en lutites et des turbidites gréseuses comprenant une granulométrie variable. Les grès sont très caractéristiques, vertes, vitreux, de type graywacke ou cimentés avec du quartz.

La formation représente une accumulation de cône sous-marin de talus, comprenant des turbidites complexes de type chenal/levée en association avec des écoulements et éboulements qui rendent difficile l'estimation de son épaisseur réelle. Ces turbidites sont du type des faciès B2, C, D et G de la classification Mutti et Ricci Lucchi (1972).

La Formation de Nalbant a commencé par s'accumuler au Norien suivant en succession aux sédiments hemipélagiques de la Formation de Cataloi. L'âge de sa partie basale – Norien – s'étaye sur la présence de l'espèce *Halobia norica* Mojs. (Baltres in Baltres et al., 1991). Des

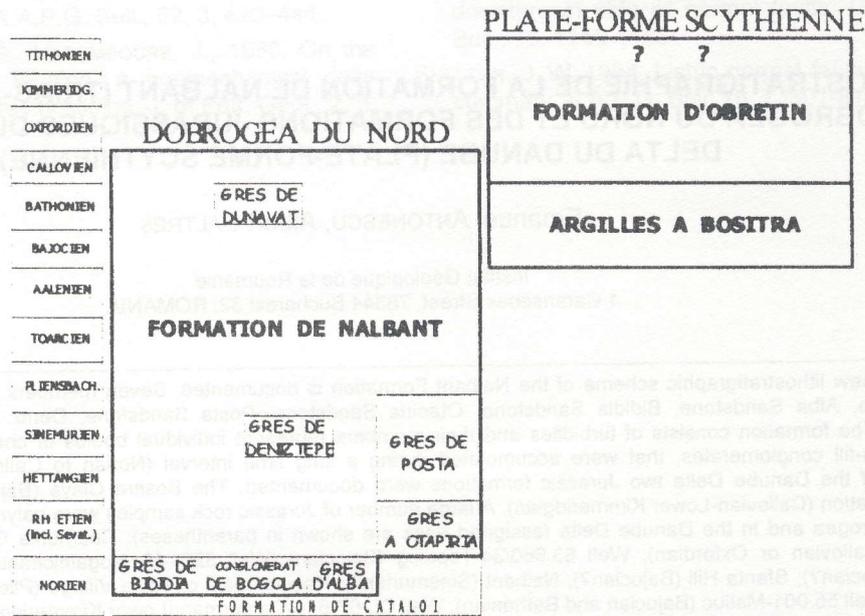


Fig.1 Schémas lithostratigraphiques de la Formation de Nalbant de la Dobrogea du Nord et des formations jurassiques de la Plate-forme Scythienne.

arguments pour la continuité de cette formation au Rhétien supérieur ont été fournies par les associations palynologiques dont il sera question plus loin dans ce travail. A la localité-type la Formation de Nalbant appartient probablement au Sinémurien. La partie la plus récente de la formation se trouve dans l'extrémité sud de la Dobrogea du Nord, sous la forme d'un ruban parallèle à la Faille Peceneaga-Camena, qui peut être suivi dans les bassins des vallées Aiorman et Baspunar et qui a été retrouvé dans la Galerie Ceamurlia. Dans cette région les associations palynologiques aaléniennes, bajociennes, bathoniennes, voir même calloviennes ont été trouvées dans la Formation de Nalbant ainsi comme on pourra s'apercevoir plus loin dans ce travail. La limite supérieure de la formation est inconnue: l'érosion en est la cause qui a détruit et éloigné la partie supérieure de ces sédiments.

Les membres de la formation (fig.1) constituent quelques-uns des faciès caractéristiques aux cônes turbiditiques sous-marins (des faciès de canyon et de chenal). Le faciès de canyon sous-marin (Conglomérat de Bogola) est présent seulement à la base de la formation pendant que celui du chenal se répète à quatre niveaux stratigraphiques dans l'ensemble de la formation et est représenté par les membres: Grès d'Alba, Grès de Posta, Grès de Deniz Tepe, Grès de Dunavat. Ces membres avec une extension aéroale limitée sont des restes échappés de l'érosion du remplissage de certains canaux qui ont sillonné le long des temps la surface d'un grand cône

turbiditique ou d'un système des cônes turbiditiques.

Le **Conglomérat de Bogola** (Baltres, in Baltres et al., 1998) d'environ 500 mètres d'épaisseur, contient des conglomérats polymictiques, des brèches calcaires et des grès et renferment des blocs gigantesques des calcaires résédimentés. Ce membre repose sur la Formation de Cataloi, très probable sur un relief creusé dans les roches de celui-ci et est suivi par le Grès d'Alba. Le Conglomérat de Bogola représente un sédiment typique de canyon sous-marin et appartient au Norien.

Le **Grès d'Alba** (Mirauta, 1966) est une accumulation de grès grossiers, gradés et avec des structures dish, ou elles sont massives. Il contient des intercalations de microconglomérats. Le ciment calcaire des grès se caractérise par la présence en abondance des rhomboèdres de dolomite. L'épaisseur au maximum du Grès d'Alba, mesurée dans un forage est de 75 mètres.

L'accumulation des sédiments s'est produite dans des chenaux sous-marins par le mécanisme mass flow et celui des courants de turbidité. Le Grès d'Alba repose soit sur le Conglomérat de Bogola, soit sur la Formation de Cataloi ou sur la Formation de Niculitel et est d'âge Norien.

Le **Grès de Bididia** (Baltres, nov.) est d'environ 40 mètres d'épaisseur et est composé par de séquences rythmiques de maximum 2,2 mètres d'épaisseur dans la structure duquel se succèdent d'en bas vers le haut: a) un grès gradé

de 0,8-1,1 mètres d'épaisseur; b) 5 à 30 centimètres de calcaire bioclastique noir, gradé; c) argille de maximum 50 centimètres d'épaisseur. Quelquefois l'intervalle calcaire peut manquer complètement, ou l'intervalle gréseux est suivi par une alternance de couches minces de calcaire et d'argille. La couleur des roches est noire.

Les séquences gradés quoique ressemblantes au turbidites (turbidites mixtes?) peuvent être et des dépôts de plate-forme accumulés au dessus de la base des vagues de tempête. Le Grès de Bididia s'étale sur la Formation de Cataloi, est d'âge norien et a été, en partie, éloignée par l'érosion.

**Le Grès à Otapiria** (Baltres, in Baltres et Antonescu, 1998) est composé par des 6-8 mètres de grès à granulation moyenne et fine, tendres, à matrice marneuse et par de grès durs, gris, qui contiennent d'abondantes valves petites d'*Otapiria*. *Otapiria marshalli alpina* Zapfe a été signalée par Gradinaru (1984) et attribuée au Rhétien. Ce membre de la Formation de Nalbant s'étale sur des dépôts hemipélagiques de la Formation de Cataloi et est suivi par le Grès de Posta. Dans un forage creusé au Sud du village de Nalbant, a été identifié un niveau étroit de transition de la Formation de Cataloi aux turbidites de Nalbant, corrélable avec le Grès à Otapiria. Ce niveau manque de fossiles. Le Grès à Otapiria représente probablement un sédiment accumulé dans un chenal associé à un cône turbiditique sous-marin.

**Le Grès de Posta** (Patruius et al., 1974), épais de plus de 30 mètres, est composé par des grès durs, vitreux, verts et par des grès argilleux, tendres, bruns. Les couches de 0,5-3 mètres d'épaisseur présentent une gradation discontinue: la plus grande part de l'épaisseur des couches est d'une granulométrie moyenne et homogène et mettent en évidence une lamination parallèle; les derniers 20 centimètres de leur partie supérieure sont composés par des grès fins, argilleux, avec d'abondantes structures *Zoophycos* de grande taille, plus rarement des *Rhizocorallium*, *Ophiomorpha*, etc. La base du Grès de Posta est en contact net avec le Grès à Otapiria, et sa partie supérieure a été éloignée par l'érosion. Le Grès de Posta est un accumulation turbiditique de chenal de cône sous-marin et appartient à l'Hettangien-Pliensbachien inférieur (partie terminale du Carixien inférieur-base du Carixien moyen)(Patruius et al., 1974; Gradinaru, 1984).

**Le Grès de Deniz Tepe** (Patruius et al., 1974), épais de plus de 250 mètres, est composé des grès grossiers et très grossiers et par des microconglomérates, en couches de 0,7-10 mètres d'épaisseur. Les roches sont massives ou elles présentent une gradation et des structures entrecroisées à l'échelle décimétrique, des canaux

d'érosion, des toroïdes ridés, armored mud balls et des mecanoglifes et bioglifes très variées. La pile sédimentaire monotone est interrompue par deux intercalations: l'une de 4 mètres d'épaisseur, l'autre de 5 mètres d'épaisseur de turbidites dans la facies de Nalbant. La limite inférieure de cet membre de la Formation de Nalbant n'affleure pas, mais c'est probable qu'il se soit déposé sur des turbidites sous le faciès de Nalbant. La partie supérieure du Grès de Deniz Tepe a été éloignée par l'érosion.

Le Grès de Deniz Tepe représente la partie proximale du remplissage d'un chenal associé à un cône turbiditique sous-marin. Le sens du transport des sédiments a été orienté vers le nord.

Le seul fossile du Grès de Deniz Tepe est *Metophioceras* sp. (Gradinaru, 1984). L'âge indiqué par ce fossile est probablement le Sinémurien inférieur.

**Le Grès de Dunavat** (Baltres, nov.) décrit par Gradinaru (1984) sous le nom de la Formation de Dunavatu, est composé de couches épaisses jusqu'à quatre mètres de grès fins micacés, gris-verts, vitreux, qui deviennent couleur café et friables par l'altération. Les grès de la partie inférieure de la succession résédimentent des oolithes. Gradinaru estime trop l'épaisseur des sédiments en l'appréciant à 150 mètres. Les couches de grès présentent des structures variées (canaux d'érosion, flute casts, etc.) et des structures *Zoophycos* et *Nereites*.

Les blocs de calcaires résédimentés dans la Grès de Dunavat contiennent une faune d'âge bajocien-bathonien inférieur (Gradinaru, 1984, 1995) qui peut être un indice que ce membre de la Formation de Nalbant soit peut-être d'âge post-Bathonien inférieur. La base du Grès de Dunavat est inconnue, mais il est probable qu'elle entre en contact avec des turbidites sous faciès de Nalbant. La partie supérieure de la pile de grès a été érodée. Le Grès de Dunavat représente des turbidites du remplissage d'un chenal associé à un cône turbiditique sous-marin.

\*\*\*

Le secteur Sud de la Plate-forme Scythienne, voisinant la Dobrogea du Nord, séparée de celle-là par la faille strike-slip Sfântul Gheorghe (St. George) est le fondement de l'actuelle Delta du Danube. Les roches jurassiques de la couverture sédimentaire de cet secteur de la plate-forme constitue un corps géologique dont la base est située à des cotes absolues de plus en plus basses vers le Sud, et toujours vers le Sud l'épaisseur de celui-ci augmente progressivement. Les roches jurassiques sont exclusivement marines et viennent en transgression directe sur le substratum formé par des dolomites et roches terrigènes triassiques. La partie supérieure de la

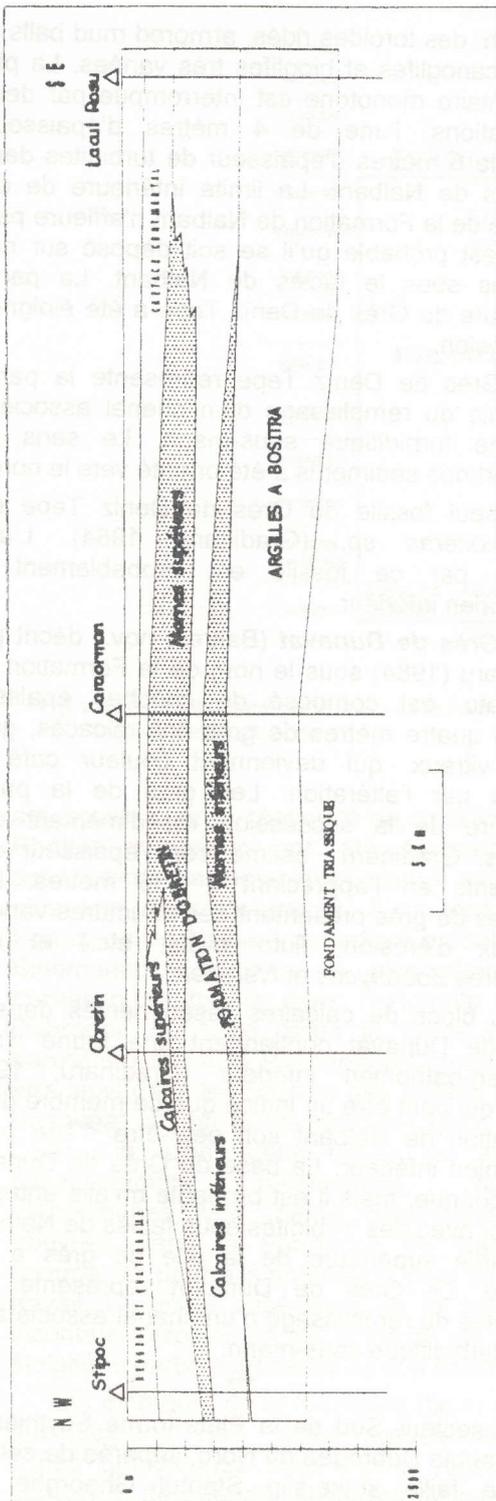


Fig. 2 Coupe géologique illustrant la lithostratigraphie des formations jurassiques de la Plate-forme Scythienne (le secteur situé dans le fondament de l'actuelle Delta du Danube).

pile sédimentaire jurassique a été en partie érodée (plus profondément dans l'aire située sous le partie Nord-Est du territoire du Delta du Danube) au temps d'une phase d'exondation. Sur le relief résultant se sont déposées des sédiments rouges, continentaux, attribués au Crétacé inférieur. Les observations de plus-haut résumant les informations données par les forages (Patrut et al., 1971, 1976).

La couverture sédimentaire jurassique est composée de deux unités lithostratigraphiques, qui dans l'ordre de la succession stratigraphique sont: les Argilles à *Bositra* et la Formation d'Obretin (fig.2). Cette sousdivision a été imposée par les particularités lithologiques corrélées avec les diagaphies de forage et de nos propres observations sur le matériel géologique de la Lithothèque de IGR et de la collection de coupes minces qui nous à été mise à disposition par CPEG-Bucuresti.

### Argilles à *Bositra*

Les Argilles à *Bositra* (Baltres, in Baltres et Antonescu, 1998) sont les roches noirâtres ou brunes, fissiles, dont les plans de stratification concentre du muscovite et detritus incarbonisées de plantes. Les roches sont quelquefois intensesment pétrées, triturées et contiennent de nombreux miroirs de friction. Vers la partie inférieure la formation contient des intercalations de calcaires argilleux de couleur gris sombre. L'épaisseur des Argilles à *Bositra* varie entre 500 et 825 mètres; fait exception le forage de Maliuc dans lequel la formation atteint environ 1375 mètres. Elle s'est accumulée probablement sur la plate-forme externe.

Les analyses palynologiques ont fourni une microflore caractéristique pour l'intervalle Bajocien-Bathonien inférieur de la moitié supérieure de la formation (voir plus loin dans ce travail). Il est possible que la partie la plus ancienne de la pile des dépôts appartienne au Bajocien inférieur (Patrut et al., 1983) et que la sédimentation des Argilles à *Bositra* se soit achevée à la fin du Bathonien.

*Bositra buchi* Roemer est présente presque partout dans cette formation du Delta du Danube. Dans le forage 55.001-Maliuc (désigné ici comme localité type de la formation) la première apparition de l'espèce a été observée par nous à plus de 70 mètres au-dessus du niveau duquelle provient la microflore bajocien-bathonienne inférieure.

### Formation d'Obretin

La Formation d'Obretin (Baltres, in Baltres et Antonescu, 1998), épaisse de 838 mètres dans la forage d'Obretin, repose probablement en concordance sur les Argilles à *Bositra* et est suivie par des sédiments continentaux rouges attribués au Crétacé inférieur par Patrut et al. (1983). La limite avec les dépôts continentaux est une discordance (troncature d'érosion). L'érosion a été beaucoup plus profonde dans la moitié NE du Delta du Danube, ou elle a éliminé presque totalement les sédiments de cette formation.

La Formation d'Obretin est composée de quatre membres, qui dans l'ordre de la succession stratigraphique sont: 1. Marnes inférieures (183 mètres d'épaisseur); 2. Calcaires inférieures (320

mètres); 3. Marnes supérieures (125 mètres); 4. Calcaires supérieures (210 mètres). Cette succession a été traversée par le forage d'Obretin. Dans d'autres forages on a constaté que quelques-uns des membres de la succession peuvent manquer (fig.2). Ainsi, à Stipoc et à Lacul Rosu ce sont les Marnes inférieures qui manquent, et les Calcaires supérieures s'étalent directement sur les Argilles à *Bositra*. Pareillement, dans le forage Caraorman manquent les Calcaires supérieures et à Lacul Rosu ce sont les Marnes supérieures qui y font défaut. Le manque de certains membres peut être due aux variations latérales de faciès et quelquefois à l'érosion post-jurassique.

Les deux membres marneux contiennent rarement des intercalations de grès, des calcaires bioclastiques et de micrites ayant de fréquentes milliolides avec le test de couleur brune.

Les membres calcaires représentent des accumulations massives de calcirudites et de calcarenites bioclastiques, intraclastiques et pelletales avec des structures spongiostraomata et *Stromatactis*. Ces calcaires contiennent fréquemment des nodules grands de *Tubiphytes*, coraux, bryozoaires, échinodermes, de foraminifères benthoniques variées parmi lesquelles *Pseudocyclammina*. Les calcaires ont été souvent intensivement dolomités. L'épaisseur au maximum de la pile des calcaires est de 553 mètres (dans la forage Lacul Rosu).

La Formation d'Obretin est composée de deux séquences sédimentaires régressives dues aux oscillations eustathiques du Jurassique supérieur. Chaque d'entre elles est composée d'une partie inférieure (le membre marneux) qui s'est accumulé sur la plate-forme moyenne au dessus du niveau d'action des vagues de tempête, suivie de calcaires massives organogènes, possible récifales accumulés sur la plate-forme interne (comprenant un Major offshore bank, sensu Wilson, 1975).

Les Marnes supérieures contiennent une association palynologique qui indique l'intervalle Oxfordien terminal-Kimmeridgien inférieur. Les Marnes inférieures qui reposent sur les Argilles à *Bositra*, probablement en continuité de sédimentation, nous considérons, en accord avec Patrut et al. (1983), qu'elles sont peut être d'âge callovien. Les Calcaires supérieures qui contiennent *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, connu de l'intervalle Kimméridgien-Berriasien, pourrait avoir l'âge kimméridgien, parce qu'elles semblent passer latéralement aux Marnes supérieures dont l'âge a été mentionné plus-haut.

## C. PALYNOSTRATIGRAPHIE

### a. Données générales sur la Palynologie du Jurassique

La recherche de l'évolution de la microflore continentale – les microspores, pollen de Gymnospermes, tissus végétaux – autant que celle de la microflore marine – Dinoflagellés et Acritarches – ont permis au cours de dernières dizaines d'années de reconnaître une distribution zonaire de ces fossiles dans l'ensemble des dépôts du Jurassique, et de là à l'identification des biozones qui peuvent permettre la datation des dépôts appartenant à cette période. Ces biozones ont été établies dans différentes régions du monde, surtout dans l'hémisphère du Nord et dans des dépôts contenant des ammonites – les zones palynologiques étant ainsi comparables avec les zones d'ammonites.

On doit spécifier dès début, que la microflore continentale – voir les microspores et le pollen de Gymnospermes qui sont les plus répandus autant dans les formations continentales que dans celles marines, a une importance biostratigraphique seulement pour le Jurassique inférieur, parce que l'apparition successive de différentes genres et espèces permet une reconnaissance plus ou moins précise – tenant compte de la richesse des associations – des étages du Lias.

En effet, les genres et espèces qui faisaient partie de la microflore du Trias ont disparu presque complètement à la base du Jurassique inférieur – le renouvellement de la microflore étant presque complète. Dans le Hettangien et le Sinémurien, la majorité des genres et espèces qui composent les associations sont: 1) des genres et espèces qui continuent du Trias (comme *Vitreisporites pallidus*, *Circulina meyeriana*) et 2) les genres et espèces qui débutent au Hettangien ou au Sinémurien (comme le genre *Cerebropollenites*); nous les avons dénommés "les genres et espèces communes pour tout le Lias"(Antonescu, 1973), dont l'existence se prolongerait dans tout le Jurassique et même au Crétacé inférieur. Au Pliensbachien et au Toarcien apparaissent d'autres genres et espèces qui – ensemble avec celles communes pour tout le Lias – composent les association de la microflore continentale de ces étages.

Mais, dans le reste du Jurassique, au Jurassique moyen et dans la partie inférieure du Jurassique supérieur, on ne peut plus reconnaître les étages seulement au moyen de la microflore continentale, celle-ci étant toujours la même, ne changeant pas. Seulement au Kimmeridgien et surtout aux environs de la limite Jurassique/Crétacé il y a un renouvellement notable dans la microflore continentale – qui continue aussi au Crétacé inférieur et qui fait

possible, dans une certaine mesure, la reconnaissance du Kimméridgien et du Tithonien dans le domaine de la Téthys; le Kimméridgien, Portlandien et du Ryazanien dans les faciès boréales; du Berriasien, Valanginien dans le domaine téthysien -- mais surtout dans les faciès déposés près du continent comme le Purbeckien et le Wéaldien et, avec des caractères plus restreints, régionaux. Après la zonation de Schulz (1967) pour le Jurassique inférieur au moyen de la microflore continentale, des nouvelles zonations sont apparues des diverses régions du monde, mais que nous n'allons pas mentionner ici, celles-ci ayant pour la plupart une valeur locale.

La zonation palynologique la plus détaillée, ayant une valeur corrélable sur grandes distances, est celle faite au moyen de Dinoflagellés à la microflore marine. Etant déjà apparus au Rhétien, mais encore très rares (présents seulement dans certains faciès et formations), les dinoflagellés continuent du début du Jurassique inférieur, mais étant toujours rares. Petit à petit les dinoflagellés deviennent de plus en plus nombreux au Pliensbachien et au Toarcien -- surtout dans certains faciès -- et ils explosent littéralement au Jurassique moyen par une foule d'apparitions de nouveaux genres et espèces, florissement qui continue dans tout le Jurassique; et continue du Crétacé jusqu'à l'Actuel.

Les apparitions et disparitions successives de genres et espèces au Jurassique moyen et supérieur ont mené à l'identification des biozones qui, autant dans les faciès du Nord que ceux de la Téthys, ont permis la reconnaissance et la sous-division des étages du Jurassique au moyen de dinoflagellés. Un exemple: dans le Kimméridgien d'Angleterre, Riding et Thomas (dans Powell, 1992) ont reconnu dans les formations de cet étage 3 biozones de dinoflagellés avec 9 souszones, en corrélation avec celles d'ammonites -- ce qui vaudrait une souszone de dinoflagellés à 1 million d'années (la durée du Kimméridgien étant estimé de 9 millions d'années, entre 145 et 130 millions d'années).

L'autre grand groupe, qui avec les dinoflagellés forme la microflore marine -- les Acritarches, n'a pas la même importance biostratigraphique, quoique étant fort abondante dans certains faciès. Aussi, les Acritarches, avec les autres microfossiles au test résistant aux acides présents au Jurassique dans la microflore marine -- les Scolécodontes, les Microforaminifères au teste chitineux, les Algues vertes ont une importance biostratigraphique moindre dans cette Période -- mais jouent un grand rôle dans la génération des hydrocarbures, reconnaissance des milieux de sédimentation, etc.

Si la microflore continentale -- les Microspores et le pollen de Gymnospermes -- sont présents autant dans les faciès continentaux que dans ceux marins; les dinoflagellés sont présents seulement dans certains faciès marins. Ainsi, les dépôts calcaires rouges de type Adneth, ou certains calcaires récifaux du Tithonien sont dépourvus de dinoflagellés ou de la microflore en général, tandis que les dépôts de plate-forme ou ceux de la proximité du continent sont d'habitude favorables à l'existence et à l'accumulation de dinoflagellés.

En Roumanie, les faciès de type Gresten des Carpathes contiennent surtout des microspores et pollen de Gymnospermes, les dinoflagellés étant peu nombreux et apparaissant surtout au Toarcien -- les espèces du genre *Nannoceratopsis* (Antonescu, 1973). Toujours dans les Carpathes, les faciès du Jurassique moins consolidés comme les Marnes à *Bositra buchi* (Antonescu, données inédites) renferment des dinoflagellés, sur lesquelles ce n'est pas le cas de discuter ici. La plus grande part du reste des formations jurassiques des Carpathes sont ou fort pauvres, ou stériles en dinoflagellés.

Mais les régions des plate-formes de Roumanie comme la Plate-forme Moesienne, la Plate-forme Moldave, la Dépression du Bârlad etc., ont fourni des associations riches et bien conservées en dinoflagellés et en microflore continentale des dépôts jurassiques pénétrés par les forages.

Beju (1971) identifie dans la Plate-forme Moesienne 4 biozones palynologiques et 1 dans la Dépression Prédobrogéenne (Plate-forme Scythienne). J1 (seulement avec des spores et pollens) appartenant au Toarcien-Aalénien; J2 ou la Zone *Nannoceratopsis gracilis* dans laquelle cette espèce est la plus fréquente et qui est équivalente au Bajocien et au Bathonien. Ces deux zones ne se rencontrent pas dans la Dépression Prédobrogéenne. La Zone J3 *Ctenidodinium ornatum* équivalente au Callovien+Oxfordien et présente dans la Plate-forme Moesienne, et la Zone J4 *Gonyaulacysta cladophora* appartient au Kimméridgien -- autant dans la Plate-forme Moesienne que dans la Dépression Prédobrogéenne.

Moldovanu (1984) reconnaît dans le Jurassique de la partie Nord de la Plate-forme Moesienne 15 associations palynologiques caractéristiques ou zones palynologiques "selon certains espèces caractéristiques ou espèces avec des fréquences explosives". Ce sont: Association palynologique du Toarcien-Aalénien à *Nannoceratopsis tricerat* (palyno-zone J1b-J2a); Association palynologique du Aalénien à *Nannoceratopsis deflandrei* (palyno-zone J2a); Association palynologique du Aalénien supérieur-Bajocien à *Nannoceratopsis senex* (palyno-zone J2a-b); Association

palynologique du Bajocien inférieur à *Nannoceratopsis gracilis* (palyno-zone J2b); Association palynologique du Bajocien supérieur à *Nannoceratopsis spiculata* (palyno-zone J2c); Association palynologique du Bajocien supérieur-Bathonien à *Carpathodinium predae* (palyno-zone J2c-d); Association palynologique du Bathonien inférieur à *Leptodinium subtile* (palyno-zone J2d); Association palynologique du Bathonien supérieur à *Nannoceratopsis pellucida* (palyno-zone J2e); Association palynologique du Callovien inférieur-Bathonien à *Leptodinium regale* (palyno-zone J2e-f); Association palynologique du Callovien (ss) à *Ctenidodinium ornatum* (palyno-zone J2f); Association palynologique du Callovien supérieur-Oxfordien inférieur à *Histiophora ornata* (palyno-zone J2f-J3a); Association palynologique du Oxfordien à *Scriniodinium oxfordianum* (palyno-zone J3a); Association palynologique du Kimméridgien à *Systematophora areolata* (palyno-zone K3b); Association palynologique du Kimméridgien-Tithonien inférieur à *Belodinium disculum* (palyno-zone J3b-c); et Association palynologique du Tithonien supérieur à *Cannosphaeropsis mutabilis* (palyno-zone J3c). Dans le même travail, Moldovanu fait une série de corrélations entre les dépôts du Jurassique de la région étudiée et le Jurassique du reste de la Plateforme Moesienne (Beju, 1971), avec le Jurassique des régions Bradesti-Melinesti, Oporelu-Ciuresti, Delta du Danube, région Optasi-Peris, Dépression du Bârlad.

Toujours Moldovanu, dans un travail plus récent (1987) expose des données palynologiques regardant le Jurassique inférieur de la Plateforme Moesienne apportant aussi quelques modifications à la zonation antérieure du Jurassique moyen. Ce sont: Association palynologique à *Domasia liassica* et *Nannoceratopsis gracilis* (palyno-zone J1bp) équivalente au Domerien; Association palynologique à *Lancetopsis lanceolata* et *Liasidinium variabile* (palyno-zone J1c) équivalente au Toarcien; Association palynologique à *Nannoceratopsis plegas* et *Pterospemopsis helios* (palyno-zone J2a) équivalente à l'Aalénien. Moldovanu montre aussi les associations palynologiques du reste du Jurassique moyen comme il s'en suit: Association palynologique à *Pareodinia prolongata* et *Valensiella ovula* (palyno-zone J2b) équivalente au Bajocien inférieur et l'association palynologique à *Pareodinia evitti* et *Xenicodinium densispinosum* (toujours la palyno-zone J2b) équivalente toujours au Bajocien inférieur; Association palynologique à *Moesiodinium raileanui* et *Nannoceratopsis spiculata* (palyno-zone J2b) équivalente au Bajocien supérieur; Association palynologique à *Carpathodinium predae*, *Leptodinium regale* et *Ctenidodinium combazii* (palyno-zone J2c)

équivalente au Bathonien et l'association palynologique à *Tenua varispinosa* et *Lithodinia strongylos* (palyno-zone J2d) équivalente au Callovien inférieur.

Baltres (dans Patrut et al., 1983) dans un travail regardant la structure géologique du Delta du Danube, résume les connaissances concernant la palynologie des formations du Jurassique dans le sous-sol du Delta du Danube.

Il est intéressant de voir que deux des forages ayant pénétré le Jurassique du sous-sol du Delta du Danube – Maliuc et Lacul Rosu – ont traversé des calcarenites de couleur gris-jaunes de 100-130 mètres d'épaisseur et des calcaires microcristallins (70 mètres d'épaisseur) qui couvrent les dolomies et les calcaires du Trias moyen. Ces dépôts calcaires renferment selon Baltres "a continental palynoflora with Triassic and Jurassic formes". La conclusion est "On this account and since they are overlain by the Bajocian, the respective deposits have been considered as late Liassic". Aucune mention des genres et espèces s'y trouvant là-de-dans n'étant pas faite, il nous semble que ces dépôts doivent appartenir au Trias supérieur et (ou) au Lias inférieur parce que un tel "mélange de genres et espèces du Trias et du Jurassique" – si mélange il y en a – peut se trouver seulement au Rhétien ou au Hettangien. On va voir plus bas que dans la Formation de Nalbant dans la Dobrogea du Nord, dans le forage M. Kogalniceanu il y a un niveau contenant des genres et espèces jurassiques ensemble avec de fort rares genres du Trias (pollen du groupe Striatiti) et qui peut appartenir soit au Trias supérieur (Rhétien) soit et (ou) au Jurassique (Hettangien). Bien-sûr tant qu'il n'y aura plus d'informations, notre hypothèse reste dans le domaine des suppositions. En tout cas, l'appartenance au Lias supérieur de ces dépôts -- comme l'affirment ces auteurs -- nous semble improbable tenant compte de la microflore totalement différente qui se trouve d'habitude dans les formations de la partie supérieure de la Jurassique inférieur qui comprend aussi des dinoflagellés (*Nannoceratopsis*) et dans lesquelles les genres et espèces du Trias ne s'y trouvent plus.

Ces dépôts et ceux du Trias sont couverts par des calcaires argilleux gris-foncé avec des intercalations minces d'argilles grises ou noires (dans notre opinion – la partie inférieure des Argilles à *Bositra*) dans lesquelles on a trouvé *Chasmatosporites apertus* (Rogalska) Nilsson, *Baculatisporites commaumensis* (Cookson) Potonié, *Nannoceratopsis gracilis* Alberti et *N. semitabulatum* Morgenroth. Les dépôts sont attribués au Bajocien par Patrut et al (1983). D'après la "range" de *N. gracilis* ces dépôts

peuvent appartenir à l'intervalle Pliensbachien-Bajocien.

Les argilles gris foncé-noires qui suivent sur ces dépôts sont les Argilles à *Bositra*. *Bositra buchi* (Roemer) et d'autres espèces de macrofossiles, des foraminifères et un riche microflore a été trouvée. Patrut et al. (1983) supposent un âge Bajocien-Bathonien pour ces argilles avec la possibilité de monter au Callovien supérieur-Oxfordien inférieur. Les dinoflagellés cités – *Nannoceratopsis spiculata* Stover, *Chytroeisphaeridia variabilis* Pocock, *Meiourogonyaulax valensi* Sarjeant, *Pareodinia ceratophora* Deflandre, *Ctenidodinium tenellum* Deflandre, *Scriniodinium dementii* Pocock, *Nannoceratopsis pellucida* Deflandre, *Meiourogonyaulax rioulti* Sarjeant (espèce qui caractérise l' intervalle Callovien supérieur - Oxfordien inférieur selon ces auteurs), montrent que les Argilles à *Bositra* peuvent appartenir du Bajocien inférieur, au Callovien ou Oxfordien inférieur?. Nos données, comme nous allons voir plus-bas, montrent que le Bajocien et le Bathonien sont présents en tout cas dans les Argilles à *Bositra*.

Toujours Patrut et al. (1983) considèrent que la partie supérieure du Jurassique composée de calcaires gris-jaunes en alternance avec des marnes calcaires et des marnes (dans notre interprétation la Formation d'Obretin) dont la partie inférieure comprend de la macrofaune, microfaune et de dinoflagellés – *Scriniodinium dictyotum* (Cookson et Eisenack), *Ctenidodinium panneum* (Norris) Lentin et Williams, *Cryptarchaeodinium calcaratum* (Deflandre) Gîrmez. L'âge de ces dépôts selon ces auteurs serait équivalent à l'intervalle Kimméridgien supérieur-Tithonien inférieur. Ces dépôts passent à des marnes et marnocalcaires qui "according to certain palyno data, the latter seem to stand for an extension of the Tithonian into the Portlandian facies". Comme nous allons le montrer plus bas, dans le forage CL-67-676-Caraorman les dépôts immédiatement au dessous de ceux du Quaternaire, au moins dans cette région – là du Delta du Danube sont d'âge Oxfordien terminal-Kimméridgien inférieur.

L'exposé de ces données a été nécessaire pour pouvoir apprécier le potentiel biostratigraphique des dinoflagellés au Jurassique en général, et pour voir brièvement ce qu'a été fait en Roumanie dans la palynostratigraphie des formations du Jurassique.

Il en résulte que, seulement là où les associations palynologiques sont riches et bien conservées, le potentiel biostratigraphique de dinoflagellés peut être mis en valeur dans le Jurassique – et ça se passe surtout dans les formations des plate-formes.

#### b. Composition des associations palynologiques des formations du Jurassique de la Dobrogea du Nord et du sous-sol du Delta du Danube

On doit d'abord souligner un fait – celui que les formations du Jurassique de la Dobrogea du Nord ont subi un processus de diagenèse intense, qui a mené à l'incarbonisation ou à la destruction de la microflore. A celle-ci s'est adjoint l'altération séculaire qui est très prononcée dans la Dobrogea du Nord. Ces phénomènes, de la même intensité ou plus faibles que ceux qui ont affecté la microflore des formations du Trias de la même région, font que les échantillons prélevés d'habitude de la surface soient d'habitude stériles. Le fait est que jusqu'à présent seulement dans des rares occasions on a trouvé de la microflore dans les échantillons prélevés de la surface; la majorité des échantillons contenant de la microflore provient des forages, ou de travaux minières.

Les associations palynologiques obtenues jusqu'à présent du Jurassique de la Dobrogea du Nord sont moins riches en genres et espèces et moins bien conservés que celles de plate-formes, qui n'ont pas eu à subir des mouvements tectoniques ou d'altération d'autre nature. Ce sont là les motifs pourquoi on n'a pas pu reconnaître une palynostratigraphie d'un degré pareil à celles de plate-formes – par exemple comme celle reconnue dans la Plate-forme Moesienne.

Les données sont trop disparates. Aussi nous avons été obligés dans la majorité des cas d'encadrer dans un intervalle stratigraphique plus large l'âge des niveaux étudiés – conformément au "range" connu des genres et espèces existantes – et l'attribution des niveaux en cause à un étage ou à un autre (de ceux possibles conformément au "range" des espèces existantes en cause) est souvent une question d'option.

Mais, quand même, les données palynologiques – si restreintes qu'elles sont comme celles de la Dobrogea du Nord – elles ont été dans beaucoup de cas les seuls arguments paléontologiques pour la datation des niveaux des quelles elles ont été obtenues. Leur découverte a permis la précision de l'âge des diverses séquences de la Formation de Nalbant de la Dobrogea du Nord, la mise en évidence du Jurassique de la Galerie de Ceamurlia et l'appréciation dans une certaine mesure sur l'existence des étages divers du Jurassique dans la Dobrogea du Nord.

Aussi, les données palynologiques provenant des forages 55.001-Maliuc et CL-67-676-Caraorman du Delta du Danube ont permis de préciser l'âge d'une partie des Argilles à *Bositra* et de la partie terminale de la Formation d'Obretin.

Les régions de la Dobrogea du Nord et du Delta du Danube d'où nous avons identifié jusqu'à présent de la microflore dans les dépôts du Jurassique sont celles mentionnées plus bas (fig.3). **Formation de Nalbant:** 1) Galerie

Localité type de la Formation de Nalbant. Echantillon prélevé par nous. 6) Les ravins de la rive droite de la vallée de Telita à 1,250 km Est du village Frecatei, des Grès de Posta (membre de la Formation de Nalbant). Echantillon prélevé par

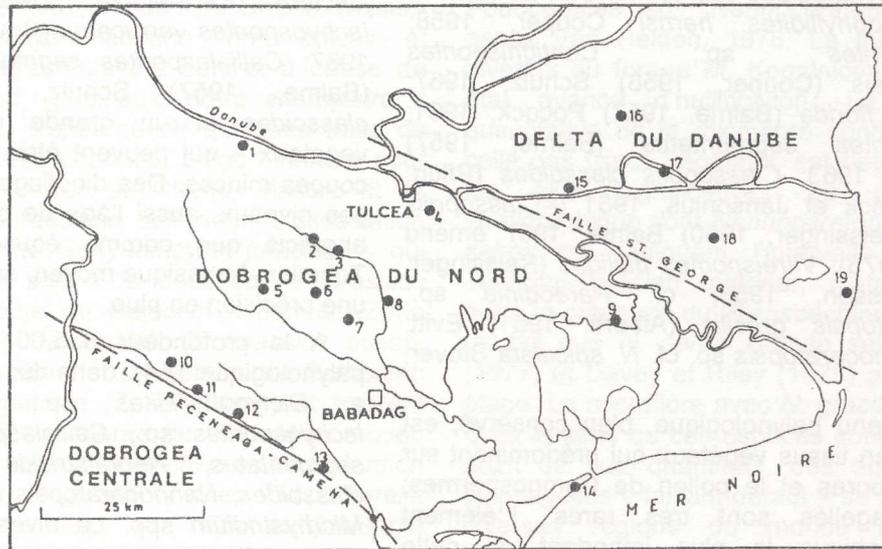


Fig. 3 Localités de la Dobrogea du Nord et du Delta du Danube aux qui on se rapporte dans ce travail. 1. La colline Bogola à Isaccea (localité type du Conglomérat de Bogola); 2. Posta (localité type du Grès de Posta); 3. Ravines à 1,250 km Est de Frecatei (localité type du Grès à Otapia); 4. Carrière de Bididia, à Tulcea (localité type du Grès de Bididia); 5. Alba (localité type du Grès d'Alba); 6. Nalbant (localité type de la Formation de Nalbant); 7. Colline de Deniz Tepe (localité type du Grès de Deniz Tepe); 8. Forage 5201- Mihail Kogalniceanu; 9. Dunavat (localité type du Grès de Dunavat); 10. La colline Sfanta, à Carjelari, dans le bassin de la vallée Aiorman; 11. Forage 63.660/34 - Topolog, au sources de la vallée Aiorman; 12. vallée Baspunar; 13. Galerie Ceamurlia; 14. Forage 2- Razelm; 15. Forage 55.001- Maliuc (localité type des Argilles à *Bositra*); 16. Forage Stipoc; 17. Forage Obretin (localité type de la Formation d'Obretin); 18. Forage CL-67-676-Caraorman; 19. Forage Lacul Rosu

Ceamurlia, dans plusieurs niveaux constitués d'argilles siltiques, noirâtres, siltites jaunâtres (échantillons mis à notre disposition par le géologue Radu Constantinescu, dans l'année 1982). 2) Forage 34-Topolog, échantillon de la profondeur de 317,8 mètres mis à notre disposition par le géologue R. Constantinescu dans l'année 1982. 3) Forage 5201-Mihail Kogalniceanu, des grès fins argilleux de couleur gris, gris-noire avec du muscovite sur les plans de stratification, provenant des profondeurs de 161,20 mètres; 162,00 mètres; 177,00-178,00 mètres. Les échantillons ont été prélevés par nous de la Lithothèque IGR dans l'année 1971. 4) Colline de Sfanta (la base du versant du Nord-Est dans la vallée Omurlar, bassin de la vallée Aiorman) près de Carjelari, dans des grès de couleur brune ou couleur café, en alternance avec des marnes couleur grise-brune. L'échantillon a été prélevé par nous dans l'année 1986. 5) Nalbant dans la

nous dans l'année 1984. 7) Forage 2-Razelm de la profondeur 228-232 mètres? (carotte mécanique nr.1). L'échantillon a été reçu de CCPEG-Bucarest dans l'année 1983 par l'intermédiaire du Directeur de l'IGG de ce temps, le Dr. géologue Iosif Bercia. **Argilles à *Bositra*:** 8) Forage 55.001-Maliuc du Delta du Danube, échantillons prélevés de plusieurs profondeurs, par le Dr. géologue Dan Patrulea dans l'année 1971. **Formation d'Obretin:** 9) Forage CL-67-676 de Caraorman dans le Delta du Danube. L'échantillon a été mis à notre disposition par le géologue Tudoran, dans l'année 1986 qui a préparé la microflore pour le Dr. ing. Géologue Nicolae Panin. Selon celui-ci l'échantillon provient du fond du forage (environ 100 mètres) et fait partie de la formation qui supporte les dépôts actuels du Delta du Danube. Les exemplaires les plus importants des associations palynologiques dont il a été question

dans ce travail sont illustrés dans les planches I-VII.

### 1. Galerie Ceamurlia

Dans la compartiment Sud de la Faille Peceneaga-Camena, dans la galerie Ceamurlia, à la profondeur 723,00 mètres, une roche silteuse de couleur noire (échantillon 1029A) renferme un contenu palynologique représenté par: *Leiotriletes* sp., *Dictyophyllidites harrisi* Couper, 1958; *Concavisporites* sp.; *Contignisporites dunrobinensis* (Couper, 1958) Schulz, 1967; *Murospora florida* (Balme, 1957) Pocock, 1961; *Callialasporites segmentatus* (Balme, 1957) Srivastava, 1963; *Classopolis classoides* (Pflug, 1953) Pocock et Jansonius, 1961 (= *Classopolis torosus* (Reissinger, 1950) Balme, 1957 emend Morbey, 1975); *Vitreisporites pallidus* (Reissinger, 1938) Nilsson, 1958; cf. *Pareodinia* sp.; *Nannoceratopsis gracilis* (Alberti, 1961) Evitt, 1962; *Nannoceratopsis* sp. cf. *N. spiculata* Stover, 1966.

Le contenu palynologique, bien conservé, est très riche en tissus végétaux qui prédominent sur les microspores et le pollen de Gymnospermes; les dinoflagellés sont très rares. L'élément biostratigraphique le plus important de cette association est constitué par la présence des espèces du genre *Nannoceratopsis*. Davey et Riley (1978) considèrent que ces deux espèces (*N. gracilis* et *N. spiculata*) ont le "range" connu dans plusieurs régions du monde dans l'intervalle Pliensbachien-Bathonien inférieur, ayant l'acme-zone dans l'Aalénien et le Bajocien. En Angleterre, selon Riding et Thomas (dans Powell, 1992) *N. gracilis* est l'espèce index d'une zone équivalente à l'intervalle Toarcien inférieur-Bajocien inférieur marqué par les zones d'ammonites *Falciferum-Sauzei*. Cette zone est subdivisée en Angleterre, selon le contenu en dinoflagellés dans 5 souszones. A la profondeur 723,00 mètres dans la galerie Ceamurlia, si l'exemplaire (conféré seulement) au genre *Pareodinia* correspond effectivement à ce genre -- l'âge du niveau ne peut pas être plus ancien que l'Aalénien -- *Pareodinia* débutant à ce niveau stratigraphique. Ainsi, pour plus de sûreté, nous considérons ce niveau de la galerie Ceamurlia comme équivalent à l'intervalle Toarcien-Bajocien inférieur. Mais un argument en plus pour l'âge aalénien pourrait constituer le fait que toujours dans ce niveau nous avons observé un seul exemplaire de l'espèce *Moesiodinium raileanui* Antonescu, 1974 -- malheureusement pas conservé -- qui en Angleterre débute dans la partie supérieure du Toarcien inférieur (Zone *Bifrons*) et persiste jusqu'à la partie inférieure du Bajocien (Zone *Laeviscula*). L'espèce est citée aussi par Moldovanu (1987) dans la Bojocien supérieur de la Plate-forme Moesienne.

Toujours dans la galerie Ceamurlia, à la profondeur de 830,00 mètres (échantillon palynologique 1050A) et 833,00 mètres (échantillon palynologique 1056A) dans des siltites jaunâtres-grises et des grès avec des intercalations des calcaires oolithiques il y a une microflore qui comprend: *Dictyophyllidites harrisi*, *Cyathidites australis* Couper, 1953; *Obtusisporites junctum* (Kara-Murza, 1949) Pocock, 1970; *Ischyosporites verrucatus* (Couper, 1958) Schulz, 1967; *Callialasporites segmentatus*, *C. turbatus* (Balme, 1957) Schulz, 1967; *Classopolis classoides* et un grande quantité de tissus végétaux -- qui peuvent être observées aussi en coupes minces. Des dinoflagellés manquent dans ces niveaux, aussi l'âge de ceux-ci ne peut être apprécié que comme équivalent à l'intervalle Toarcien-Jurassique moyen, sans pouvoir apporter une précision en plus.

A la profondeur 835,00 mètres (échantillon palynologique 1A4), dans des siltites jaunâtres il y a *Dictyophyllidites* sp., *Obtusisporis* sp., *Ischyosporites* sp., *Callialasporites turbatus*, *C. segmentatus*, *Neoraistrickia* sp., *Classopolis classoides*, *Nannoceratopsis* sp., *Tithodiscus* sp., *Michrhystridium* spp. Le niveau étudié comprend une association palynologique riche, caractérisée par l'abondance des tissus végétaux -- les microspores, le pollen de Gymnospermae et la microflore marine (*Nannoceratopsis*, *Michrhystridium* spp. -- Acritarches, et *Tithodiscus* -- algues vertes) étant en moindre quantité. La présence du genre *Nannoceratopsis* est significative -- elle nous permet de considérer que jusqu'à cette profondeur dans la galerie Ceamurlia, autant au Nord et au Sud de la Faille Peceneaga-Camena il y a des dépôts appartenant à l'intervalle Toarcien-Aalénien-Bajocien.

A la profondeur 857,00 mètres (échantillon palynologique 1A64), dans un siltite noir avec des intercalations de calcaires, nous avons identifié: *Dictyophyllidites* sp., *Deltospora* sp., *Ischyosporites* sp., *Callialasporites segmentatus*, *C. turbatus*, *Alisporites* spp., *Vitreisporites pallidus*, *Classopolis classoides*, *Chytroesphaeridia chytrooides* (Sarjeant, 1962) Downie et Sarjeant, 1965 emend. Davey, 1979; *Ctenidodinium* sp., *Tubotuberella* sp. ex gr. *Tubotuberella eisenacki* (Deflandre, 1938) Stover et Evitt, 1978 -- *Tubotuberella dentata* Raymond, 1978 -- *Tubotuberella sphaerocephalis* Vozzhennikova, 1967 (pl CIII, fig.2,3a,3b); *Gonyaulacysta jurassica* (Deflandre, 1938) subsp. *adepta* Sarjeant, 1962 (ou la variété *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adepta* var. *longicornis* Sarjeant, 1982?); cf. *Scriniocassis dictyotus* (Cookson et Eisenack, 1960) Beju, 1971; *Tenua* sp.; Dinoflagellé non identifié (cf. *Korystocysta*?); dinoflagellés pas identifiés. Nous soulignons que notre exemplaire

de *Tubotuberella* est différent de *Tubotuberella eisenacki* ayant l'endokyste de forme ronde, globuleux et de *Tubotuberella dentata* par l'allure générale; mais il ressemble à ces espèces par la présence des épines et de la corne apicale. Notre exemplaire est différent de *Tubotuberella sphaerocephalis* (figuré par Vozzhennikova, 1967 – *T. sphaerocephalus* pl. CIII, fig.2,3a,3b) Vozzhennikova, 1967, ex Jan du Chêne, Masure et al., 1986 n'ayant aucune corne apicale et épines, mais ressemblant à celui-ci à cause de l'endokyste rond, globuleux; notre exemplaire a comme on peut s'apercevoir quelques traits de chacune de ces espèces. L'âge indique pour cette espèce par Jan du Chêne, Masure et al. (1986) est le Jurassique supérieur. L'association de l'exemplaire de *Gonyaulacysta jurassica* – qui peut appartenir soit à la sous-espèce *jurassica adecta* qui débute du Bajocien supérieur (Zone *Garantiana*), soit la variété *G. jurassica* subsp. *adecta* var. *longicornis* qui débute du Bathonien supérieur d'Angleterre (Zone *Discus*) et existent jusqu'à la partie supérieure de l'Oxfordien moyen (Zone *Tenuistriatum*), respectivement l'Oxfordien supérieur (Zone *Regulare*) – avec *Tubotuberella* (*T. sphaerocephalis*) et *Chytroeisphaeridia chytroeides*, indiquent l'intervalle Bathonien supérieur-Oxfordien, sans pouvoir apporter une précision en plus.

Cette association palynologique de la galerie Ceamurlia, de la profondeur 857,00 mètres représente la partie la plus récente (jeune) du Jurassique mise en évidence jusqu'à présent dans cette région. Les siltites calcaires noirâtres qui renferment la microflore citée sont dans la galerie Ceamurlia en contact tectonique avec les dépôts du Trias inférieur.

## 2. Forage 63.660/34-Topolog

A la profondeur de 317,80 mètres (échantillon palynologique 1A8) on a identifié: *Dictyophyllidites* sp., *Concavissimisporites* sp., *Ischyosporites* sp., *Callialasporites segmentatus*, *C. turbatus*, *Callialasporites* sp. cf. *C. triletus* Singh, Srivastava et Roy, 1967, *Classopolis classoides*, *Corolina meyeriana* (Klaus, 1960) Venkatachala et Góczán, 1964 (= *Gliscopollis meyeriana* (Klaus, 1960)) Venkatachala, 1966), *Alisporites* sp., *Monosulcites minimus* Cookson, 1947, *Nannoceratopsis gracilis*, *Chytroeisphaeridia* sp.

L'association des genres *Nannoceratopsis* et *Chytroeisphaeridia* (qui a son début dans l'Aalénien) limite cette association à l'intervalle Aalénien-Bajocien, sans pouvoir faire une précision de plus.

## 3. Forage 5201-Mihail Kogalniceanu

A la profondeur de 161,20 mètres (échantillon palynologique 7038), 162,00 mètres (échantillon

palynologique 7039) et 163,00 mètres (échantillon 7040), dans des grès fins, gris, gris-noirâtres, argilleux, micafères, on a identifié: *Cyathidites minor*, *Deltoispora* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Classopolis classoides*, *Corollina meyeriana*, *Cerebropollenites macroverrucosus* (Thiergart, 1949) Schulz, 1967; *Lycopodiumsporites* sp. cf. *L. austroclavatidites* (Cookson, 1947) Potonié, 1956; *Podocarpites* sp., *Nannoceratopsis gracilis*, *N. senex* Van Helden, 1978. La microflore de ces niveaux du forage M. Kogalniceanu est dans un état avancé d'huileification. La prédominance quantitative de la microflore continentale, surtout celle des tissus végétaux, est nette. Les espèces les plus significatives au point de vue stratigraphique sont *Nannoceratopsis gracilis* et *N. senex* qui indiquent l'intervalle stratigraphique Toarcien-Bajocien inférieur, n'étant pas exclue aussi la présence du Pliensbachien, tenant compte du fait que *N. senex* débute selon Van Helden (1977) et Davey et Riley (1978) au niveau de cet étage. La microflore avec *N. gracilis* et *N. senex* – dans le sens où ces espèces sont dominantes du point de vue quantitatif, des autres genres de dinoflagellés y faisant défaut – se trouve dans des diverses régions du monde au niveau du Pliensbachien ou Toarcien. On soupçonne que *Nannoceratopsis* est un genre euryhalin qui a été présent dans presque tous les milieux sédimentaires marins (Van Helden, 1977; Davey et Riley, 1978). Nous avons montré plus-haut que Riding et Thomas (dans Powell, 1992) reconnaissent l'intervalle-biozone *Nannoceratopsis gracilis* (Ngr) qui a existé du Toarcien inférieur jusqu'au Bajocien inférieur.

A la profondeur de 177,00-178,00 mètres (échantillon palynologique 7041) dans des grès argilleux, gris-noirâtres l'association palynologique est différente de celle décrite plus-haut. La microflore continentale comprend: *Dictyophyllidites harrisi*, *Deltoispora* sp., *Baculatisporites* sp., cf. *Stereisporites* sp. (ou *Ischyosporites* sp. A? – identification incerte), Spore ex gr. *Concavisporites luebbenensis* Schulz, 1967 – *Concavisporites cameroni* (De Jersey, 1962) Playford et Dettmann, 1965; Spore (?ou Acritarche) avec des épines longues pas identifiées au niveau générique; *Stereisporites perforatus* Leschik, 1955; *Annulispora cicatricosa* (Rogalska, 1954) Morbey, 1975; *Lycospora* sp.; cf. *Densoisporites fissus* (Reinhardt, 1964) Schulz, 1967; cf. *Camerosporites secatus* Leschik, 1955; *Circulina meyeriana*; *Palaeopicea* sp.; *Striatites* sp.; *Monosulcites minimus*, *Chasmatosporites major* Nilsson, 1958; *Chasmatosporites* sp.; *Alisporites* sp.; *Vitreisporites pallidus* et une grande quantité de tissus végétaux.

La microflore marine est représentée par des Acritarches (des exemplaires pas identifiés); par

un exemplaire d'un possible dinoflagellé dont l'existence est douteuse – dinoflagellé ex gr. *Comparodinium-Parvocysta-Reutlingia*, et par de rares microforaminifères chitineux.

La microflore de cet niveau est fort intéressante, quoique fortement incarbonisée. Plusieurs genres ou espèces sont représentés par un seul exemplaire – aussi beaucoup de nos déterminations ne sont pas sûres. Il faut nous arrêter un peu sur ce qui nous semble être un dinoflagellé (pl. II, fig.5) – avec la région cingulaire subissant une constriction et ayant des processus dans la région apicale et antapicale; à cause du mauvais état dans lequel il se trouve, on n'aperçoit pas l'archaeopyle. Nous soupçonnons cet exemplaire d'être un de ces dinoflagellés ayant les traits décrits plus-haut – région cingulaire subissant une constriction, dépourvue des processus et ayant des processus dans les régions apicales et antapicales. Dans ce cas ce sont les genres *Comparodinium* Morbey, 1975; *Parvocysta* Bjaerke, 1980 et *Reutlingia* Drugg, 1978, mais qui possèdent chacun des archaeopyles différents. Comme chez notre exemplaire on ne peut pas apercevoir l'archaeopyle, et comme l'allure générale de notre exemplaire diffère de les espèces des genres cités plus-haut – l'identification de ce genre est hasardeuse. En effet, il peut : 1) appartenir à l'un de ces genres; 2) être un dinoflagellé ayant des traits pareils aux genres mentionnés plus-haut, mais différant ou être une espèce différente; 3) être un Acritarce que nous ne connaissons pas; 4) être un artefact (chose possible, mais peu probable d'après les traits observés). Aussi, c'est à tout hasard que nous dénomons cet exemplaire – dinoflagellé ex gr. *Comparodinium-Parvocysta-Reutlingia*.

Donc, si ce exemplaire appartiendrait au genre *Comparodinium* et l'espèce (conférée seulement) *Camerosporites secatus* appartiendrait réellement à cette espèce – la microflore pourrait avoir l'âge Rhétien. Le genre *Comparodinium*, avec l'espèce *C. koessenianum* a été décrit par Morbey (1975) dans la Salzburg Facies de la coupe de Kendelbachgraben-Autriche et il aussi présent dans le Kössener Facies et continue jusque dans les Pre-planorbis Beds, n'étant plus trouvé dans la Zone *Planorbis* du Hettangien. L'espèce *Annulispora cicatricosa* a été citée, sur la coupe de Kendelbachgraben seulement dans la partie terminale des Pre-planorbis Beds; elle n'apparaît pas plus bas (Morbey, 1975) et son range est selon Schulz en Allemagne du Keuper jusqu'au Pliensbachien. Donc, si le genre *Comparodinium* (et l'espèce *Camerosporites secatus*) existe réellement, son association avec *Annulispora cicatricosa* pourrait limiter l'âge du niveau en question à la partie terminale du Rhétien – si on juge d'après la répartition stratigraphique de ces

espèces sur la coupe de Kendelbachgraben. Toujours à l'appui de cet âge serrait la présence du pollen à corps central strié, *Striatites* sp.

La deuxième possibilité d'interprétation de cette association serrait celle qui s'ensuit. Mettant que le dinoflagellé sus nommé et l'espèce *Camerosporites secatus* n'existent pas, le reste de l'association étant composée des genres et espèces du groupe des "genres et espèces communes à l'ensemble du Lias" (Antonescu, 1973) dans lesquelles serraient *Chasmatosporites major*, *Chasmatosporites* sp., *Auritulinasporites* sp., *Circulina meyeriana*, *Dictyophyllidites harrisi* (qui peuvent aussi être présentes au Rhétien) en association avec *Annulispora cicatricosa*, cf. *Densoisporites fissus*, *Striatites* sp. et *Stereisporites perforatus* – mélange qui a les caractéristiques des microflores de l'Hettangien (espèces communes au Lias + espèces, fort rares, caractéristique pour le Trias comme le genre *Striatites* + espèces communes au Trias et au Lias comme *Circulina meyeriana* (Schulz, 1967; Antonescu, 1973).

La présence du Rhétien terminal ou de l'Hettangien à la profondeur de 177,00 mètres dans le forage M. Kogalniceanu est très importante, étant la seule région dans la Dobrogea du Nord dans laquelle la partie terminale du Rhétien ou de l'Hettangien a pu être mise en évidence au moyen des données palynologiques.

#### 4. *Colline Sfanta* (base du versant du Nord-Est, à Carjelari)

M. Lupu en 1986 a prélevé un échantillon palynologique de la Formation de Nalbant de la colline Sfanta. A cette époque nous avons identifié dans le niveau respectif un exemplaire de *Nannoceratopsis gracilis* et des rares exemplaires d'acritarces sur la base duquels nous avons apprécié que l'âge du niveau respectif devait se situer quelque part dans l'intervalle Aalénien-Bajocien. A une vérification ultérieure nous n'avons plus aperçu le genre *Nannoceratopsis* – il devait être très rare (il a été observé dans des lames microscopiques faites seulement à la glycérine, mobiles); aussi la datation de ce niveau au moyen de la microflore nécessite de nouveaux prélèvements d'échantillons.

#### 5. *Nalbant*, à la localité type de la Formation de Nalbant

La microflore de quelques niveaux a été examinée dans un ravin près du village de Nalbant. La microflore est fort pauvre, composée surtout de tissus végétaux, les microspores et pollens étant fort rares. On a identifié *Stereisporites perforatus*, *Dictyophyllidites* sp., *Auritulinasporites* sp., *Undulatisporites* sp., *Classopolis classoides*, *Monosulcites* sp., espèces qui sans être associées

ux autres genres et espèces sont rencontrées d'habitude dans l'intervalle Hettangien-Pliensbachien. Il est nécessaire aussi pour ces dépôts d'en faire de nouveaux prélèvements d'échantillons afin d'obtenir plus de données palynologiques, mais l'altération superficielle rend d'habitude les échantillons palynologiques de cette région stériles.

#### 6. Ravins dans la rive droite de la vallée Telita, à 1,250 km Est du village Frecatei

Dans le Grès de Posta, qui affleure dans les ravins de la rive droite de la vallée de Telita nous avons identifié une microflore (échantillon palynologique 2A229) avec beaucoup de tissus végétaux incarbonisés dont le contenu est dominé par les acritarches. La microflore est aussi transformée, les exemplaires étant de couleur brune. Elle comprend: *Auritulasporites* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Leiotriletes* sp., *Anapiculatisporites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., cf. *Contignisporites* sp., *Chasmatosporites* sp., *Classopolis* sp., et de nombreux exemplaires d'acritarches non-identifiés - *Micrhystridium* sp. 1, *Micrhystridium* sp. 2, *Acritarche* type 1, *Acritarche* type 3, *Acritarches* div. types.

Les palynofaciès dans lesquels la microflore est dominée par les acritarches sont assez rares dans le Jurassique de Roumanie, Faciès de Gresten de Carpathes, ceux de Plate-formes... Pourtant, dans la partie moyenne du Jurassique inférieur de Banat, Domaine Danubien, région de Munteana près du Danube, dans la vallée de Sirinia (Antonescu, données inédites) il y a certains niveaux dans le cours moyen de la vallée, dans des grès massifs, dont la microflore est constituée presque exclusivement d'acritarches. Dans le Grès de Posta, un argument à la faveur d'un âge pliënsbachien pourrait le constituer la présence du genre *Contignisporites* qui d'habitude fait son apparition au Pliënsbachien, corroborée avec l'absence des genres qui apparaissent au Toarcien, comme *Neoraistrickia*, *Callialasporites*. Mais, la microflore étant pauvre (et le critère d'absence ou de présence d'un genre ou une espèce n'ayant pas de valeur dans ce cas), il est plus prudent de considérer l'âge du niveau en question équivalent à l'intervalle Sinémurien-Pliënsbachien, sans autres précisions.

#### 7. Forage 2-Razelm

Le forage 2-Razelm est mis en place sur une bande des dépôts actuels qui sépare le lac Razelm de la Mer Noire, à 4 km Sud-Ouest de l'embouchure du canal Periteasca (fig.3). Il est situé approximativement sur la prolongation vers Sud-Est de la limite nordique du Bassin Babadag.

CCPEG-Bucharest, en 1983, a remis à notre Institut pour être étudiées 6 carottes dont l'emplacement dans la colonne du forage a resté toujours enveloppé de mystère. Les descriptions de la colonne lithologique qui nous sont parvenues ultérieurement sont inutilisables par leur incohérence.

La carotte no. 1 provenant d'une profondeur pas précisée (228-232 mètres?) est une argille noire avec l'aspect habituel des argilles associées aux turbidites de Nalbant. L'association palynologique de la carotte no. 1 (échantillon palynologique 2A82) présente un contenu composé en majorité par la microflore continentale, avec des tissus végétaux, microspores, pollens: *Dictyophyllidites* sp., *Sestrosporites pseudalveolatus* (Couper, 1958) Dettmann, 1963; *Classopolis classoides*, *Piceapollenites* sp. etc. Les dinoflagellés sont représentés seulement par les espèces *Nannoceratopsis gracilis* et surtout *N. senex*. *Nannoceratopsis senex* est considéré par Van Helden (1997) comme étant présent seulement dans l'intervalle Pliënsbachien inférieur-Bajocien inférieur débutant dans la Lias Delta (?Pliënsbachien supérieur) de Luhnde d'Allemagne et dans l'Archipel Arctique Canadien (Prince Patrick Island) et elle est présente dans l'intervalle marqué par *Dactyloceras commune* (Sowerby) du Toarcien et de *Pseudolioceras m'clintocki* (Haughton) du Bajocien inférieur. Plus récemment, Riding et Thomas considèrent *N. senex* synonyme avec *N. gracilis* (dans Powell, 1992, pl. 2.1, fig.11, 12, 16; pl. 2.4, fig.1; pl. 2.5, fig.2) et d'avoir la même repartition stratigraphique - Pliënsbachien-Bathonien inférieur, comme aussi d'autres auteurs, Davey et Riley (1978). D'autres auteurs, comme Williams, Stover et Kidson (1993) apprennent que les deux espèces - *N. gracilis* et *N. senex* - doivent être maintenues comme des espèces séparées, quoique parfois difficilement d'être différenciées, et ayant des "ranges" différents: *N. gracilis*, Pliënsbachien inférieur-Bathonien inférieur, et *N. senex* Pliënsbachien inférieur-Aalénien inférieur. Il est donc possible que le niveau examiné appartienne à l'intervalle Pliënsbachien-Bathonien inférieur soit Pliënsbachien-Aalénien, s'agissant le plus probable de l'Aalénien.

#### 8. Forage 55.001-Maliuc, Delta du Danube

Bien des années auparavant, nous avons analysés quelques échantillons provenant du forage de Maliuc. Celles-ci contiennent un palynofaciès avec beaucoup de tissus végétaux d'inertinite et de rares éléments de microspores, pollen et dinoflagellés:

- à la profondeur 378,00-380,00 mètres (échantillon palynologique 4138) il y a du pollen dissaccate et *Ctenidodinium* sp;
- à la profondeur 398,00-400,00 mètres (échantillon palynologique 4139) il y a des dissaccates indeterminables et *Ctenidodinium* sp;
- à la profondeur 400,00-408,00 mètres (échantillon palynologique 4140) il y a *Vitreisporites pallidus*, *Classopolis* sp., *Nannoceratopsis gracilis*, *Ctenidodinium* sp., cf. *Ctenidodinium ornatum* (Eisenack, 1935) Deflandre, 1938;
- à la profondeur 418,00-420,00 mètres (échantillon palynologique 4141) il y a *Dictyophyllidites* sp., des dissaccates indeterminables, *Classopolis* sp., *Nannoceratopsis gracilis*;
- à la profondeur 418 mètres (échantillon palynologique 4142) il y a *Carpathodinium predae* (Beju, 1971) Drugg, 1978.

La coexistence de l'espèce *Nannoceratopsis gracilis* avec les espèces du genre *Ctenidodinium* est dans l'intervalle Bajocien-Bathonien. Le "range" de l'espèce *Carpathodinium predae* est au niveau mondial (Riding et Thomas dans Powell, 1992) dans l'intervalle Bajocien supérieur-Bathonien inférieur (et le genre dans l'intervalle Bajocien-Bathonien inférieur, équivalent dans l'intervalle correspondant aux Zones Zigzag-Progracilis en Angleterre). *Carpathodinium* est un des meilleurs indicateurs palynologique de cet intervalle stratigraphique. Il est à supposer que l'intervalle mentionnée du forage Maliuc correspond au Bajocien-Bathonien inférieur.

#### 9. Forage CL-67-675 du cordon de sable Caraorman, du Delta du Danube

L'échantillon de la profondeur finale du forage (d'environ 100 mètres, échantillon palynologique 3A) comprend: *Rhyncodiniopsis cladophora* subsp. *extensa* (Klement, 1960) Below, 1981 ("range" Kimméridgien inférieur); *Sirmiodinium grossi* (Alberti, 1961) Warren, 1973 ("range" Bathonien supérieur-Crétacé inférieur); cf. *Endoscrinium luridum* (Deflandre, 1938) Gocht, 1970 ("range" Oxfordien inférieur, Zone *Cordatum* – Kimméridgien inférieur, partie terminale, Zone *Autissidorensis*); cf. *Scriniodinium inritibile* Riley (dans Fischer et Riley, 1980); Dinoflagelée non-identifiée; *Occisucysta* sp. (début du genre dans l'Oxfordien terminal, Zone *Rosenkrantzii*); *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *jurassica* (Deflandre, 1938) Norris et Sarjeant, 1965 emend Sarjeant, 1982; *Gonyaulacysta jurassica* var. *longicornis* (Deflandre, 1938) Sarjeant, 1982; *G. jurassica* subsp. *jurassica* var. *jurassica* (Deflandre, 1938) Norris et Sarjeant, 1965 emend

Sarjeant, 1982; *Chytroeisphaeridia chytrooides*, *Scriniodinium crystalinum* (Deflandre, 1938) Klement, 1960 ("range" Callovien supérieur-Kimméridgien inférieur, Zone *Athleta*-Zone *Bailey*); cf. *Pareodinia* sp.; *Cometodinium* sp.; cf. *Meiourogonyaulax* sp.; *Ctenidodinium* sp.; *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* var. *longicornis* (Deflandre, 1938) Sarjeant, 1982; *Systematophora areolata* Klement, 1960 ("range" Oxfordien inférieur, Zone *Cordatum*-Portlandien, Zone *Lamplugii*); *Stephanelytron scarburghense* Stover, Sarjeant et Drugg, 1977 ("range" Callovien moyen, Zone *Jason*-Kimméridgien inférieur, Zone *Eudoxus*). Ajoutons que, selon Riding et Thomas (dans Powell, 1992), d'après qui nous avons indiqué les "ranges" des espèces, *S. scarburghense* aurait son début dans la partie terminale du Callovien moyen et disparaîtrait dans la Zone *Mutabilis* du Kimméridgien inférieur (partie moyenne du Kimméridgien inférieur).

La microflore du niveau basal du forage CL-67-675, Caraorman, est particulièrement intéressante par son contenu en dinoflagellés. Déjà influencé par la diagénese avec les exemplaires colorés en brun-foncé, la microflore contient des genres et espèces qui n'ont pas été signalés dans le Jurassique sous faciès de plate-formes de Roumanie. Ainsi, le genre *Stephanelytron* (avec l'espèce *S. scarburghense*) et l'espèce *Rhyncodiniopsis cladophora extensa* ne sont pas citées dans les travaux de Beju (1971), ou Moldovanu (1984, 1987) ou Baltres (dans Patrut et al., 1983) regardant le Jurassique de la Plate-forme Moesienne, Plate-forme Moldave, Dépression du Barlad, Plate-forme Scythienne (Delta du Danube). Mieux encore, bien que l'un de nos (E. Antonescu) a trouvé dans l'Oxfordien inférieur, l'Oxfordien supérieur (avec absence de l'Oxfordien moyen), Kimméridgien inférieur et le Kimméridgien supérieur de la Plate-forme Scythienne de la République de Moldavie des associations fort riches, ces espèces et genres manquent. Le genre *Stephanelytron*, très caractéristique, considéré par Stover, Sarjeant et Drugg (1977) comme un bon indicateur stratigraphique tenant compte de son "range" limité Callovien moyen-Kimméridgien inférieur a été cité surtout dans les faciès boréaux de l'Europe de l'Ouest. *Rhyncodiniopsis cladophora extensa* est une espèce également connue ayant une repartition stratigraphique réduite – Kimméridgien inférieur d'après Jan du Chêne, Masure et al. (1986) et Lentin et Williams (1989). Ces espèces *Stephanelytron scarburghense* et *Rhyncodiniopsis cladophora extensa* en association avec des genres et espèces comme *Occisucysta* sp. (début dans l'Oxfordien terminal), *Scriniodinium crystalinum* (Callovien supérieur-Kimméridgien inférieur), *Systematophora areolata* (Oxfordien

inférieur-Portlandien) montre que le niveau en question appartient sinon au Kimméridgien inférieur, alors à l'intervalle Oxfordien terminal-Kimméridgien inférieur. Il serait possible que dans le forage CL-67 existe un niveau qui n'a pas son équivalent dans la Plate-forme Scythienne, ou on sait qu'une phase d'érosion a été signalée dans l'intérieur du Kimméridgien par Romanov (1970)?: Le Kimméridgien inférieur est l'étage le plus récent du Jurassique prouvé par l'aide des dinoflagellés (par nous) dans la Dobrogea du Nord et dans le Delta du Danube.

Dans la Dobrogea du Sud une association palynologique plus récente que celle du forage CL-67 a été mise en évidence par l'un de nous (E. Antonescu) du forage 5061-Cernavoda, à la profondeur de 226,00-236,00 mètres dans des marnes gris-verdâtres avec des cristaux de gypse (échantillon palynologique K693/3A700) dans lequel apparaît une association palynologique dominée par l'espèce *Muderongia* sp. ex gr. *Muderongia* sp. A sensu Davey, 1979 – *Muderongia simplex* Alberti, 1961 subsp. *microperforata* Davey, 1982 qui indiquerait un intervalle stratigraphique équivalent au Kimméridgien supérieur terminal-Portlandien-Ryazanien supérieur-Valanginien, donc équivalent en général à l'intervalle Tithonien-Berriasien-Valanginien du domaine tethysien. *Muderongia* sp. A sensu Davey, 1979 débute dans le Kimméridgien supérieur terminal (Zone *Rotundata-Fitoni*) jusqu'au Portlandien, Zona *Angulosa* (partie supérieure de la moitié inférieure du Portlandien, selon Riding et Thomas (dans Powell, 1992) et *Muderongia simplex* subsp. *microperforata* Davey, 1982 étant trouvée dans le Ryazanien supérieur-Valanginien inférieur.

**c. Etages du Jurassique, dont la présence serait possible dans la Dobrogea du Nord et dans le sous-sol du Delta du Danube prouvées au moyen de la Palynologie**

***Rhétien supérieur ou Hettangien***

Nous avons montré plus-haut que dans les grès gris-noirâtres pénétrés par le forage 5201-M. Kogalniceanu, à la profondeur de 177,00-178,00 mètre on a trouvé une microflore dont l'âge pourrait indiquer le Rhétien terminal (la partie terminale du Trias supérieur) ou le Hettangien.

Dans le cas où la microflore appartiendrait au Rhétien supérieur, la mise en évidence d'une telle association serait pour la première fois signalée en Roumanie. Rappelons que la microflore du Rhétien, prouvé par la microfaune de la région de Ferice, vallée de Frunzei, Monts Bihor, contient une microflore du Trias supérieur, dominée par le pollen *Ovalipollis* et où les espèces caractéristiques du Rhétien manquent. Il faut donc souligner que jusqu'à présent en Roumanie on n'a

pas encore trouvés les genres cantonnés seulement dans le Rhétien – comme par exemple dans la coupe de Kendelbachgraben-Autriche ou du Rhétien d'Allemagne. Nous avons montré dans le chapitre précédent quels sont les arguments qui pourraient être favorables à l'âge Rhétien de ce niveau.

Dans le cas où la microflore appartiendrait au Hettangien, il faut rappeler que des microflores de ce type n'ont pas été reconnues dans d'autres régions de la Dobrogea du Nord, ni dans certains forages de la Mer Noire (structure Lebada, en train d'être étudiées par E. Antonescu). En Roumanie, des associations avec des traits semblables – mélange des genres et espèces communs au Trias et au Jurassique avec des fort rares genres et espèces cantonnés seulement au Trias (et absence des genres qui débute au Sinémurien, comme par exemple *Cerebropollenites macroverrucosus*) pourrait appartenir au Hettangien (Antonescu, 1973) et ont été rencontrées dans le Jurassique sous faciès de Gresten de la région de Cristian-Brasov et dans les Monts de Padurea Craiului. Il pourrait être fort probable aussi, que les dépôts traversés par le forage M. Kogalniceanu à la profondeur de 178,00 mètres représentent le Rhaétolias – zone de passage du Rhétien au Hettangien.

***Sinémurien***

Tenant compte seulement de la microflore continentale, le Sinémurien peut être caractérisé parce qu'il contient seuls les genres et espèces communs au Trias et au Lias (comme *Vitreisporites pallidus*, *Corolina meyeriana* etc.), ensemble avec les genres et espèces qui font leur apparition au Hettangien au Sinémurien (*Cerebropollenites macroverrucosus*) – les genres et espèces caractéristiques seulement au Trias ayant complètement disparu. Toujours au Sinémurien, les genres et espèces qui vont apparaître au Pliensbachien et au Toarcien ne sont pas encore présentes. Nous n'avons pas rencontré un tel type d'association palynologique dans la Dobrogea du Nord – quoi qu'elle est fort repandue en Roumanie dans le faciès de Gresten – c'est d'habitude la microflore qu'on trouve dans les dépôts contenant la macroflore à *Nilssonina orientalis* (Antonescu, 1973; Popa, Nastaseanu, Antonescu, 1977). Peut être, en Dobrogea du Nord elle est présente dans les affleurements de la localité-type de Nalbant. Mais la microflore est pauvre et le criterium de la présence ou de l'absence de certains genres et espèces n'a pas grande valeur dans ces cas – mais l'étage Sinémurien doit être présent en tout cas dans la Dobrogea du Nord dans la Formation de Nalbant; c'est le cas du forage M. Kogalniceanu où entre les profondeurs de 178,00 mètres (Rhétien ou

Hettangien) et 163,00 mètres ou il y a *Nannoceratopsis* qui n'est plus ancien que le Pliensbachien – doit être aussi le Sinémurien.

#### **Pliensbachien, Toarcien**

C'est au Pliensbachien qui peuvent appartenir les dépôts des ravins de la rive droite de la vallée Telita, à l'Est du village de Frecatei, dont le microflore est dominée par les acritarches et où il y a *Contignisporites* qui débute au Pliensbachien et manquent les genres et espèces qui débutent au Toarcin (comme *Callialasporites* au *Neoraistrickia*).

La microflore avec *Nannoceratopsis gracilis* et *N. senex* – dans le sens où ce genre n'est pas accompagné d'autres genres de dinoflagellés (qui font leur apparition à l'Aalénien et au Bajocien) est présente dans tout le monde au niveau de Pliensbachien et surtout au Toarcien. En Roumanie dans le Lias sous faciès de Gresten à Vulcan (région Cristian-Codlea, Brasov) les affleurements autour de l'église du village et ceux de la galerie 1 Mai sont typiques pour le Toarcien: association de *N. gracilis* avec les espèces de *Callialasporites*.

Aussi les niveaux que nous avons mentionnés en Dobrogea du Nord – le niveau 835,00 mètres de la galerie Ceamurlia ne peut être plus ancien que le Toarcien (*Nannoceratopsis* + *Callialasporites*); ceux du forage M. Kogalniceanu à 161,20; 162,00; 163,000 mètres peuvent appartenir soit au Pliensbachien, soit au Toarcien (*Nannoceratopsis* présent sans les microspores ou pollen qui apparaissent au Toarcien – mais qui peuvent manquer ici à cause de la pauvreté des associations).

#### **Aalénien**

L'étage Aalénien peut être présent dans les roches de la Formation de Nalbant dans la galerie Ceamurlia à la profondeur de 723,00 mètres, ou à côté des exemplaires de *Nannoceratopsis gracilis* et *N. spiculata*, nous avons observés un exemplaire de *Moesiodinium raileanui*, fréquent au niveau de cet étage (Riding, 1984). Le deuxième endroit où la présence de l'Aalénien serait possible pourrait être dans le forage Topolog ou, à la profondeur de 317,00 mètres, à côté des espèces du genre *Nannoceratopsis* il y a *Chytroeisphaeridia chytroeides*, qui débute au niveau de l'Aalénien. Mais nous avons précisé, dans le chapitre précédent, que ce niveau pourrait appartenir soit au Aalénien, soit au Bajocien.

#### **Bajocien**

L'existence de l'étage Bajocien est soupçonnée dans plusieurs régions de la Dobrogea du Nord et elle est sûrement prouvée dans le forage Maliuc du Delta du Danube, où à la profondeur de 418,00 mètres il y a l'espèce *Carpathodinium predae*; l'espèce (comme d'ailleurs le genre) est considéré

comme l'un de plus sûrs indicateurs palynologiques de l'intervalle Bajocien-Bathonien inférieur. Rappelons que Moldovanu identifie la Zone *Carpathodinium predae* dans le Bajocien supérieur-Bathonien de la Plate-forme Moesienne.

Dans quelques forages de la structure Lebada de la Mer Noire (en cours d'être étudiés par l'un de nous, E. Antonescu), dans le Jurassique représenté par des argilles noires très épaisses nous avons mis en évidence une association avec *Nannoceratopsis* et *Carpathodinium predae* qui doit appartenir au Bajocien (et probablement aussi au Bathonien inférieur)(Antonescu, Gradinaru – données inédites).

A cause de l'imperfection de la datation palynologique des dépôts jurassiques de la Dobrogea du Nord – nous observons que l'attribution de l'âge de niveaux étudiés se fait d'habitude sur un intervalle de deux ou trois étages – il est possible qu'aussi dans quelques régions de la Dobrogea du Nord, le Bajocien soit présent. Ces régions sont: les dépôts de la galerie Ceamurlia à la profondeur de 723,00 mètres; le forage 34-Topolog à la profondeur de 317,00 mètres; la pile des dépôts jurassiques du forage 2-Razelm.

Quoique seulement soupçonné, le Bajocien est l'étage qui pourrait avoir la plus grande répartition dans la Dobrogea du Nord (dans la Dobrogea du Nord nous n'avons pas trouvé *Carpathodinium predae*); il est prouvé au sous-sol du Delta du Danube et a une épaisseur extraordinaire dans la Mer Noire (structure Lebada).

Il faut mentionner un fait étrange. Quoique dans les forages de la Plate-forme Scythienne de la République de Moldavie (en train d'être étudiés par E. Antonescu) le Bajocien supérieur est largement représenté (Romanov, 1970) et les associations palynologiques de ces dépôts (riches en ammonites – même la Zone *Garantiana* a été mise en évidence) sont riches et bien conservées – l'espèce *Carpathodinium predae* n'a pas été trouvée jusqu'à présent.

#### **Bathonien**

Comme nous l'avons démontré plus-haut, l'étage Bathonien est présent sûrement dans les dépôts traversés par le forage Maliuc au sous-sol du Delta du Danube, dans les niveaux supérieurs à ceux de 418,00 mètres, où les espèces du genre *Ctenidodinium* persistent et où *Carpathodinium predae* disparaît, donc aux profondeurs de 378,00-380,000 mètres; 398,00-400,00 mètres et peut-être même jusqu'à 418,00 mètres.

Une région dans la Dobrogea du Nord, où il est possible que le Bathonien soit présent est dans la galerie Ceamurlia à la profondeur de 857,00 mètres où il y a l'association à *Tubotuberella* sp. cf. *sphaerocephalis* et *Gonyaulacysta jurassica*

*adecta* qui ne peut être plus ancienne que la Bathonien supérieur.

#### **Callovien**

Nous ne savons pas si la présence de l'étage Callovien peut être argumentée au moyen des données palynologiques dans la Dobrogea du Nord. Comme nous l'avons affirmé dans le chapitre précédent, il est possible que cet étage soit présent dans la galerie Ceamurlia près de la profondeur de 857,00 mètres.

#### **Oxfordien**

Nous ne possédons pas jusqu'à présent des indicateurs palynologiques sur la présence de cet étage dans la Dobrogea du Nord. De la région de Dunavat, ou la présence de l'Oxfordien a été prouvée par des ammonites (Gradinaru, 1995) deux échantillons palynologiques n'ont fourni que de restes d'inertinite (tissus végétaux incarbonisés).

#### **Kimméridgien**

Nous avons montré dans le chapitre précédent, qu'une association palynologique provenant du fond du forage CL-67-Caraorman indique la présence du Kimméridgien inférieur et que le Dr. Ing. Géologue N. Panin nous a informés que les dépôts duquel provient la microflore sont ceux sur qui gisent les formations actuelles du Delta du Danube. Nous n'excluons pas la possibilité que l'échantillon respectif ne représente pas un élément roulé, résédiment des dépôts qui ne se trouvent pas dans les dépôts de la Plate-forme Scythienne. Nous rappelons que l'association contient des genres comme comme Stephanelytron qui n'a pas été signalé jusqu'à présent ni dans la Plate-forme Moesienne et que nous n'avons pas rencontrées ni nous mêmes

(Antonescu) jusqu'à présent dans la Plate-forme Scythienne de la République de Moldavie. Il s'agit peut être, d'un niveau qui n'existe pas dans la Plate-forme Scythienne étant érodé? Romanov (1970) montre qu'entre le Kimméridgien inférieur et celui supérieur il y a une phase d'érosion. En tout cas, l'association du Kimméridgien inférieur du forage CL-67 est riche, particulière, existant des genres et espèces qui ne sont pas cités dans les associations du Kimméridgien de Roumanie et qui jusqu'à présent n'apparaissent ni dans la Plate-forme Scythienne de la République de Moldavie. Le Kimméridgien inférieur semble être l'étage le plus récent de la pile des formations jurassiques – tout au moins de cette région du sous-sol du Delta du Danube.

#### **Tithonien**

Nous, nous n'avons pas identifiés dans la Dobrogea du Nord ni au sous-sol du Delta du Danube des associations palynologiques pour prouver l'existence de cet étage. Rappelons pour conclure, que Moldovanu (1984) soutient que dans le sous-sol du Delta du Danube sont présents tous les étages du Jurassique – le Tithonien y compris.

**Acknowledgments:** Nous tenons à exprimer nos remerciements le plus chaleureux à CCEPG-Bucarest qui nous ont permis d'étudier les coupes minces des forages du Delta du Danube.

Aussi nous remercions notre collègue Radu Constantinescu qui nous a remis pour l'étude les échantillons de la Galerie Ceamurlia.

Enfin, nous remercions le Dr. Ing. Géologue Nicolae Panin, Directeur de l'Institut National pour Géologie Marine et Géoécologie, Bucarest pour nous avoir précisé la position de l'échantillon fossilifère du forage CL-67-676-Caraorman.

#### **REFERENCES**

- ANTONESCU, E., 1973, Quelques données sur la Palynologie du Lias sous faciès de Gresten de Roumanie. In vol. "Palynology of Mesophyte" Proceedings of the III Int. Palyn. Conf., 53-57, pl. 1-2 Ed. Nauka, Moscow
- ATANASIU, I., 1940, Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Lucr. Soc. Geogr. D. Cantemir, III, Iasi, 89p., Iasi
- BALTRES A., ANTONESCU E., 1998, Rapport, nonpublié. Arch. IGR
- , SEGHEDI, Antoneta, MIRAUTA, Elena, STANCIU, L., SEGHEDI, I., NITOI, Eugenia, DOBRESCU, Anca, CODARCEA, Venera, GHEORGHIAN, Doina, BRATOSIN, Irina, GRADINARU, E., 1989, Rapport, non-publié. Arch. IGR
- , SEGHEDI, Antoneta, STANCIU, L., NITOI, Eugenia, ION, Jana, 1991, Rapport, non-publié. Arch. IGR
- , SEGHEDI, Antoneta, MIRAUTA, Elena, STANCIU, L., 1992, Rapport, non-publié. Arch. IGR
- , MIRAUTA, Elena, STANCIU, L., 1998, Rapport, non-publié. Arch. IGR
- BEJU, D., 1971, Jurassic microplankton from the Carpathians foreland of Romania. An. Inst. Geol. Publ. Hung., 54, 2, 275-302, pl. 1-8, Budapest
- DRUGG, W.S., 1978, Some Jurassic Dinoflagellate Cysts from England, France and Germany. Palaeontographica B168, 1-3, 61-79, 8 pl., 2 text-fig, Stuttgart
- GRANT-MACKIE, J.A., ZAPFE, H., 1973, Otapiria (Monotidae, Bivalvia) aus den Zlambach-Schichten des Salzkammergutes, ÖO. Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-nat. kl., Jg. 1973, 1-5
- GRADINARU, E., 1981, Rocile sedimentare si vulcanite acide si bazice ale Jurasicului superior (Oxfordian) din zona Camena (Dobrogea de Nord). An. Univ. Buc., 30, 89-110, Bucuresti
- , 1984, Jurassic rocks of North Dobrogea. A depositional-tectonic approach. Rev. roum. Geol., geoph., geogr., Geologie, 28, 61-72, Bucuresti

- , 1988, Jurassic sedimentary rocks and bimodal volcanics of the Cârjelari-Camena outcrop belt: Evidence for a transtensive regime of the Peceneaga-Camena Fault. *St. cerc. geol. geof. geogr., Geologie*, 33, 97-121, Bucuresti
- , 1993, Mesozoic rocks in Central and North Dobrogea: An overview. *Int.geol.correl.Prog. IGCP Project 343*, Bucuresti
- , 1995, Mesozoic rocks in North Dobrogea. An overview. In: *Field guidebook, Central and North Dobrogea Romania. IGCP Project No. 369 Comparative evolution of periTethyan rift basins*, 17-28, Bucuresti
- JAN DU CHENE, R., MASURE, E., BECHELER, I., BIFFI, V., DE VAINS, G., FAUCONNIER, D., FERRARIO, R., FOUCHER, J.-Cl., GAILLARD, M., HOCHULI, P., LACHKAR, G., MICHOUX, D., MONTEIL, M., MORON, J.-M., RAUCHER, R., RAYMOND, J.-F., TAUGOURDEAU, J., TURON, J.L., 1986, Guide pratique pour la determination de Kystes de Dinoflagelles fossiles: le complexe Gonyaulacysta. *Bull. C.R.E.-Prod. Elf-Aquitaine*, 12, 1-378, pl. 1-127, tabl. 1-84, Pau
- LENTIN, K.J., WILLIAMS, G.L., 1989, Fossil Dinoflagellates: Index to Genera and Species. *AASP Contr. Ser.*, 20, 1-417, Dallas
- MIRAUTA, O., 1966, Rapport, non-publié
- , MIRAUTA, Elena, 1962, Observatii asupra structurii geologice a regiunii Baspunar-Camena-Ceamurlia de sus (Dobrogea). *D.S. IGR 44*, 83-90, Bucuresti
- , -----, 1964, Cretacicul superior si fundamentul bazinului Babadag (Dobrogea). *An. C.G.*, 33, 343-375, Bucuresti
- MOLDOVANU, M., 1984, Palynology of the Jurassic deposits in the sunken Northern area of the Moesian Platform. *Univ. Bucharest Lab. Pal., 75 Years Spec. Vol.*, 55-66, Bucharest
- , 1987, Liassic palynological assemblages in the Moesian Platform (Romania). *An.Univ. Buc., Geol.*, 67-73, Bucuresti
- MORBAY, S.J., 1975, The Palynostratigraphy of the Rhetian Stage, Upper Triassic in the Kendelbachgraben, Austria. *Palaeontographica B1-3*, 1-75, pl. 1-19, Stuttgart
- MUTTI, E., RICCI LUCCHI, F., 1972, Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all' analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11/2, 161-199, Pisa
- PATRULIUS, D., MIRĂUȚĂ, Elena, IORDAN, Magdalena, BALTRES, A., TICLEANU, N., 1974, Rapport, non-publié
- PATRUT, I., et al., 1971, 1976, Repports, non-publiés
- , PARASCHIV, Cornelia, DĂNEȚ, T., BALTEȘ, N., DĂNEȚ, N., MOTAȘ, Ligia, 1983, The geological constitution of the Danube Delta. *An. IGG*, 59, 55-61, Bucuresti
- POPA, E., NĂSTĂSEANU, S., ANTONESCU, E., 1977, Nouvelles données concernant la biostratigraphie du Jurassique inferieur de la zone de Sirinia (Banat). *D.S. IGG*, 63, 7-24, pl. 1-11, Bucuresti
- POWELL, A.J., (Ed.), 1992, A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysta. *Brit. Micropal. Soc., Publ. Ser.*, 1-289, Chapman&Hall, London, New York, Tokyo, Melbourne
- RIDING, J.E., 1984, Dinoflagellate Cysts range-top biostratigraphy of the uppermost Triassic to lowermost Cretaceous of Northern Europe. *Palynology*, 8, 195-211, pl. 1-5, Dallas
- ROMANOV, L.F., 1970, Stratigrafia lurskih Otlojenii Dnestrovsko-Prutskogo Mejdurecii. In: *Paleontologia I Stratigrafia Mezokainozoa Moldavskoi SSR*, 3-87, 2 pl., 10 text-fig., *Acad. Nauk Moldavska SSSR*, Chișinău
- SCHULZ, E., 1967, Sporenpaläontologische Untersuchungen Rätoliassisches Schichten im Zentralteil des Germanischen Beckens. *Pal. Abh.*, B, II, 3, 1-627, pl. 1-26, 1 tab., Berlin
- STOVER, L.E., Sarjeant W.A.S., Drugg W.S., 1977, The Jurassic Dinoflagellate genus *Stephanelytron*: Emendation and discussion. *Micropaleontology* 23,3, 330-338, 1 pl., New-York
- VAN HELDEN, B.G.T., 1977, Correlation of Microplankton assemblages with ammonite faunas from the Jurassic Wilkie Point Formation, Prince Patrick Island, District of Franklin. *Geol. Surv. Canada Papers*, 77-1B, 163-171, pl. 33.1-33.2, Ottawa
- WALKER, R.G., MUTTI, E., 1973, Turbidite facies and facies associations. In: *Middleton G.V., Bouma A.H. (eds.), Turbidites and deep-water sedimentation*, 119-157, Los Angeles
- WILLIAMS, G.L., STOVER, L.E., KIDSTON, E.J., 1993, Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic Dinoflagellate taxa in the Northern Hemisphere. *Geol. Surv. Canada*, 92-10, 1-135, pl. 1-14, Appendix A-1, 27 text-Fig, 3 pl., Calgary
- WILSON, J.L., 1975, Carbonate facies in geologic history. *Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York*, 471p.

PLANCHE I

Eléments de la microflore du Rhétien (?) ou Hettangien de la profondeur 177,00-178,00 mètres du forage 5201- Mihail Kogalniceanu

- Fig. 1** *Auritulinasporites* sp.  
Lame 7041/109; 113/56,5; 30µm; f. 1A81.
- Fig. 2** *Dictyophyllidites harrisi* Couper, 1958  
Lame 7041/64; 16,3/118; 38µm; f. 999.
- Fig. 3** *Converrucosisporites luebbenensis* Schulz, 1967  
Lame 7041/108; 112/47,2; 33µm; f. 1A80.
- Fig. 4** cf. *Stereisporites* sp. (ou *Ischyosporites* sp. ?)  
Lame 7041/61; 20,5/105,8; 33µm; f. 1A80.
- Fig. 5** Spore non-identifiée  
Lame 7041/4; 125,1/58,9; 38µm; f. 1A79.
- Fig. 6** *Anapiculatisporites* sp.  
Lame 7041/65; 11,6/96,2; 60µm; f. 999.
- Fig. 7** *Annulispora cicatricosa* (Rogalska, 1954) Morbey, 1975  
Lame 7041/6; 109,6/64,3; 23µm; f. 1A79.
- Fig. 8** *Stereisporites perforatus* Leschik, 1955  
Lame 7041/4; 7/108,3; 25µm; f. 997.
- Fig. 9** *Lycopodiumsporites* sp.  
Lame 7041/106; 114,9/69,5; 30µm; 1A81.
- Fig. 10** Spore cavate non identifiée  
Lame 7041/103; 123,9/69; 34µm; f. 1A81.
- Fig. 11** *Lycospora* sp.  
Lame 7041/110; 105,5/59,2; 25µm; f. 1A80.
- Fig. 12** *Circulina meyeriana* (Klaus, 1954) Góczán et Venkatachala, 1964  
(= *Gliscopollis meyeriana* Klaus, 1954) Venkatachala, 1966)  
Lame 7041/62; 18/106,9; 30µm; f. 997.
- Fig. 13** cf. *Densoisporites fissus* (Reinhardt, 1964) Schulz, 1967  
Lame 7041/108; 104/45,2; 39µm; f. 1A80.
- Fig. 14** cf. *Densoisporites fissus* (Reinhardt, 1964) Schulz, 1967  
Lame 7041/104; 12/104; 33µm; f. 1A80.
- Fig. 15** *Striatites* sp.  
Lame 7041/5; 5/115,1; 58µm; f. 999.
- Fig. 16** *Acritarcha* type 1  
Lame 7041/108; 127/60,9; 30µm; f. 1A80.
- Fig. 17** *Paleopicea* sp.  
Lame 7041/64; 5,4/109,3; 150µm; f. 997.

Les exemplaires illustrés se trouvent dans la Collection du Laboratoire de Palynologie de l'Institut Géologique de Roumanie – Bucarest. Les coordonnées des exemplaires illustrés sont prises au microscope Zeiss-Amplival 151311 (5/115,1) ou au microscope IOR 0325-0035 (127/60,9).

PLANCHE II

Eléments de la microflore du Rhétien (?) ou Hettangien de la profondeur 177,00-178,00 mètres du forage 5201- Mihail Kogalniceanu

- Figs. 1, 3** *Acritarche* type 1  
Fig. 1, lame 7041/6; 125,54; 50µm; f. 1A79.  
Fig. 3, lame 7041/6; 10/114,4; 30 µm; f. 999.
- Fig. 2** *Acritarche* type 2  
Lame 7041/108; 126,7/51,3; 50 µm; f. 1A80.

**Fig. 4** *Micrhystridium* sp.

Lame 7041/63; 125,4/66,1; 25 µm; f. 1A81.

**Fig. 5** Dinoflagellé ex gr. *Comparodinium-Parvocysta-Reutlingia* (?)

Lame 7041/110; 112,5/51; 40µm; f. 1A81.

**Fig. 6** Microforaminifère chitineux

Lame 7041/109; 105/66,2; 100µm; f. 1A81.

Eléments de la microflore de l'intervalle Toarcien-Bajocien (pas précisé) des profondeurs 162,00 mètres (échantillon 7039) et 163,00 mètres (échantillon 7040) du forage 5201-Mihail Kogalniceanu.

**Fig. 7** *Nannoceratopsis senex* Van Helden, 1977

Lame 7040/6; 9/103,1; 68µm; f. 997.

**Figs. 8, 9** *Nannoceratopsis gracilis* (Alberti, 1961) Evitt, 1962

Fig. 8, lame 7039/50; 21/108; 55µm; f. 997.

Fig. 9, lame 7040/50; 15/101,2; 70µm; f. 997.

Eléments de la microflore de l'intervalle Aalénien (pas précisé), galerie Ceamurlia, 723 mètres.

**Fig. 10** *Obtusisporis junctum* (Kara-Murza, 1949) Pocock, 1971

Lame 1028A/57; 16,6/103,5; 35µm; f. 996.

**Fig. 11** *Cyathidites minor* Couper, 1958

Lame 1028A/57; 16,6/103,5; 35µm; f. 996.

**Fig. 12** *Contignisporites problematicus* (Couper, 1958) Döring, 1966 ex Ilina, 1973  
(Pl. I, figs. 10, 11)

Lame 1028A/51; 2,5/106,2; 40µm; f. 996.

### PLANCHE III

#### Eléments de la microflore de l'intervalle Aalénien - Bajocien (pas précisé) de la Galerie Ceamurlia, profondeur 723,00 mètres

**Fig. 1** *Nannoceratopsis gracilis* (Alberti, 1961) Evitt, 1962

Lame 1028A/51; 16,5/110; 88µm; f. 998.

**Figs. 2, 3** *Nannoceratopsis* sp. cf. *N. spiculata* Stover, 1966

Fig. 2, lame 1028A/57; 19,5/109; 87µm; f. 998.

Fig. 3, lame 1028A/50; 10,5/113,2; 88µm; f. 998.

**Fig. 4** *Murospora florida* (Balme, 1957) Pocock, 1971

Lame 1028A/57; 14/111,2; 60µm; f. 996.

**Fig. 6** *Pareodinia* sp. cf. *P. prolongata* Sarjeant, 1959

Lame 1028A/6; 23,2/117; 100µm; f. 996.

Eléments de la microflore de l'intervalle Toarcien-Jurassique moyen (pas précisé) de la Galerie Ceamurlia, profondeur 833,00 mètres.

**Fig. 5** Tetrade de *Classopolis classoides* (Pflug, 1953) Pocock et Jansonius, 1961  
(= *Classopolis torosus* (Reissinger, 1950) Balbe, 1957 emend Morbey, 1975)

Lame 1056A/1; 20,3/106; 45µm; f. 997.

**Fig. 7** *Ischyosporites variegatus* (Couper, 1958) Schulz, 1967

Lame 1056/1; 20/102,2; 48µm; f. 997.

**Fig. 9** *Callialasporites turbatus* (Balme, 1957) Schulz, 1967

Lame 1056A/5; 13,2/105,7; 70µm; f. 998.

**Fig. 10** *Classopolis classoides* (Pflug, 1953) Pocock et Jansonius, 1961

Lame 1056A/6; 19,3/120,4; 40µm; f. 999.

Eléments de la microflore de l'intervalle Aalénien-Bajocien (pas précisé) de la profondeur de 317,80, forage 63.660/34-Topolog.

- Fig. 8** Dinoflagellé non identifié  
Lame 1A8/2; 13/115,9; 60µm; f.997.

#### PLANCHE IV

##### Eléments de la microflore de l'intervalle Aalénien - Bajocien (pas précisé) de la profondeur de 317,80 mètres, forage 63.660/34 - Topolog

- Fig. 1** *Nannoceratopsis gracilis* (Alberti, 1961) Evitt, 1962  
Lame 1A8/22; 10,5/91; 68µm; f. 997.
- Fig. 3** *Callialasporites segmentatus* (Balme, 1957) Srivastava, 1963  
Lame 1A8/1; 4,6/114,6; 58µm; f. 997.
- Fig. 7** *Callialasporites* sp. cf. *C. triletus* Singh, Srivastava et Roy, 1967  
Lame 1A/2; 11,9/114,4; 75µm; f. 997.

Eléments de la microflore de l'intervalle Aalénien-Bajocien (pas précisé) de la profondeur 228,00-232,00 mètres, forage 2-Razelm.

- Fig. 2** *Nannoceratopsis senex* Van Helden, 1978  
Lame 2A82/73; 120,1/58,1; 70µm; f. 6A35.

Eléments de la microflore de l'intervalle Bajocien-Bathonien inférieur (pas précisé) de la profondeur de 418,00 mètres, forage Maliuc.

- Fig. 5** *Carpathodinium predae* (Beju, 1971) Drugg, 1978  
Lame 4142/3; 120,2/60; 63µm; f. 6A36.

Eléments de la microflore de l'intervalle Bathonien supérieur-Oxfordien (pas précisé) de la profondeur de 857,00 mètres, galerie Ceamurlia.

- Fig. 4** Cf. *Pareodinia* sp.  
Lame 1A64/4; 6/96/ 70µm; f. 1A12.
- Fig. 6** *Chytroeisphaeridia chytrooides* (Sarjeant, 1962) Downie et Sarjeant, 1965  
Emend. Davey, 1979  
Lame 1A64/2; 22/110; 43µm; f.1A12.
- Figs. 8, 9** *Tubotuberella* sp. ex gr. *Tubotuberella eisenackii* (Deflandre, 1938)  
Stower et Evitt, 1978 – *Tubotuberella dentata* Raynaud, 1978 --  
*Tubotuberella sphaerocephalis* Vozzhennikova, 1967  
Lame 1A64/22; 19,9/112,2; 75µm; f. 1A12.

#### PLANCHE V

##### Eléments de la microflore de l'intervalle Bathonien supérieur-Oxfordien (pas précisé) de la profondeur de 857,00 mètres de la galerie Ceamurlia

- Fig. 1** Dinoflagellé chorate non identifié  
Lame 1A64/20; 20/95; 150µm; f. 1A10.
- Fig. 2** *Ctenidodinium* sp.  
Lame 1A64/2; 22/110; 100µm; f. 1A12.
- Fig. 3** *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* var. *longicornis* (Deflandre, 1938)  
Sarjeant, 1982  
Lame 1A64/22; 18/108; 83µm; f. 1A12.
- Fig. 4** Dinoflagellé non identifié  
Lame 1A64/22; 1,8/106,9; 75µm; f. 1A12.
- Fig. 5** *Ctenidodinium* sp.  
Lame 1A64/3; 13/116,5; 60µm; f. 1A12.

- Fig. 6** Dinoflagellé non identifié (cf. *Korystocysta*?)  
Lame 1A64/3; 13/116,5; 60µm; f. 1A12.

Eléments de la microflore du Kimméridgien inférieur de la profondeur d'environ 100 mètres, forage CL-67-676, du cordon de sable Caraorman.

- Fig. 7** *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *jurassica* (Deflandre, 1938) Norris et Sarjeant, 1982  
Lame 3A973/1; 120,9/57,5; 70µm; f. 6A33.
- Fig. 8** *Ctenidodinium* sp.  
Lame 3A973/1; 120/43,5; 110µm; f. 6A33.
- Fig. 9** Dinoflagellé non identifié  
Lame 3A973/6; 110,2/56,5; 95µm; f. 6A35.

#### PLANCHE VI

Eléments de la microflore du Kimméridgien inférieur de la profondeur d'environ 100 mètres, forage CL- 67- 676, cordon de sable Caraorman

- Figs. 1, 3** *Stephanelytron scarburghense* Stover, Sarjeant et Drugg, 1977  
Lame 3A973/1; 116,3/45; 60µm; f. 6A33.
- Fig. 2** *Rhyncodiniopsis cladophora* subsp. *extensa* (Klement, 1960) Below, 1981.  
Détail. Lame 3A973/11; 112/56,5; 90µm; f. 6A35.
- Fig. 4** *Gonyaulacysta jurassica* var. *longicornis* (Deflandre, 1938) Sarjeant, 1982  
Lame 3A973/1; 114/53,9; 80µm; f. 6A33.
- Fig. 5** *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *jurassica* var. *jurassica* (Deflandre, 1938) Norris et Sarjeant, 1965 emend. Sarjeant, 1982  
Lame 3A973/1; 107,9/63; 93 µm; f. 6A33.
- Fig. 6** *Pareodinia* sp.  
Lame 3A973/1; 122/47,2; 88µm; f. A34.
- Fig. 7** *Sirmiodinium grossi* (Alberti, 1961) Warren, 1973  
Lame 3A973/11; 116,9/46,5; 85µm; f. 6A34.
- Fig. 8** cf. *Scriniodinium inritibile* Riley (dans Fischer et Riley, 1980)  
Lame 3A973/11; 116,9/46,5; 86µm; f. 6A34.

#### PLANCHE VII

Eléments de la microflore du Kimméridgien inférieur de la profondeur d'environ 100 mètres, forage CL- 67- 676, cordon de sable Caraorman

- Fig. 1** *Rhyncodiniopsis cladophora* subsp. *extensa* (Klement, 1960) Below, 1981  
Lame 3A973/11; 112/56,5; 90µm; f. 6A35.
- Fig. 2** *Occisucysta* sp.  
Lame 3A973/1; 105,8/49,8; 70 µm; f. 6A34.
- Fig. 3** *Cometodinium* sp.  
Lame 3A973/1; 109,1/51,2; 65 µm; f. 6A34.
- Fig. 4** *Chytroeisphaeridia chytroeides* (Sarjeant, 1962) Downie et Sarjeant, 1965 emend Devey, 1979  
Lame 3A973/1; 111/47,2; 43µm; f. 6A33.
- Figs. 5, 6** *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adepta* var. *longicornis* (Deflandre, 1938) Sarjeant, 1982  
Lame 3A973/6; 116/59,1; 90 µm; f. 6A33.
- Fig. 7** *Scriniodinium crystalinum* (Deflandre, 1938) Klement, 1960  
Lame 3A973/1; 107/56,5; 88µm; f. 6A33.
- Fig. 8** *Scriniodinium* sp.  
Lame 3A973/6; 107/61,3; 83µm; f. 6A33.

PLANCHE I

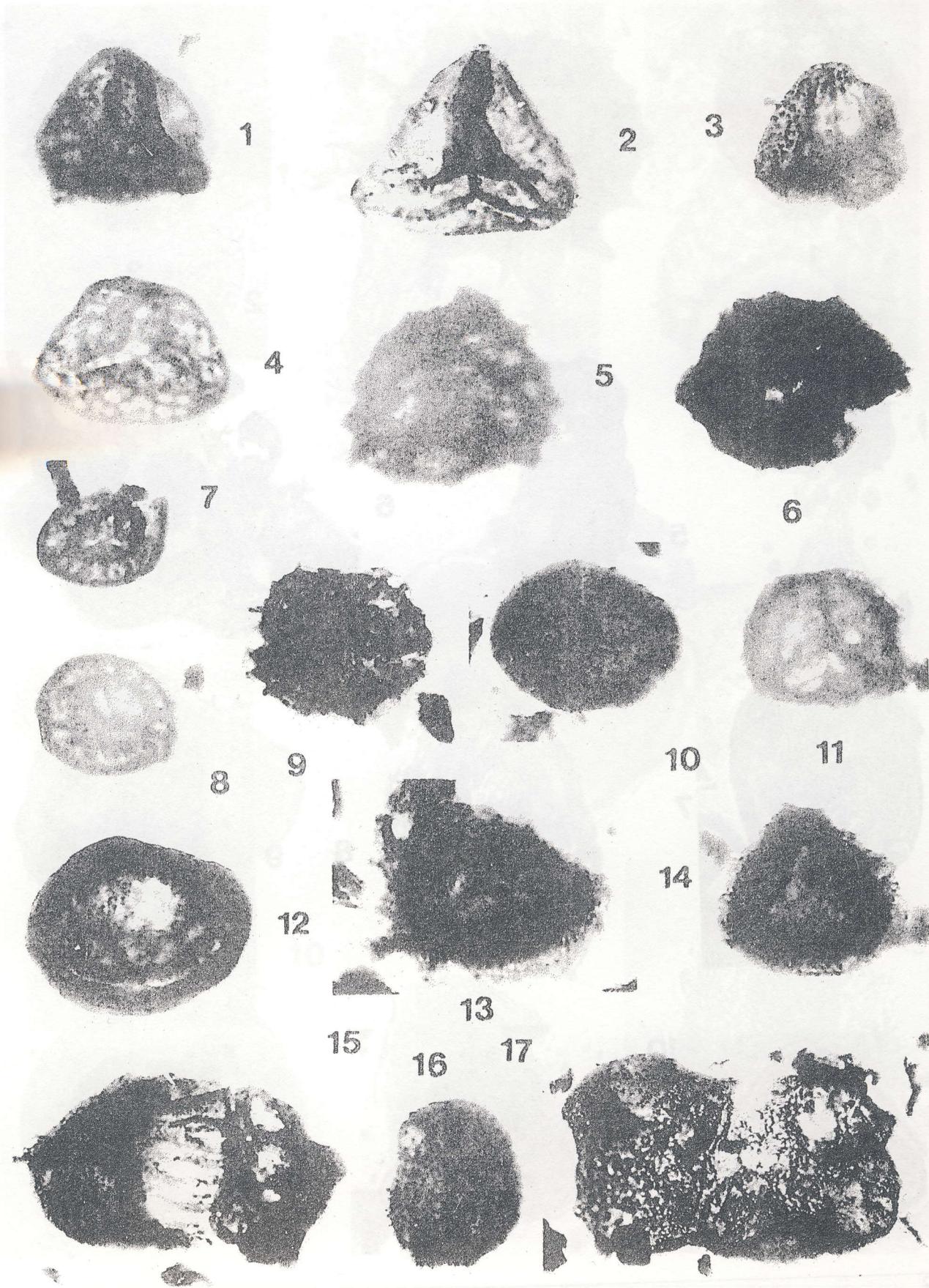


PLANCHE II

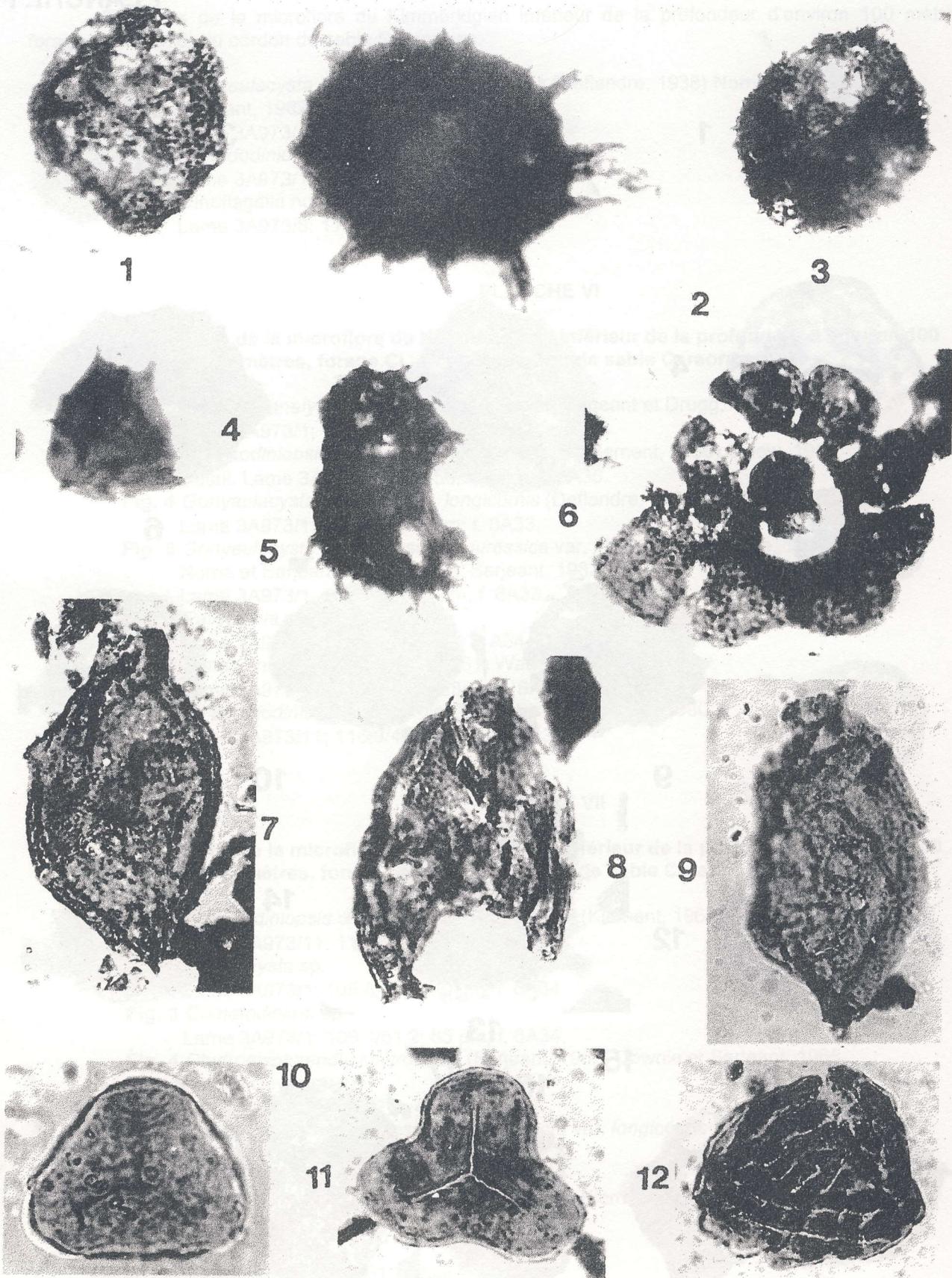
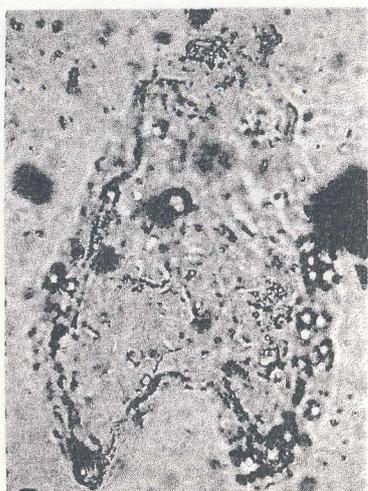
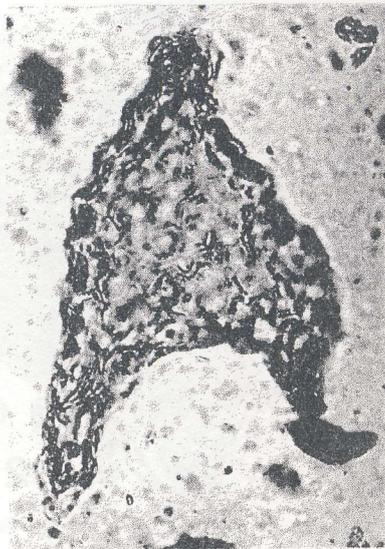


PLANCHE III



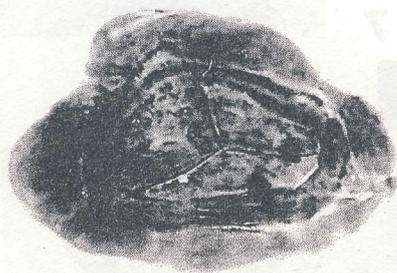
1



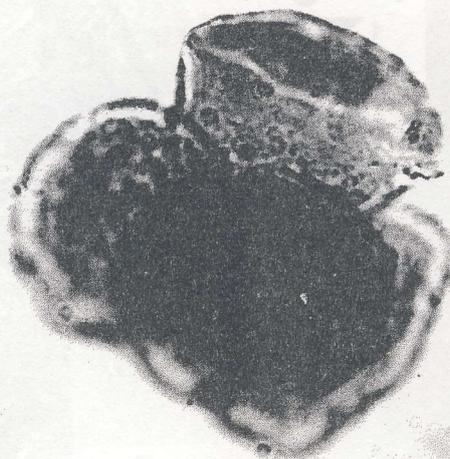
2



3



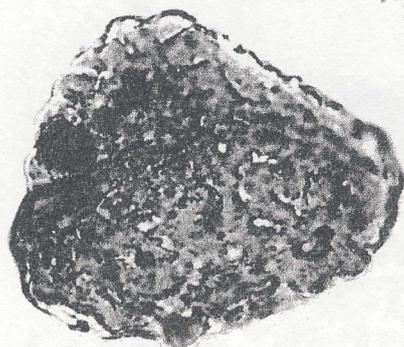
4



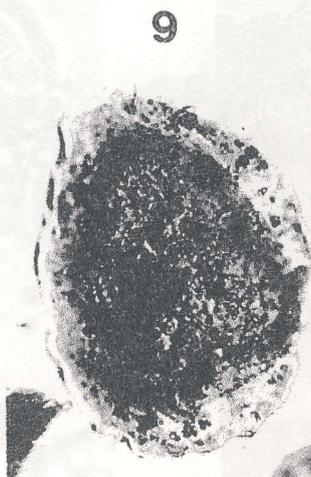
5



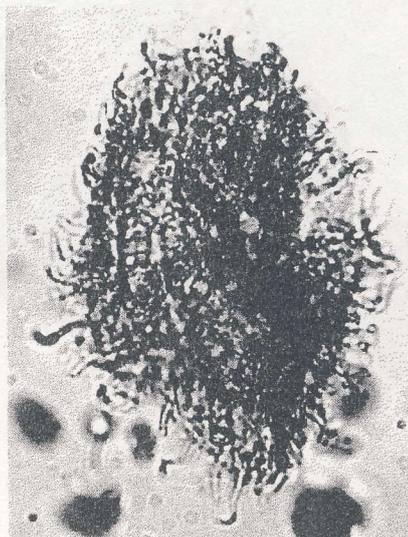
6



7



9



8



10

PLANCHE IV

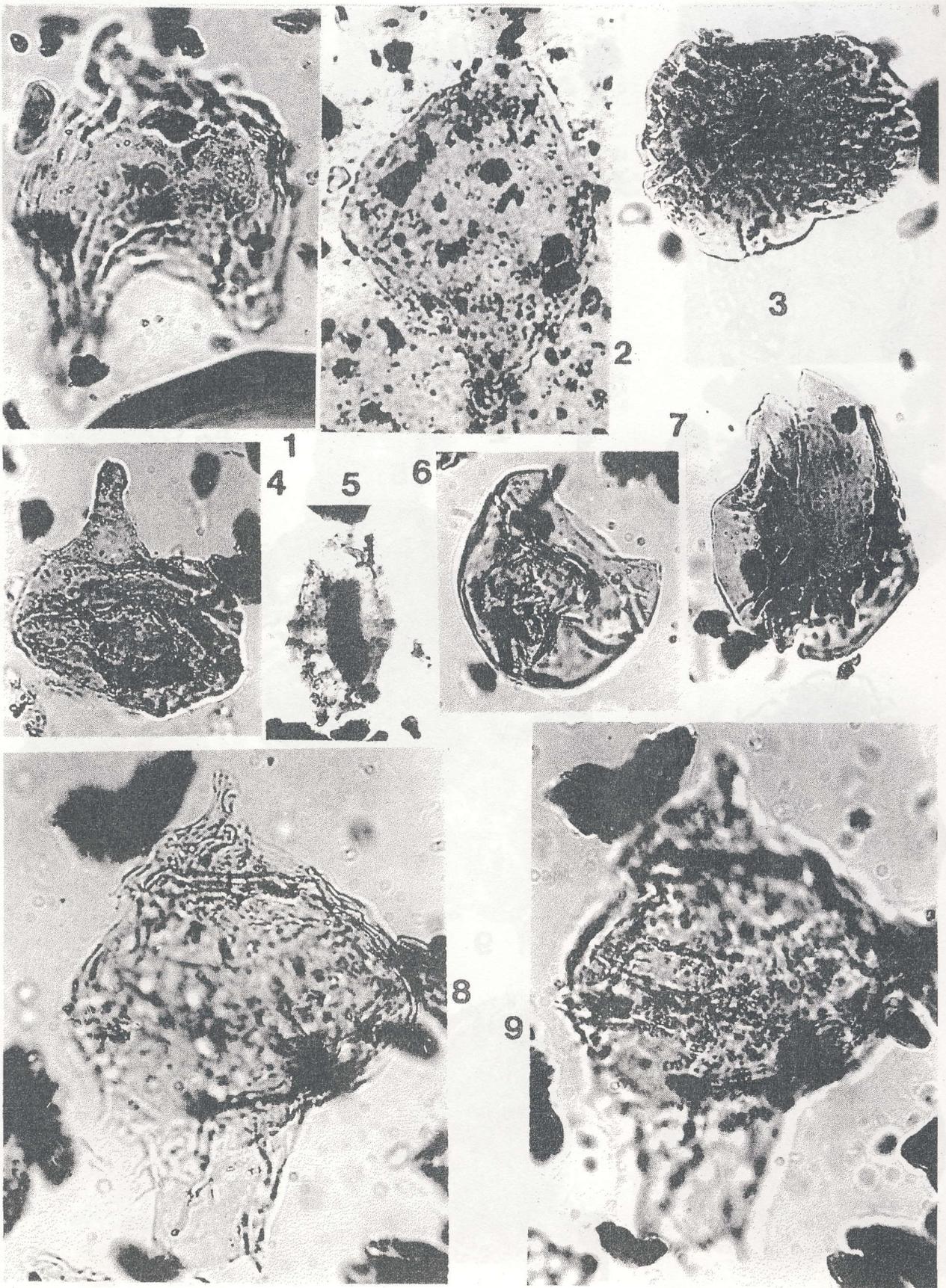


PLANCHE V

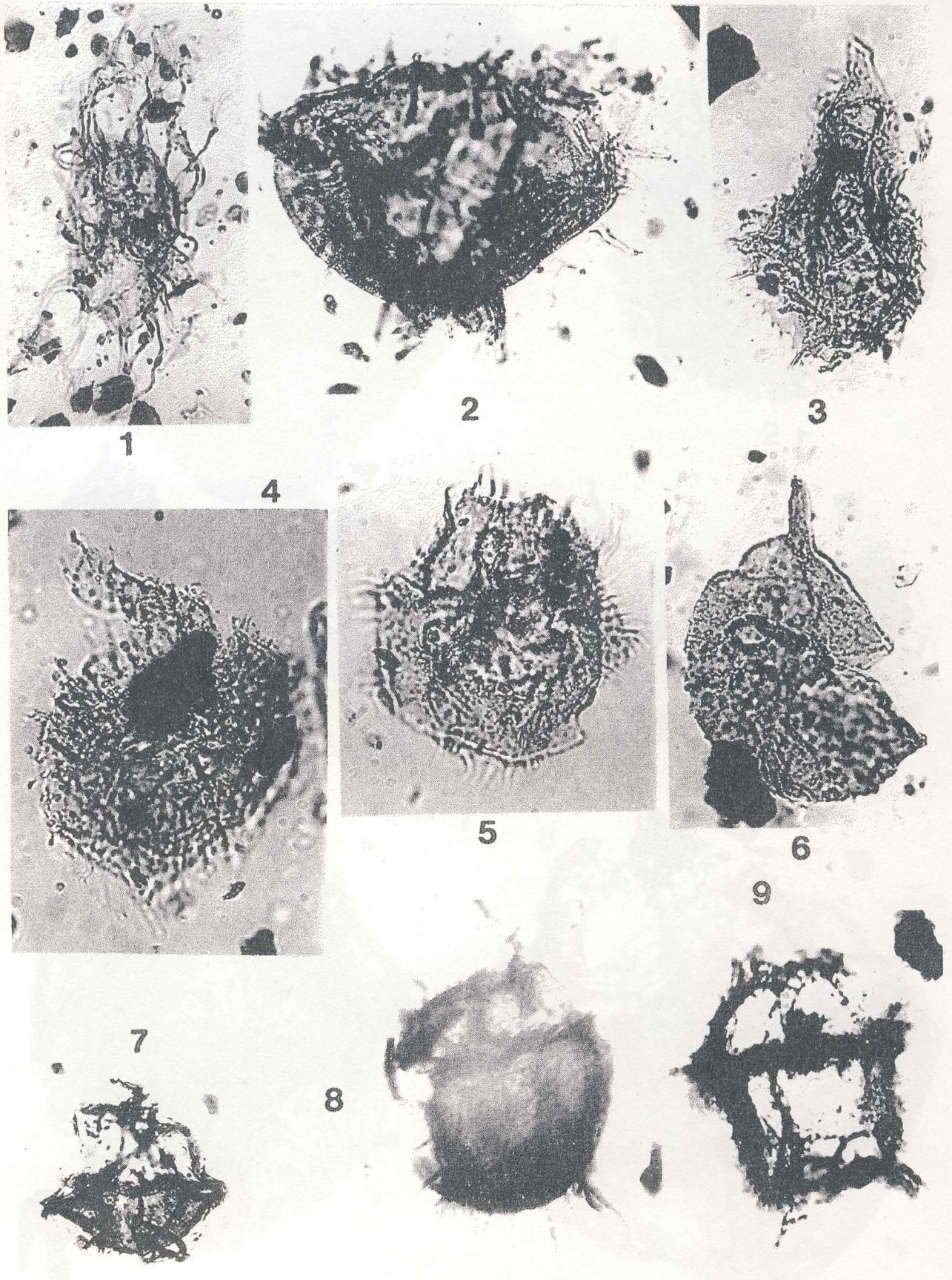


PLANCHE VI

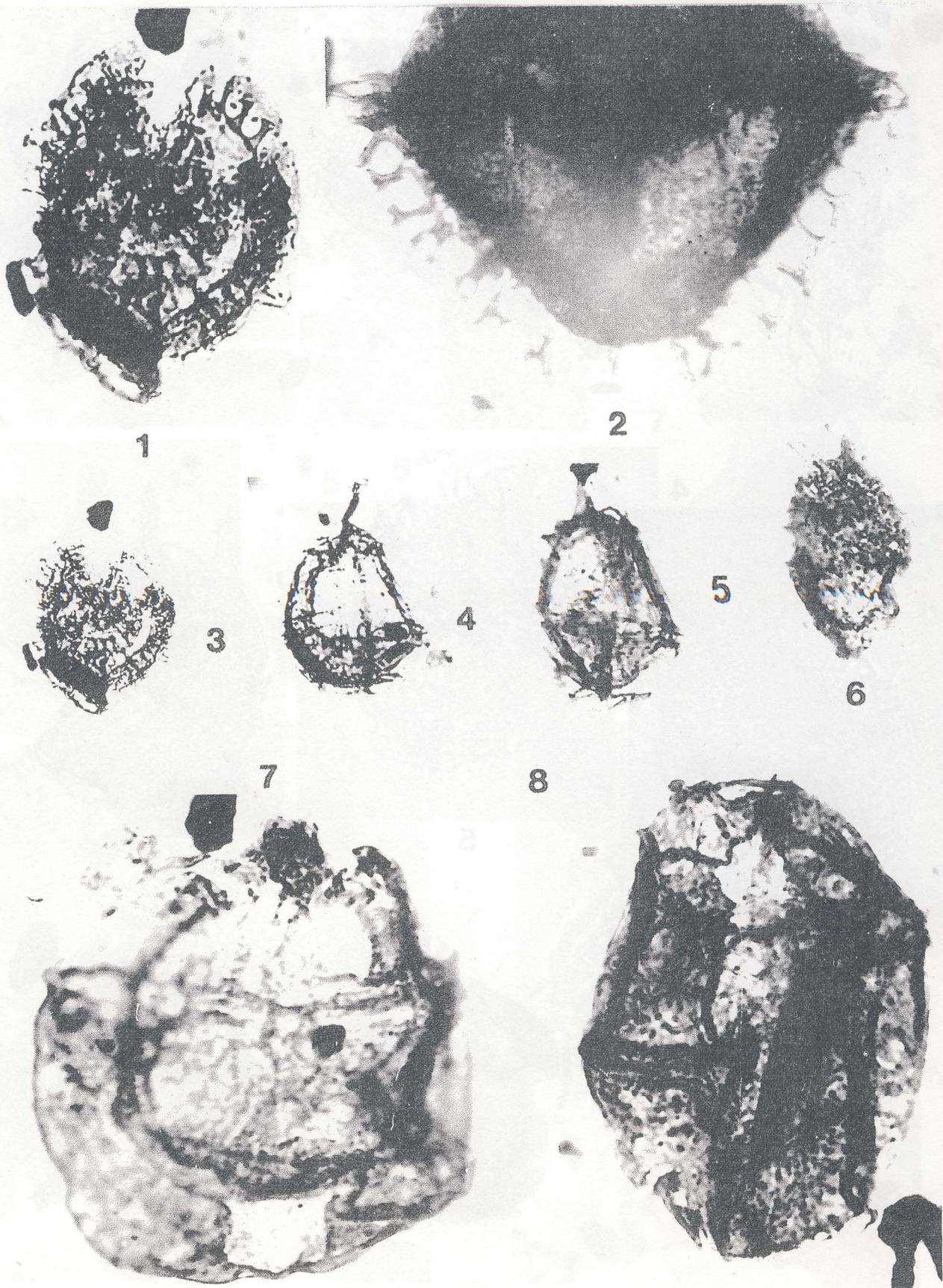


PLANCHE VII

