

| | | | | | |
|--------------------------|-------|------|-----------|----------|-------------|
| Riv. It. Paleont. Strat. | v. 96 | n. 1 | pp. 21-38 | tav. 4-6 | Maggio 1990 |
|--------------------------|-------|------|-----------|----------|-------------|

UN ASPECT DE LA PLATE-FORME CARBONATEE TRIASIQUE DANS LES HELLENIDES INTERNES: LE CHAÎNON D'OREOKASTRO

FRANÇOIS BAROZ*, ROSSANA MARTINI** & LOUISETTE ZANINETTI***

Key-words: Internal Hellenides, Peonias Zone, Aspro Vrissi-Chortiatis Unit, Oreokastro, Triassic, Stratigraphy, Sedimentology, Foraminifera.

Riassunto. A nord di Tessalonica, tra la strada Tessalonica-Langhadas e la valle di Gallikos, la piccola catena montuosa di Oreokastro si allunga su circa 12 km seguendo una direzione NW-SE. La sua dorsale è costituita da calcari triassici che fanno l'oggetto di questo studio. L'analisi micropaleontologica, stratigrafica e sedimentologica ha permesso di distinguere due successioni stratigrafiche, l'una caratterizzata da associazioni di Foraminiferi del Triassico inferiore, l'altra da microfaune attribuibili al Triassico medio (Anisico).

Résumé. Au N de Tessalonique, entre la route Tessalonique-Langhadas et la vallée du Gallikos, le petit chaînon d'Oréokastro s'allonge sur environ 12 km suivant une direction NW-SE. Sa dorsale est constituée par des calcaires triassiques qui font l'objet de cette étude. L'analyse micropaléontologique, stratigraphique et sédimentologique a permis de distinguer deux séries stratigraphiques, l'une caractérisée par des associations de Foraminifères du Trias inférieur, l'autre par des microfaunes attribuables au Trias moyen (Anisien).

Cadre géostructural.

Dans le schéma structural de la zone du Vardar (Kossmat, 1924), le chaînon d'Oréokastro appartient à l'Unité d'Aspro Vrissi, dans la zone la plus interne des Hellenides ou zone de Péonias (Mercier, 1968; Mercier et al., 1975). Cette unité a été étendue en Chalcidique sous le nom d'Unité d'Aspro Vrissi-Chortiatis dans un domaine géotectonique défini, la ceinture circum-Rhodope (Kauffmann et al., 1976).

Les calcaires du chaînon d'Oréokastro se présentent en écailles tectoniques empilées à pendage E, chevauchant vers l'W le flysch du Groupe de Svoula dont le dépôt est compris entre le Lias supérieur et le début du Jurassique supérieur (Kauffmann et al., 1976). Vers l'E les calcaires disparaissent sous des "shales" à interstratification de

* Laboratoire de Pétrologie, Université de Nancy I, B.P. 239, 54506 Vandoeuvre-les-Nancy, France.

** Département de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, 1211 Genève 4, Suisse.

*** Département de Géologie et Paléontologie et Département de Zoologie, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, 1211 Genève 4, Suisse.

radiolarites et de basaltes attribués sans preuve certaine au Jurassique inférieur et moyen (Fig. 1).

Selon Kauffmann et al. (1976), les calcaires d'Oréokastro représentent une série néritique, pour ces auteurs en position inverse, débutant dans la partie supérieure du

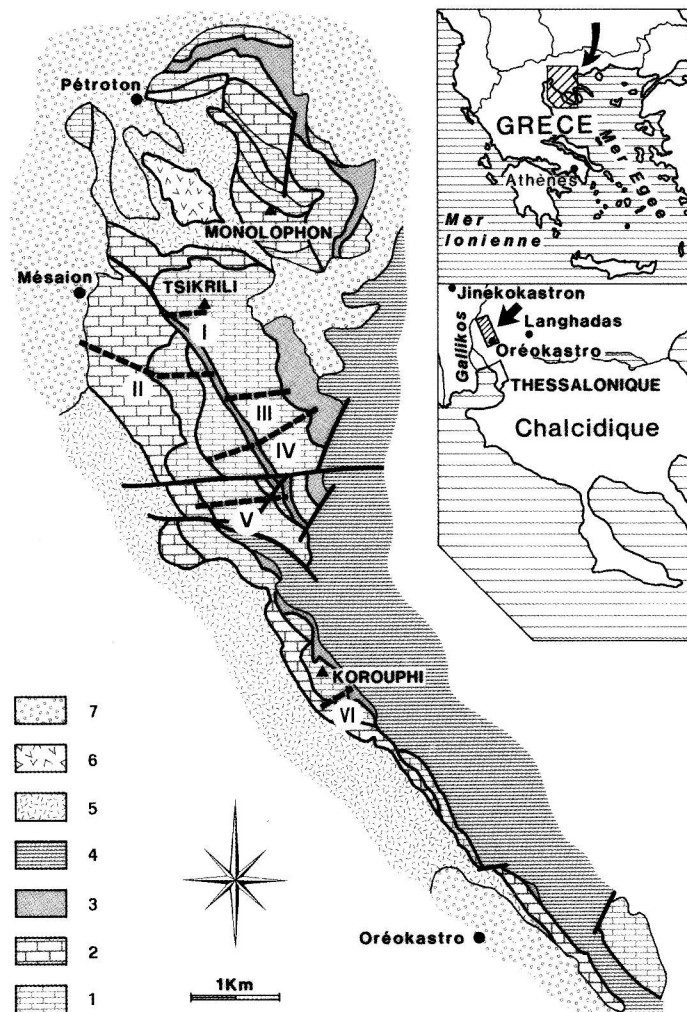


Fig. 1 - Carte géologique structurale du chaînon d'Oréokastro montrant la localisation des coupes (I à VI). - Legenda: 1) Trias inférieur: calcaires en plaquettes inférieures, calcarénites gréseuses, calcaires intermédiaires, calcaires en plaquettes supérieurs; 2) Trias moyen (Anisien): calcaires massifs; 3) grès roses et rhyolites; 4) "shales" et radiolarites; 5) Flysch de Svoula; 6) Serpentinites; 7) Quaternaire.

Trias inférieur avec *Neospathodus homeri* (Bender) et *Meandrospira pusilla* (Ho) et atteignant peut-être le Jurassique inférieur caractérisé par une rare faune d'Ostracodes (Mercier, 1968). Ces calcaires appartiennent à une bande d'affleurements discontinue qui s'étire depuis Jinekokastron au NW jusqu'à Galatista au SE et se prolonge peut-être au-delà au Mont Athos. Plus à l'E, vers le massif serbo-macédonien, deux autres bandes d'affleurements triasiques ont été décrites. Ce sont successivement d'W en E, dans l'Unité de Melissochori-Cholomon, les Formations de Megali Sterna (Mercier, 1968) et le membre calcaire de la Formation de Svoula (Kockel et al., 1971), qui ont un caractère pélagique et sont datées du Norien supérieur par une faune de Foraminifères et de Conodontes, et dans l'Unité de Dévé Koran-Doubia, le long du massif serbo-macédonien, une série calcaire néritique dans laquelle un Carnien à Conodontes a été reconnu (Kauffmann et al., 1976).

Lithostratigraphie.

Au cours de la cartographie détaillée au 1/50 000e du chaînon d'Oréokastro, plusieurs coupes ont été levées en particulier dans la région du Mont Tsikrili où les calcaires offrent leur plus grande largeur d'affleurement et un moindre degré de tectonisation (Fig. 1). Les conditions d'affleurement n'ont pas permis une observation banc à banc et l'échantillonnage a été réalisé de manière subjective. Ces coupes ont mis en évidence des lithotypes qui ont été suivis latéralement dans toute la région cartographiée.

En raison de la rareté de la toponymie présente sur la carte géologique de la région (Feuille de Kilkis, 1/50 000e, I.G.M.E., 1978), ces différents lithotypes sont désignés, dans un ordre stratigraphique de bas en haut, sous les noms suivants (Fig. 3):

- calcaires en plaquettes inférieurs
- calcarénites gréseuses
- calcaires intermédiaires
- calcaires en plaquettes supérieurs
- calcaires massifs.

La série comprenant les calcaires en plaquettes inférieurs jusqu'aux calcaires intermédiaires contient des Foraminifères du Trias inférieur; elle est surmontée par les calcaires en plaquettes supérieurs, d'âge indéterminé (Trias inférieur à moyen ?), et l'ensemble repose en position normale, avec un contact tectonique, soit sur les calcaires massifs d'âge triasique moyen (Anisien), soit sur des grès rhyolitiques roses attribués avec doute au Permo-Trias (Fig. 2).

Calcaires en plaquettes inférieurs.

Cette série, d'âge triasique inférieur, présente une grande extension; elle a été observée dans toutes les coupes sous un faciès constant, avec des épaisseurs cependant variables (50 à 100 m) car elle est toujours en contact tectonique vers le bas, soit avec les

Ces roches correspondent à de la micrite à texture mudstone, très pauvre (<5%) en matériel terrigène fin (0,04 à 0,08 mm) représenté par du quartz, des granules d'opaques et des micas blancs. Les bioclastes, rares, sont des débris de Bivalves à tests minces, des entroques, des Ostracodes mal conservés de petite taille (0,20 mm) et des Foraminifères. Les structures sédimentaires primaires offrent une certaine variété. Dans les calcaires en bancs minces, des laminites très régulières ont été observées. Dans les passées en plaquettes, les éléments calcaires ont des formes diverses impliquant souvent une certaine plasticité. Certains présentent des fentes de synérèse et ils se disposent les uns par rapport aux autres, soit selon un mode régulier résultant du développement de "mud cracks" et de "sheet cracks", soit selon un mode chaotique dû à une bréchification par dissolution d'évaporites. Dans ces brèches d'effondrement la matrice micritique, teintée de rouge par des oxydes de fer, est parcourue par de minces filets convolutés de calcite en petites fibres bien orientées formant des flammèches et passant par place à un feutrage de cristaux fibreux de quartzine, par des veines de calcite prismatique associée à de la calcédonite et par des filonnets de calcite spathique en position de vide qui évoquent l'épigénie et la dissolution de gypse. Les transformations diagénétiques sont aussi caractérisées, dans les zones recristallisées, par la présence de quartz et de feldspath authigènes.

Calcarénites gréseuses.

Elles succèdent en continuité stratigraphique à la série des plaquettes inférieures et constituent, en raison de leur caractère détritique et de leur couleur rousse, un bon horizon de repère. Cependant, leur extension n'est peut-être pas générale puisqu'elles n'ont pas été reconnues au Mont Korouphi (Fig. 2; coupe VI). De plus, leur épaisseur est variable (10 à 20 m).

Deux types de faciès ont été observés en succession verticale ou en variation latérale. L'un est constitué par des calcarénites quartzzeuses (Fig. 2; coupes I, III, IV et V), l'autre par un ensemble de lutites et de siltites argilo-calcaires (Fig. 2; coupes I, II et IV). Les calcarénites se présentent en petits bancs réguliers de 5 à 30 cm, parfois bicolores roux-gris-bleu, limités par des joints ou de minces bancs de lutites feuilletées. A l'ensemble des lutites et siltites feuilletées ocre-jaune sont associées de minces plaquettes (1 cm) de calcaire argileux jaune verdâtre. Certains niveaux sont riches en terriers.

Les calcarénites sont le plus souvent fines, à éléments jointifs dont la taille n'excède que rarement 0,10 mm. Ceux-ci sont orientés suivant leur allongement mais les granoclasses sont rares. Elles sont constituées en proportions variables par des grains de calcite trouble, des rhomboèdres plus ou moins complets de dolomite rousse et des granules d'opaques oxydés. Les quartz ne représentent jamais plus de 15% de la roche et les micas (muscovite) sont encore plus rares. Quelques bioclastes (Ostracodes, entroques) ont été observés. Par contre, certains échantillons contiennent une riche faune de Foraminifères. La matrice peu abondante est micritique et dans certaines zones recristallisées ou dans des filonnets de spathite peuvent se développer des minéraux de néogénèse: dolomite, quartz, feldspath.

Dans les faciès feuilletés les plus fins, les plaquettes calcaires sont formées de micrite argileuse hétérogène à structure nébuleuse ou bioturbée contenant quelques quartz très fins (<0,06 mm). Le fond de la roche peut par place être constitué par une association intime de micrite et de fins cristaux de quartzine. Ailleurs, la quartzine peut se rassembler dans des lamines argileuses dont les épontes sont frangées de calcite prismatique. Des remplissages de vide par de la calcite sont observés ainsi que des néogénèses de quartz et de feldspath. Les fragments de mégafossiles et les microfaunes sont rares.

Les calcaires intermédiaires.

Ils succèdent en continuité aux faciès calcarénitiques et contiennent près de leur contact une faible charge de détritique terrigène (quartz). Ils sont en dalles massives (50 cm à 2 m) parfois lapiazées et déterminent une saillie dans la topographie.

Ces calcaires gris-beige, épais d'environ 60 m, sont des biomicrites et microsparites graveleuses et pelleteïdales à texture wackestone-packstone. Les bioclastes, nombreux mais le plus souvent indéterminables, sont représentés par des fragments de Bivalves, parfois à test épais, et par des entroques partiellement micritisées formant localement des niveaux d'entroquites. Quelques oolites micritisées et des nodules algaires à coeur épigénisé par des rhomboédres de dolomite sont observés. La microfaune est représentée par de rares petits Ostracodes (0,2 à 0,3 mm) et par des Foraminifères.

A l'approche des calcaires en plaquettes supérieurs, les processus de dolomitisation prennent de plus en plus d'ampleur et les rhomboédres de dolomite rousse d'abord dispersés se regroupent ensuite en agrégats et localement en lentilles métriques de dolospathite.

Calcaires en plaquettes supérieurs.

Cette série qui succède normalement aux calcaires intermédiaires a une extension régionale beaucoup plus réduite que les autres lithotypes. Elle n'est bien développée qu'au niveau des coupes II, III et IV où son épaisseur maximale (65 m) est limitée par un contact tectonique avec les grès roses à rhyolite (Fig. 2).

Elle est constituée de calcaires feuilletés ou noduleux beiges et parfois verdâtres à débit en plaquettes d'une épaisseur de 0,5 à 5 cm, formant des passées métriques entre des dalles épaisses de 20 cm à 1 m de calcaires gris ou noirs à structure souvent laminée. Ces derniers peuvent aussi se regrouper en barres lapiazées puissantes de 15 à 20 m.

Les calcaires feuilletés et noduleux sont des micrites impures argileuses, à texture mudstone, s'enrichissant à certains niveaux d'une faible charge (<5%) de matériel terrigène fin (quartz, muscovite). Elles sont parcourues par des passées irrégulières et convolutées évoquant des plans de mouvement, constituées par l'association d'argiles teintées d'oxyde, de granules d'opaques, de petites veines de calcite prismatique et de flaques ou de nodules de quartzine mélangée à de la calcite finement cristalline pouvant résulter de l'épigénie de gypse. Dans ces passées, des quartz et des albites authigènes ont été observés. Le faciès, qui évoque des conditions de confinement marin (présence d'évaporites),

ne contient pas de Foraminifères. On y observe en revanche des Ostracodes et également des fragments d'entroques, celles-ci apparaissant corrodées et remaniées.

Les calcaires en dalles sont des micrites ou dismicrites à texture mudstone-wackestone dans lesquelles la cristallinité souligne souvent de fines lamines. Les éléments figurés sont rares sauf dans certains niveaux qui contiennent des Ostracodes (0,5 à 1 mm) à valves connectées et des débris de tests de Bivalves (?) fins, orientés. Aucun Foraminifère n'a été observé.

Calcaires massifs.

Ils déterminent les zones escarpées du chaînon d'Oréokastro. La série la plus complète s'observe sur le flanc occidental du chaînon (Fig. 2; coupe II) où ces calcaires reposent à l'W en contact tectonique sur le flysch de Svoula et sont chevauchés à l'E par la série plus ancienne mais en position normale des calcaires en plaquettes inférieurs.

Ce sont des calcaires le plus souvent gris-beige avec des passées plus sombres gris-bleu et localement, en particulier au Mont Monolophon, des niveaux de marbres blancs à Polypiers. Ils se présentent le plus souvent en bancs épais de 1 à 2 m et leur puissance maximale observée est de 200 m.

Ces calcaires dans lesquels les recristallisations sont souvent assez développées sont totalement dépourvus de matériel terrigène. Les lithotypes sont variés avec des micrites ou dismicrites et des biomicrites ou biomicrospathites le plus souvent graveleuses et pelletoidales à texture allant des wackestones aux grainstones. Ils sont affectés par une dolomitisation qui n'est qu'exceptionnellement diffuse, mais qui au contraire se limite à certains niveaux de dolospathites grises que l'on peut suivre sur de grandes distances.

On peut y observer en abondance variable des intraclastes et des gravelles, aggrégats et pisolithes micritiques, ainsi que des bioclastes souvent de taille millimétrique: entroques et spicules, Bivalves à tests épais parfois costulés, Gastéropodes turriculés, Polypiers coloniaux, encroûtements algaires, structures réticulées indéterminées, etc. Ces calcaires contiennent une microfaune de Foraminifères et de plus rares Ostracodes.

Micropaléontologie.

L'étude micropaléontologique des calcaires triasiques formant le chaînon d'Oréokastro met en évidence des caractères microfaunistiques qui soulignent les distinctions faites ci-dessus sur un plan lithostratigraphique. Les microfaunes en effet permettent de distinguer deux séries, l'une caractérisée par des associations de Foraminifères du Trias inférieur, la seconde par des microfaunes, probablement en partie dérivées des précédentes, attribuables au Trias moyen (Anisien).

D'un point de vue structural, les calcaires du Trias moyen du chaînon d'Oréokastro, qui sont représentés par les calcaires massifs, sont chevauchés par la série en position normale du Trias inférieur. Comme nous l'avons vu, cette série débute avec les calcaires en plaquettes inférieurs, eux-mêmes surmontés par une séquence comprenant dans

un ordre stratigraphique de bas en haut les calcarénites gréseuses, les calcaires intermédiaires et les calcaires en plaquettes supérieurs. Les trois termes inférieurs de la série contiennent une assez riche microfaune de Foraminifères, celle-ci étant composée d'espèces caractéristiques et largement répandues dans le Trias inférieur téthysien; dès le niveau des calcaires intermédiaires, les associations montrent également des formes de transition possible au Trias moyen. Les lignées évolutives cependant ne peuvent être suivies dans la continuité, en raison de l'absence de Foraminifères dans l'intervalle des calcaires en plaquettes supérieurs. Cette interruption dans la distribution verticale des microfaunes est liée à un certain confinement de la sédimentation carbonatée vers la fin du Trias inférieur (passage à l'Anisien ?), confinement dont témoigne notamment la présence de passées évaporitiques dans les calcaires en plaquettes supérieurs; la seule microfaune de ces calcaires, déposés sous faible tranche d'eau, se compose d'Ostracodes, restés indéterminés, qui forment toutefois des horizons repères.

Les Foraminifères du Trias inférieur.

Ils sont représentés dans le chaînon d'Oréokastro par des formes isolées ou par des associations bien connues dans le Trias de la Téthys occidentale et orientale. Les Foraminifères de la série inférieure s'apparentent en effet aux microfaunes décrites en Chine vers la fin des années 50 (Ho, 1959), et retrouvées depuis en de nombreuses localités téthysiennes, de l'Europe centrale jusqu'en Extrême-Orient. L'élément le plus caractéristique de cette microfaune est *Meandrospira pusilla* (Ho), une espèce attribuée à l'origine au Trias moyen (Ho, 1959), mais dont on sait aujourd'hui qu'elle est plus ancienne, se rapportant au moins en partie au Trias inférieur (He, 1988).

Dans le chaînon d'Oréokastro, c'est au niveau des calcaires en plaquettes inférieurs que se situe la première apparition de *Meandrospira pusilla* (Fig. 3); l'espèce est encore rare à ce niveau et surtout se présente isolément. Ses dimensions sont réduites (diamètre: 0,08 à 0,1 mm), conformes cependant à celles des spécimens-types du Trias de Chine, comme l'est également la structure générale des tests (Pl. 4, fig. 1-3).

Meandrospira pusilla devient plus abondante au passage des calcarénites gréseuses (Pl. 4, fig. 4-6), dans lesquelles elle s'associe à d'autres Foraminifères, à *Arenovidalina amylovoluta* Ho (Pl. 4, fig. 8,9), à des Glomospires proches de *Glomospira sinensis* Ho (Pl. 4, fig. 7) et à des formes porcelanées (?) indéterminées, assez volumineuses (Pl. 4, fig. 10), tentativement attribuées au genre *Hemigordius* (Pl. 4, fig. 10).

Les calcaires intermédiaires, qui font suite stratigraphiquement aux calcarénites gréseuses, constituent les niveaux les plus richement microfossilifères du Trias inférieur du chaînon d'Oréokastro (Fig. 3). On y reconnaît, parmi les Foraminifères, *Glomospira sinensis* Ho (Pl. 4, fig. 21-25) et des formes proches de l'espèce du Trias inférieur de Kocaeli, *Glomospira silensis* Dager (Pl. 4, fig. 19, 20).

Les formes les plus caractéristiques sont toutefois les Méandrospires, qui atteignent à ce niveau leur développement maximum; elles sont désormais représentées non seulement par *Meandrospira pusilla* (Pl. 4, fig. 11, 12), dont la fréquence par ailleurs di-

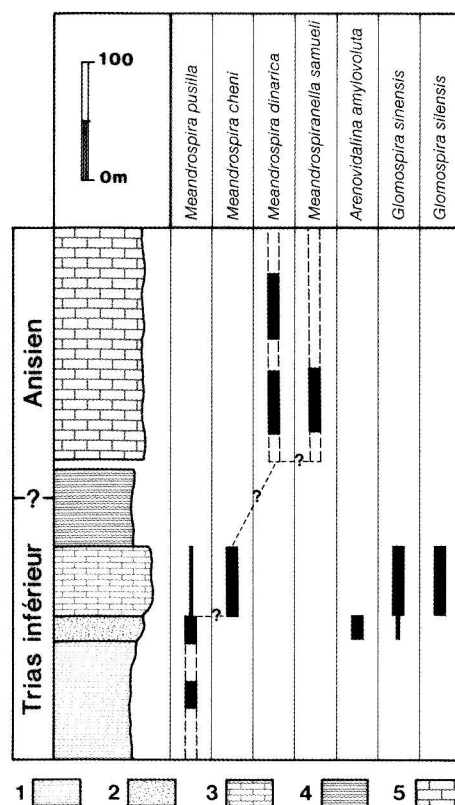


Fig. 3 - Coupe synthétique des calcaires triasiques du chaînon d'Oréokastro et répartition des principales microfaunes. 1) calcaires en plaquettes inférieurs; 2) calcarénites gréseuses; 3) calcaires intermédiaires; 4) calcaires en plaquettes supérieurs; 5) calcaires massifs.

minue (Fig. 3), mais aussi par des formes qui s'en distinguent par un nombre réduit de méandres, en dépit d'une taille plus grande (diamètre: 0,125 à 0,15 mm) (Pl. 4, fig. 13-18). Le deutérolocus élargi de ces Méandrospires, dont résulte précisément le plus gros volume des tests, correspond assez bien à la structure de l'espèce également décrite en Chine, *Meandrospira cheni* (Ho, pl. 8, fig. 16-19), une forme longtemps considérée comme un synonyme de *Meandrospira pusilla*. La distinction et la réhabilitation de l'espèce *cheni* trouvent ici une justification stratigraphique dans le fait que cette Méandrospire est rencontrée en présence de *Meandrospira pusilla*, alors que l'association des deux espèces manque dans les niveaux sous-jacents, où *Meandrospira pusilla* s'observe isolément. L'apparition plus tardive de *Meandrospira cheni* permet donc de reconnaître son identité spécifique et en même temps de concevoir à travers elle l'existence d'un jalon phylogénétique sur la lignée des Méandrospires triasiques. *Meandrospira cheni* se trouve en effet dans une position de transition aussi bien morphologique que stratigraphique entre l'espèce

du Trias inférieur *Meandrospira pusilla* et les formes attribuées à *Meandrospira dinarica* dans les calcaires massifs du Trias moyen. Une séquence évolutive similaire avait déjà été entrevue par Farabegoli, Pisa et Ott (1976) chez les Méandrospires du Trias des Dolomites, séquence qui fut reprise et particulièrement mise en relief par Oravecne-Scheffer (1987) au passage Trias inférieur-Trias moyen dans les Carpates hongroises. Tous ces auteurs cependant conçoivent une évolution des Méandrospires triasiques par le biais d'un taxon informel, *Meandrospira* forme "gigantea" Farabegoli et al. (1976) qui constitue selon eux l'élément de transition entre *Meandrospira pusilla* et *Meandrospira dinarica*. La forme "gigantea" n'est pas retenue ici, non seulement pour des raisons d'invalidité taxonomique au sens du Code International de Nomenclature Zoologique (Londres, 1985, art. 16), mais surtout en vue du fait que les spécimens originellement groupés sous cette dénomination (Farabegoli et al., 1976, fig. 6) nous semblent représenter un complexe de formes dont les caractères tantôt les rapprochent de l'espèce *cheni* (fig. 6a-d), tantôt de *dinarica* (fig. 6g,h). Des écarts stratigraphiques peuvent également être notés dans la répartition verticale de la forme "gigantea", celle-ci étant mentionnée aussi bien en association avec *Meandrospira pusilla* (Farabegoli et al., 1976, fig. 6a) qu'avec l'espèce *dinarica* (fig. 6h,i,l,m; échantillon C41). Dans le premier cas, la forme "gigantea" semble bien pouvoir être assimilée à *Meandrospira cheni*, dans le second à des formes non seulement apparentées, mais déjà caractéristiques du groupe *dinarica*.

L'espèce *Meandrospira insolita* (Ho), également retenue par Farabegoli et al. (1976, fig. 6a) dans une association à *pusilla*, *insolita*, "gigantea", ne devrait à notre avis plus intervenir dans les déterminations, ni surtout dans la dénomination de biozonations du Trias, apparaissant dans l'illustration originelle de Ho (1959, pl. 8, fig. 11-15) comme un mélange possible de spécimens se rapportant à *Meandrospira pusilla* et surtout à *Meandrospira cheni*, dont certaines "insolita" représentent vraisemblablement des sections tangentielles.

Dans le Trias de Grèce, les niveaux à *Meandrospira pusilla* et ceux contenant l'association plus jeune de *Meandrospira cheni* et *Meandrospira pusilla* sont de toute évidence contenus dans le Trias inférieur et correspondent très probablement à la partie supérieure de cet intervalle. Leur âge toutefois ne peut être davantage précisé en l'absence d'autres repères stratigraphiques, de même qu'en raison de l'interruption des microfaunes au niveau des calcaires en plaquettes supérieurs, qui pourraient marquer une transition au Trias moyen. Cette interruption est due à un changement assez radical de l'environnement sédimentaire, avec passage à des conditions de confinement, marquées notamment par le dépôt d'évaporites.

Les Foraminifères du Trias moyen.

La base du Trias moyen est marquée dans la série triasique du chaînon d'Oréokastro par un retour à une sédimentation carbonatée franche. C'est l'époque en effet du dépôt des calcaires massifs, caractérisés par une microfaune de Foraminifères différente de celle du Trias inférieur et de composition plus variée. La lignée des Méandrospires, toujours présente et sans doute issue des espèces du Trias inférieur, est désormais caractéri-

sée par l'espèce anisienne *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantic, ainsi que par la forme qui en dérive, *Meandrospiranella samueli* Salaj in Salaj, Biely & Bistricky (1967). Cette dernière, très généralement considérée dans la littérature comme une espèce distincte, est en effet une Méandrospire très voisine de *Meandrospira dinarica*, à laquelle elle est d'ailleurs toujours associée, caractérisée par un déroulement tardif. Il est difficile de dire si cette particularité, qui est tout de même rare chez les Méandrospires, justifie une distinction au niveau spécifique, ou si, comme on en a parfois l'impression, un certain déroulement du test pourrait toujours affecter un nombre limité d'individus dans la plupart des communautés représentées par *Meandrospira dinarica*.

Les calcaires massifs sont aussi caractérisés par un appauvrissement général en *Ammodiscidae* avec une réduction jusqu'à disparition complète des Glomospires-Glomospirelles. Les Arénovidalines, pour leur part, ne font plus aucune apparition, leur extension stratigraphique apparaissant clairement limitée au Trias inférieur, où ces Foraminifères se rencontrent en présence de *Meandrospira pusilla*, comme dans les associations du Trias de Chine (Ho, 1959). D'autres microfaunes en revanche deviennent communes dans les calcaires massifs, qui n'ont pas d'équivalents ancestraux dans les lithotypes du Trias inférieur. Ces sont des représentants des genres *Endothyra*, *Endothyranella*, "*Trochammina*", *Textularia*, *Ophthalmidium*, *Diplotremina*, etc., qui assurent un remplacement complet des microfaunes du Trias inférieur; on les rencontre isolément ou en associations, mais rarement en présence de Méandrospires. Tous ces Foraminifères sont typiques de microfaunes benthiques des milieux de plate-forme à sédimentation carbonatée du Trias moyen (Anisien) téthysien. En effet, la présence du groupe caractéristique *Meandrospira dinarica*-*Meandrospiranella samueli* dans les calcaires massifs du chaînon d'Oréokastro permet de préciser que le dépôt de ces calcaires s'est probablement entièrement déroulé dans l'intervalle de l'Anisien.

Caractérisation du milieu de dépôt.

Les critères liés aux facteurs physico-chimiques et biologiques observés dans la série carbonatée d'Oréokastro sont typiquement ceux d'une sédimentation de plate-forme. Pour presque tous les lithofaciès distingués dans cette série, les calcaires massifs faisant seuls exception, il peut être envisagé un environnement de plate-forme interne correspondant à un milieu de faible énergie, biochimiquement restreint et à des bathymétries évoluant entre celles des domaines supratidaux et subtidaux.

La reconnaissance du milieu de dépôt est assez aisée pour les calcaires en plaquettes inférieurs et supérieurs qui sont avant tout caractérisés par leurs structures lenticulaires à amygdalaires (flaser limestone) associées à des laminites. Ces types de structures, fréquemment observées dans les zones supratidales à intertidales, caractérisent aussi des milieux à faible niveau d'énergie ainsi que l'attestent, de plus, les Ostracodes à valves connectées. Faute de diagnoses précises, leur présence n'apporte aucune indication sur le chimisme du milieu de dépôt mais elle ne s'oppose pas à son caractère très restreint révélé par l'observation d'évaporites. La présence et l'origine primaire de gypse en fines la-

mines, en dépit de son épigénie en quartzine et en flammèches de calcite, ne sont pas douteuses. Ces sulfates rendent compte du développement de quartz et d'albite authigéniques au cours de la diagenèse du sédiment et impliquent un milieu de vie peu favorable. La microfaune retrouvée dans ces lithofaciès est effectivement peu abondante et peu variée. Ces conditions difficiles peuvent expliquer l'absence totale de Foraminifères dans les calcaires en plaquettes supérieurs, qui de plus n'affleurent que sur des surfaces réduites dans le chaînon d'Oréokastro.

Les brèches de dissolution d'évaporite et les mud-cracks qui impliquent des phases d'émergence permettent d'interpréter les calcaires en plaquettes inférieurs comme un dépôt de zone intertidale à supratidale alors que les calcaires en plaquettes supérieurs qui en sont dépourvus et dont la rythmicité est moins rapide pourraient être plus typiquement des dépôts intertidaux.

Les calcaires intermédiaires qui sont en bancs souvent plus épais et qui renferment une charge en bioclastes divers et en intraclastes plus importante, correspondent à des dépôts de milieu plus profond et un peu plus favorable à la vie. Ces caractères, combinés à leur structure wackestone, au fait que les niveaux les plus riches en bioclastes correspondent à des bioaccumulations monogéniques (entroquite), à la présence, en assez grand nombre, de pellets et d'agrégats algaires, à l'absence de gypse et de détritique terrigène mais à la présence de dolomite, permettent de corréliser ce lithofaciès avec un dépôt de plate-forme interne en zone subtidale.

Les calcaires gréseux forment dans cet ensemble un niveau très particulier tant par son caractère détritique que par ses variations de faciès. Le dépôt en domaine marin est attesté par la présence de Foraminifères parfois nombreux mais ses caractéristiques dynamiques sont très différentes de celles des calcaires précédents.

L'existence de courants se marque par l'orientation des éléments allongés et par des rares granoclassements verticaux. Ils remanient des dépôts intrabassins mais sont aussi chargés d'apports terrigènes. Le fait que latéralement les calcarénites passent à des siltites et à des lutites calcaréo-argileuses à lamines de gypse et à bioturbations, semble indiquer que ce dépôt correspond à un épandage initié à partir du continent et repris par des courants de marée étalant des sédiments dans la zone intertidale de la plate-forme interne. Les dépôts les plus fins correspondent aux zones situées soit en bordure des courants, soit en position distale. La zone d'épandage ne couvre pas l'ensemble du chaînon d'Oréokastro puisque ce faciès est absent dans certaines régions.

Les calcaires massifs ont des caractères très différents de tous les lithofaciès précédents. Ce sont des dépôts de plate-forme externe en domaine ouvert peu profond. Les wackestones et grainstones sont les faciès les plus fréquents. Le dépôt qui est à l'abri de tout apport terrigène, correspond à un niveau d'énergie moyen à fort compte tenu de la taille des bioclastes et de l'épaisseur des tests. Certains faciès sont des bioaccumulations de clastes variés incluant des Polypiers et des Algues.

Conclusions.

En dépit de la dilacération de la série triasique calcaire d'Oréokastro en écailles tectoniques superposées, celle-ci a pu, pour l'essentiel, être reconstituée. Elle est puissante d'environ 400 m et appartient à la partie supérieure du Trias inférieur et au Trias moyen (Anisien).

Sa base stratigraphique reste inconnue mais il a été possible d'observer en continuité stratigraphique une succession de lithofaciès avec de bas en haut les calcaires en plaquettes inférieurs, les calcarénites gréseuses, les calcaires intermédiaires et les calcaires en plaquettes supérieurs. Les calcaires massifs qui correspondent au niveau stratigraphique le plus élevé, sont par contre isolés tectoniquement du reste de la série. Alors qu'il est possible d'observer un passage rapide mais progressif des calcaires en plaquettes inférieurs, aux calcaires intermédiaires et aux calcaires en plaquettes supérieurs, il existe certainement un hiatus entre ces derniers et les calcaires massifs.

En définitive, il apparaît qu'à l'intérieur de chacune des écailles dont l'empilement forme le chaînon d'Oréokastro, la succession stratigraphique observée est celle d'une série normale, ce qui confirme la lecture de quelques granoclasses verticaux et figures de remplissage géotrope. Seul le fait que l'écaille structurale la plus inférieure soit entièrement constituée par les calcaires massifs du Trias moyen a pu faire penser à une série inverse (Kauffmann et al., 1976).

Remerciements.

La présente étude fait partie d'un projet de recherches biostratigraphiques et sédimentologiques sur le Trias téthysien, subventionné par le Fonds national suisse de la Recherche scientifique (L.Z., projet N. 2.25520.88).

BIBLIOGRAPHIE

- Dager Z. (1978) - Sur quelques Foraminifères nouveaux du Trias de Kocaeli, Turquie. *Notes Lab. Paléont. Univ. Genève*, v. 3, n. 4, pp. 23-71, 3 pl., 26 fig., Genève.
- Farabegoli E., Pisa G. & Ott E. (1976) - Risultati preliminari sull'Anisico di Agordo e dell'Alta Val di Zoldo (Dolomiti settentrionali). *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 95, pp. 659-703, 11 fig., Roma.
- He Yan (1988) - Early and middle Triassic Foraminifera from Jiangsu and Anhui Provinces, China. *Acta Micropal. Sinica Mar.*, v. 5, n. 1, pp. 85-92, 2 pl., 2 fig., Pekin.
- Ho Yen (1959) - Triassic Foraminifera from the Chialingkiang Limestone of South Szechuan. *Bull. Paleobiol. Inst. Geol. Paleont., Acad. Sinica*, v. 7, n. 5, pp. 404-418, 8 pl., Nankin.
- Kauffmann G., Kockel F. & Mollat H. (1976) - Note on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zones of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. Géol. France*, s. 7, v. 18, n. 2, pp. 225-230, 3 fig., Paris.

- Kochansky-Devidé V. & Pantic S. (1966) - *Meandrospira* in der unteren und mittleren Trias sowie einige begleitende Fossilien in den Dinariden. *Geol. Vj.*, v. 19, pp. 15-28, Zagreb.
- Kockel F., Mollat H. & Walther H.W. (1971) - Geologie des Serbo-Mazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens. *Geol. Jb.*, v. 89, pp. 529-551, 1 pl., 1 fig., 11 tab., Hannover.
- Kossmat F. (1924) - Geologie der zentralen Balkanhalbinsel, mit einer Uebersicht des dinarischen Gebirgsbaues. *Die Kriegsschauplätze 1914-1918 geologisch dargestellt*, v. 12, pp. 1-198, 18 fig., 1 carte, Berlin.
- Mercier J.-L. (1968) - Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, v. 20, n. 1, 792 pp., 12 pl., 164 fig., 1 carte, Athènes.
- Mercier J.-L., Vergely P. & Bebien J. (1975) - Les ophiolites helléniques "obductées" au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un océan téthysien ou d'une mer marginale périeuropéenne? *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, v. 4, pp. 108-112, 2 fig., Paris.
- Oraveczone-Scheffer A. (1987) - Triassic Foraminifers of the Transdanubian Central Range. *Geol. Ungarica, Ser. Pal.*, v. 50, 331 pp., 98 pl., 13 fig., 8 tab., Budapest.
- Salaj J., Biely A. & Bistricky J. (1967) - Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. *Geol. Prace*, v. 42, pp. 119-136, Bratislava.

PLANCHE 4

Foraminifères du Trias inférieur du chaînon d'Oréokastro.

- Fig. 1-3 - *Meandrospira pusilla* (Ho, 1959). Calcaires en plaquettes inférieurs. 58H; 200x.
- Fig. 4-6 - *Meandrospira pusilla* (Ho, 1959). Calcarénites gréseuses. 58A; 200x.
- Fig. 7 - *Glomospira sinensis* Ho, 1959 avec *Meandrospira pusilla* (Ho, 1959). Calcarénites gréseuses. 663; 200x.
- Fig. 8,9 - *Arenovidalina amylovoluta* Ho, 1959 avec *Meandrospira pusilla* (Ho, 1959). Calcarénites gréseuses. 815A; 200x.
- Fig. 10 - *Hemigordius?* sp. Calcarénites gréseuses. 58C; 200x.
- Fig. 11,12 - *Meandrospira pusilla* (Ho, 1959). Calcaires intermédiaires. 472B; 200x.
- Fig. 13 - *Meandrospira cheni* (Ho, 1959). Calcaires intermédiaires. 419A; 200x.
- Fig. 14 - *Meandrospira cheni* (Ho, 1959). Calcaires intermédiaires. 316D; 200x.
- Fig. 15-18 - *Meandrospira cheni* (Ho, 1959). Calcaires intermédiaires. 505B; 200x.
- Fig. 19,20 - *Glomospira silensis* Dager, 1978. Calcaires intermédiaires. 419B; 200x.
- Fig. 21 - *Glomospira sinensis* Ho, 1959. Calcaires intermédiaires. 81A; 200x.
- Fig. 22 - *Glomospira sinensis* Ho, 1959. Calcaires intermédiaires. 508; 200x.
- Fig. 23-25 - *Glomospira sinensis* Ho, 1959. Calcaires intermédiaires. 419; 200x.

PLANCHE 5

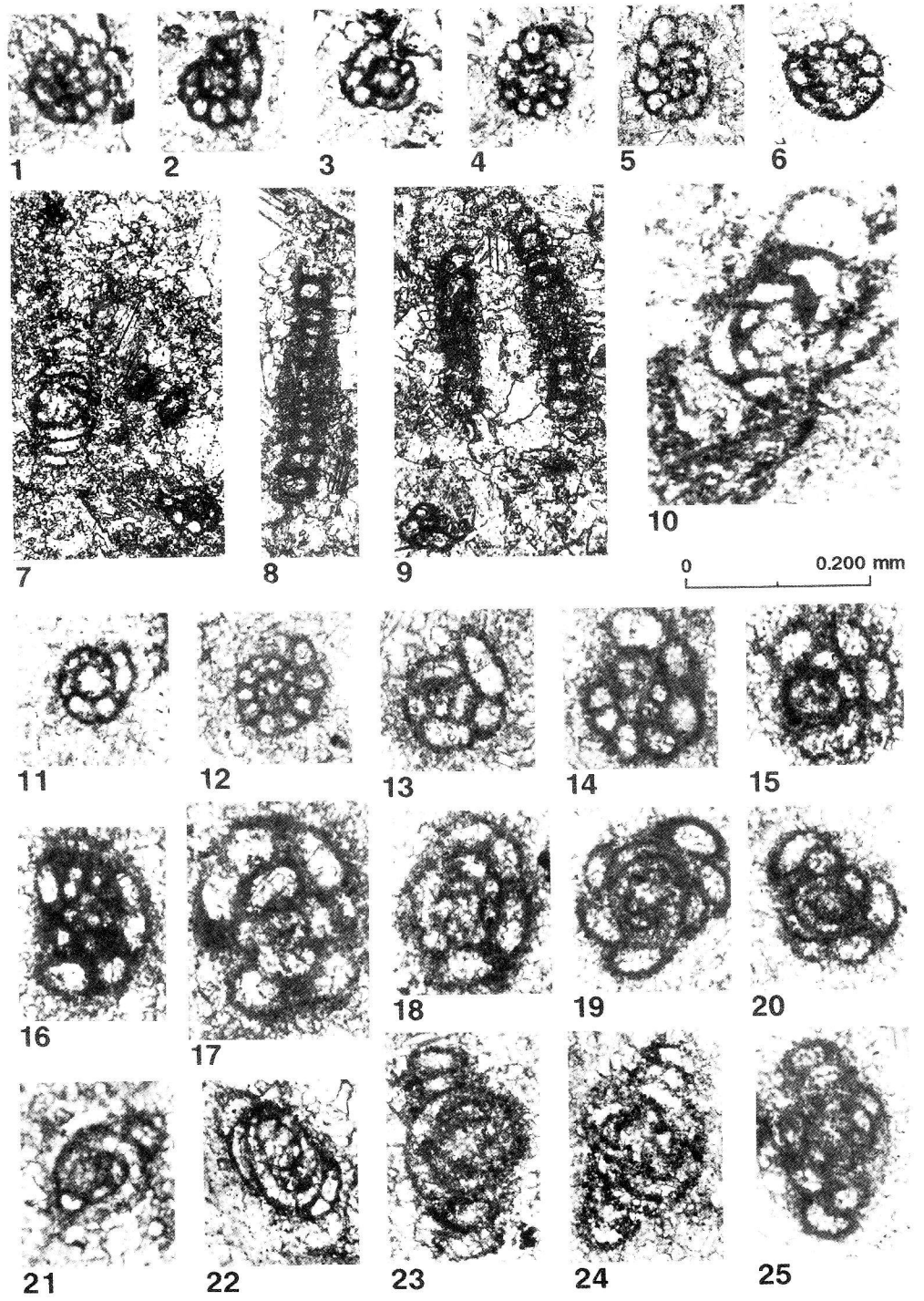
Le groupe *Meandrospira-Meandrospiranella* dans les Calcaires massifs (Anisien) du chaînon d'Oréokastro.

- Fig. 1 - *Meandrospiranella samueli* Salaj in Salaj, Biely & Bistricky, 1967. OK808; 200x.
- Fig. 2 - *Meandrospiranella samueli* Salaj in Salaj, Biely & Bistricky, 1967. 212A; 200x.
- Fig. 3 - *Meandrospiranella samueli* Salaj in Salaj, Biely & Bistricky, 1967. 900B; 200x.
- Fig. 4,5,6,7-9 - *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantic, 1966. 902B; 200x.

PLANCHE 6

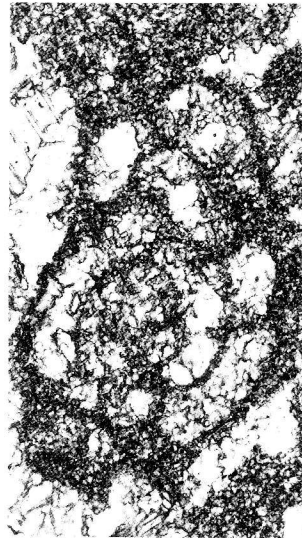
Autres Foraminifères des Calcaires massifs (Anisien) du chaînon d'Oréokastro.

- Fig. 1 - *Endothyra* sp. OK73A; 100x.
- Fig. 2 - "*Trochammina*" sp. OH220A; 100x.
- Fig. 3 - *Textulariidae*. OK212A; 100x.
- Fig. 4 - *Endothyranella* sp. OK212A; 100x.
- Fig. 5,9,10 - *Ophthalmidium* spp. OK207D; 100x.
- Fig. 6,7 - *Endothyra* sp. OK91C; 100x.
- Fig. 8 - *Diploremina* sp. OK91C; 100x.

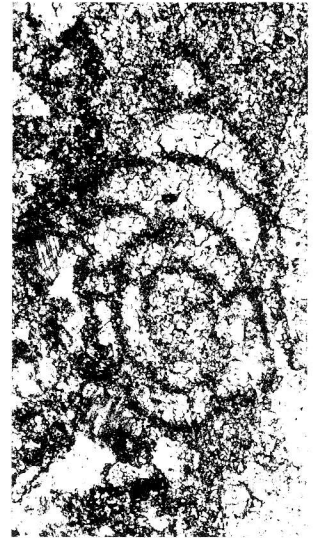




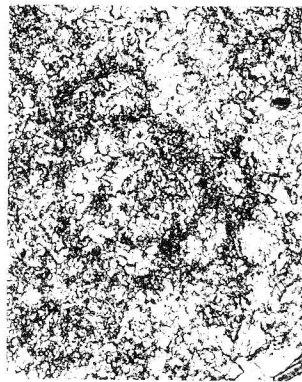
1



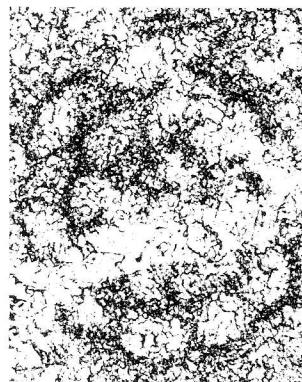
2



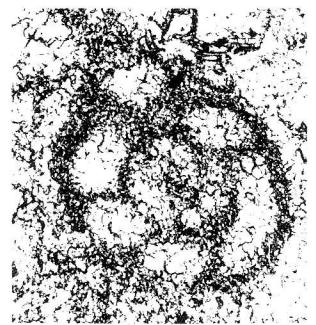
3



4

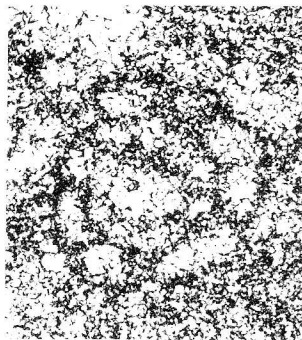


5

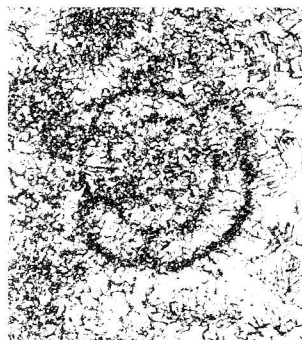


6

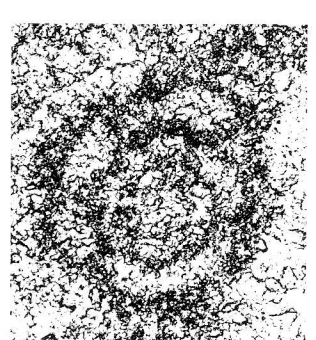
0 0.200 mm



7



8



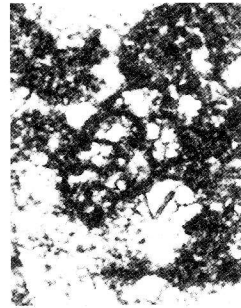
9



1

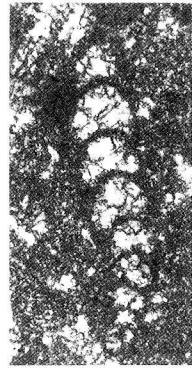


2



3

0.200 mm
0



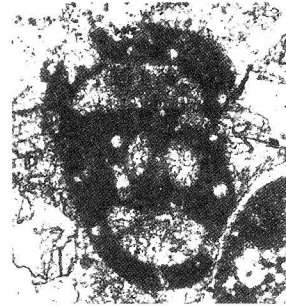
4



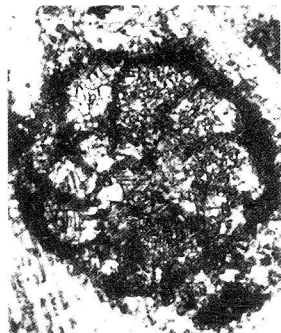
5



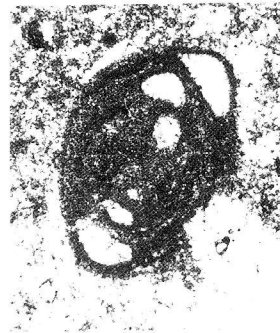
6



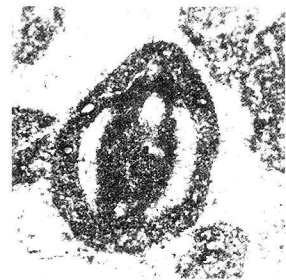
7



8



9



10