

# LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DES MURGES SUD-ORIENTALES (ITALIE MÉRIDIONALE): STRATIGRAPHIE ET ÉVOLUTION DES PALÉOENVIRONNEMENTS

ELENA LUPERTO SINNI\* & JEAN BORGOMANO\*\*

*Key-words:* Micro-macropaleontology (Algae, Foraminifers, Rudists), Lithostratigraphy, Biostratigraphy, Chronostratigraphy, Paleoenvironments, Cenomanian-Maastrichtian, Murge, Southern Italy.

*Riassunto.* Gli obiettivi di questo studio sono stati quelli di precisare le conoscenze lito, bio e cronostratigrafiche delle successioni del Cretaceo superiore (Cenomaniano-Maastrichtiano) affioranti nell'area sud-orientale delle Murge; inoltre, di interpretare, attraverso l'analisi delle facies carbonatiche, l'evoluzione verticale e laterale dei paleoambienti anche in rapporto all'attività tettonica della piattaforma apula nel corso del Cretaceo superiore.

In particolare, dal punto di vista litostatigrafico, oltre a precisare i caratteri della parte sommitale di formazioni già note (Calcare di Bari e Calcare di Altamura), si sono fornite precisazioni utili riguardanti il "livello Sannicandro" e il "livello Toritto", conosciuti nella letteratura; mentre il primo viene considerato un Membro del Calcare di Bari e viene quindi descritto dettagliatamente, il secondo viene incluso nel primo, nella convinzione che esso rappresenti un livello eteropico a Rudiste presente solo localmente nella zona di Toritto.

Vengono poi distinte due nuove formazioni: il Calcare di Caranna e il Calcare di Ostuni, stratigraficamente sovrapposte al Calcare di Altamura. Esse sono costituite, rispettivamente, la prima da calcari bioclastici, la seconda da calcari biocostruiti (l'una come variazione laterale dell'altra): esse risultano differenti sia litologicamente che stratigraficamente rispetto al Calcare di Altamura, formazione con la quale per altro, qualche volta sono state confuse.

A conclusione del lavoro, sulla base dei risultati ottenuti, viene esposta l'interpretazione dell'evoluzione sequenziale e tettono-sedimentaria nel corso del Cretaceo superiore della parte della piattaforma carbonatica apula qui studiata.

*Résumé.* Cet étude a eu pour objectifs de préciser les connaissances litho-bio et chronostratigraphiques des successions du Crétacé supérieur (Cénomanien-Maastrichtien) affleurantes dans l'aire sud-orientale des Murges et, en plus, d'interpréter, à travers l'analyse des faciès carbonatiques, l'évolution verticale et latérale des paléoenvironnements sous l'influence de l'activité tectonique de la plate-forme apulienne au cours du Crétacé supérieur. En particulier, du point de vue lithostratigraphique, au delà de préciser les caractères de la partie terminale du Calcaire de Bari et du Calcaire d'Altamura, formations déjà connues, nous avons fourni des précisions

---

\* Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università di Bari. Campus Universitario. Via G. Fortunato, 70121 Bari.

\*\* Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie, Université de Provence (Aix-Marseille I). Case 68, Centre St.-Charles. Place Victor Hugo, F 13331, Marseille Cedex 03.

utilés à propos du "livello Sannicandro" et du "livello Toritto", des Auteurs: le premier vient retenu un Membre du Calcaire de Bari et pourtant il vient décrit en détail, le second est inclus dans le premier puisque il s'est révélé un niveau à Rudistes présent localement dans la zone de Toritto. Deux nouvelles formations sont créées: le Calcaire de Caranna et le Calcaire d'Ostuni, stratigraphiquement superposées au Calcaire d'Altamura.

Elles sont constituées respectivement, la première de calcaires bioclastiques et la deuxième de calcaires bioconstruits (la première comme variation latérale de la deuxième): elles sont différentes soit lithologiquement que stratigraphiquement par respect à la formation du Calcaire d'Altamura, avec laquelle elles ont été souvent confondues.

A conclusion de la note, on donne une interprétation de l'évolution séquentielle et tectono-sédimentaire au cours du Crétacé supérieur de la plate-forme apulienne étudiée, sur la base des résultats obtenus.

## Introduction.

Les connaissances stratigraphiques sur le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales se sont concrétisées pour la plupart en occasion de la levée des feuilles de la Carte



Fig. 1 - Secteurs étudiés dans la région des Murges: 1) Secteur de Polignano; 2) Secteur de Fasano; 3) Secteur de Ostuni.

Géologique d'Italie: F. 177 Bari, F.178 Mola di Bari, F. 189 Altamura, F. 190 Monopoli, F. 191 Ostuni (Valduga, 1965; Luperto Sinni, 1966; Azzaroli & Valduga, 1967; Azzaroli, 1967; Campobasso & Olivieri, 1967; Vezzani, 1968; Azzaroli, Radina, Ricchetti & Valduga, 1968; Merla & Ercoli, 1971).

Les recherches successives (Ricchetti, 1975; Luperto Sinni & Ricchetti, 1978; Ricchetti & Luperto Sinni, 1978), conduites principalement sur des carottes provenant des carottages continus des puits, perforés en vue d'irrigation, ont permis de préciser quel problème biostratigraphique et chronologique: à présent plusieurs questions sont restées non résolues. Nous avons repris les recherches bio et chronostratigraphiques sur les successions affleurantes dans cette aire, à Sud de Bari, sur le versant adriatique (Fig. 1), non seulement pour améliorer les connaissances déjà acquises, mais surtout pour mieux comprendre l'évolution, soit verticale que latérale, des milieux de dépôt et des paléoenvironnements, sous l'influence de l'activité tectonique au cours du Crétacé supérieur.

### Connaissances précédentes.

Les Murges correspondent à un relief tabulaire, bordé au SO par la dépression brandanique, et allongé NO-SE (Fig. 2). Les couches crétacées forment un monoclinale dont le pendage vers le S-SO est compliqué par de légers plissements et des failles normales, commandant une structure en gradins, progressivement abaissés vers le NE. Il existe deux systèmes de failles: l'un de direction globalement N 110°, qui influence les linéaments morphologiques, l'autre à peu près perpendiculaire, d'orientation N 30° (Ricchetti, 1980).

Les unités lithostratigraphiques ont été définies par Valduga (1965), Luperto Sinni (1966) et consignées dans un travail de synthèse (affleurement/subsurface) par Ricchetti (1975). Elles sont (du bas en haut):

a) Calcaire de Bari: Jurassique supérieur (?) à Turonien (?). Cet ensemble carbonaté, de 2200 m d'épaisseur, constitue l'essentiel de la plate-forme des Murges. Il s'agit de calcaires généralement blanc-beiges, wackestones à packstones, riches en microfaune benthique. Dans cet ensemble on a distingué certaines unités riches en Rudistes qui servent de niveaux repères, tirant leur nom d'une localité-type (Andria, Corato, Sannicandro...).

Dans la partie supérieure de cette formation, les niveaux ("livelli") suivants sont du Crétacé supérieur:

le "livello Sannicandro" (Valduga, 1965) à *Sauvagesia* et Caprinidés, sus-jacent au niveau à *Cisalveolina fallax*. Cette succession correspond au passage Cénomaniens-Turonien (Maggiore et al., 1978);

le "livello Toritto" (Valduga, 1965), situé dans la colonne stratigraphique synthétique, 200 m au-dessus des couches à *C. fallax* précitées, et renfermant des Radiolitidés (*Sauvagesia*, *Durania*) et des Réquienidés (*Apricardia*) (Luperto Sinni & Ricchetti, 1978).

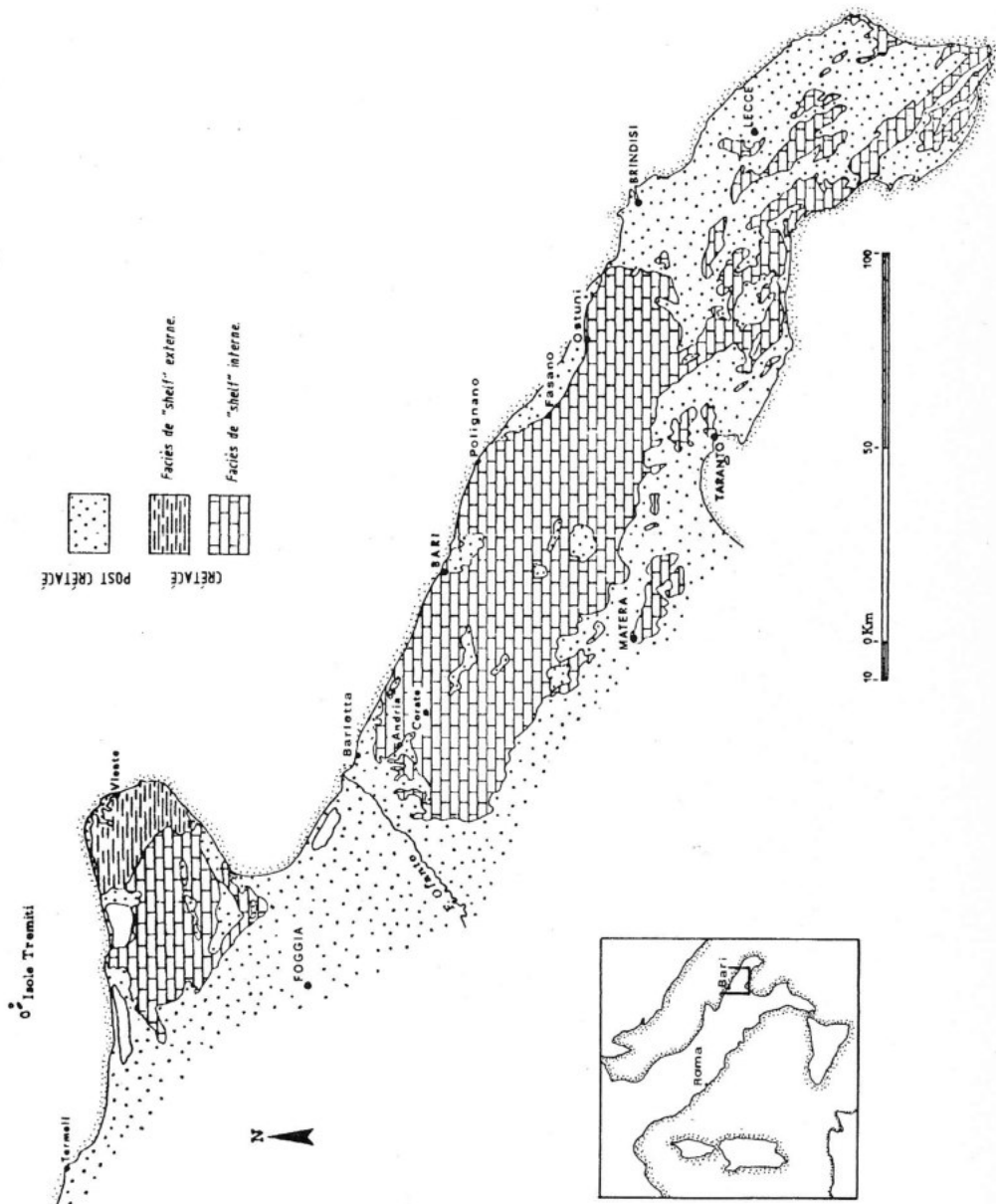


Fig. 2 - Affleurements crétacés et post-crétacés des Pouilles.

b) Calcaire d'Altamura: Sénonien (400 m ?). Cet ensemble constitue le sommet de la série des Murges; il est formé de calcaires blancs à beiges de texture wackestone à packstone, contenant des Rudistes (*Biradiolites*, *Medeella*, *Radiolites*, *Hippurites*) (Luperto Sinni, 1966).



Les unités du Calcaire de Mola (Azzaroli & Reichel, 1964) et du Calcaire de Murgia della Crocetta (Azzaroli & Cita, 1963) sont assimilées (Ricchetti, 1975) la première au Calcaire de Bari (partie supérieure) et la deuxième au Calcaire d'Altamura (partie supérieure); les successions qui venaient référées à ces deux formations sont retenues comme "niveaux-guide" de la série crétacée murgienne.

### Localités étudiées.

Elles se situent dans trois secteurs principaux (Fig. 1, 2):

- le secteur de Polignano, dans lequel nous avons levé une coupe principale (coupe de Polignano PM6), et une deuxième coupe à Castellana;

- le secteur de Fasano: sur le relief (400 m) qui domine la plaine côtière de Fasano ont été relevées trois coupes principales: une à l'aplomb du Monte Giannecchia (FM7A); la deuxième à l'Ouest de la coupe précédente le long de la route Fasano-Locorotondo, à proximité de Fasano (Coupe de Locorotondo, FM7B); la troisième au Sud de Fasano (Coupe de Fasano, FM7C),

- le secteur d'Ostuni, dans lequel la coupe plus intéressante a été levée le long de la route "Strada dei Colli" (Coupe d'Ostuni OM8); une autre coupe a été levée dans la localité Monti della Badessa.

### Description des coupes.

#### Secteur de Polignano.

Dans cette zone, les affleurements ont permis de vérifier la continuité de la succession d'âge Crétacé supérieur du NE vers le SE. Deux coupes ont été levées. La première (PM6), appartenant au Calcaire de Bari, révèle des assises du Cénomaniens, à Polignano (Fig. 3). La deuxième, levée à Castellana, présente des structures de dépôts et des associations d'organismes caractéristiques de la Formation d'Altamura.

La première coupe a été levée sur la route Bari-Polignano, aux abords de la mer, avant d'entrer dans la ville de Polignano: les premiers échantillons ont été prélevés juste au niveau de la mer. La succession est constituée, de bas en haut, par une alternance de packstone-grainstone à Foraminifères benthiques et de laminites criptalgaires (séquence de type A) avec des wackestones à Foraminifères benthiques et à Rudistes (séquences de type B). Elle matérialise en partie ce que nous nommons le membre micritique du Calcaire de Bari.

Contenu paléontologique: *Cuneolina pavonia parva*, *Cisalveolina* (?) sp., *Nezzazata* sp., *Peneroplis* cf. *planatus parvus*, *Nummoloculina heimi*, *Chondrodonta* sp.

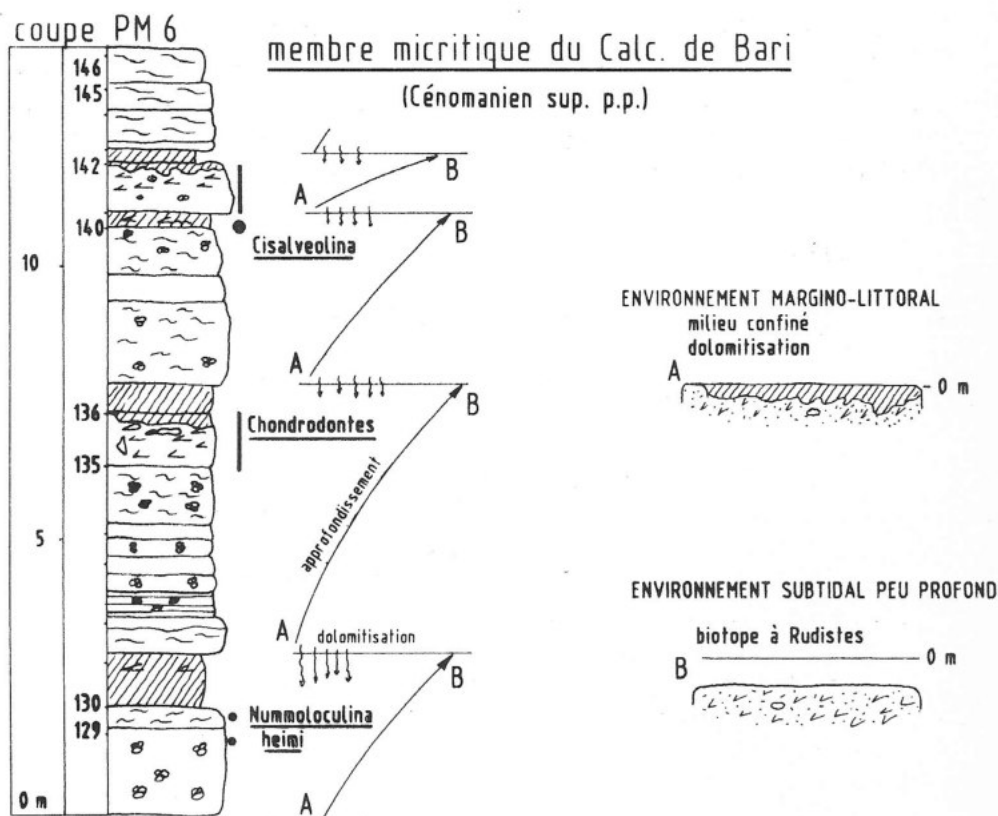


Fig. 3 - Secteur de Polignano. Coupe PM6. Interprétation des paléoenvironnements et de l'évolution tecto-sédimentaire.

### Secteur de Fasano.

#### 1) Coupe du Monte Giannecchia (FM7A) (Fig. 4, 5, 6).

La carte de la Fig. 4 donne la localisation précise de la coupe FM7A. Elle débute à l'aplomb du Monte Giannecchia, dans les oliveraies de la plaine, se poursuit dans une carrière et sur les flancs de l'escarpement (Fig. 5)

La base de la série est formée par la partie sommitale du Calcaire de Bari, que nous dénommons Membre Sannicandro, en référence au "livello Sannicandro" des Auteurs. Ce membre est constitué de quatre unités qui sont de bas en haut (Fig. 6, 7):

Unité "A" (3 m visibles). Calcaires blancs à beiges en bancs décimétriques (0,3 à 0,5 m d'épaisseur), de texture grainstone/packstone et formés exclusivement de Miliolidés et d'Alvéolinidés. Contenu paléontologique: *Cisalveolina fallax*.

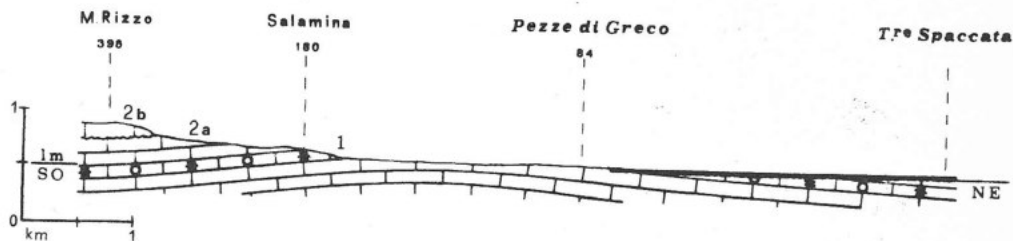
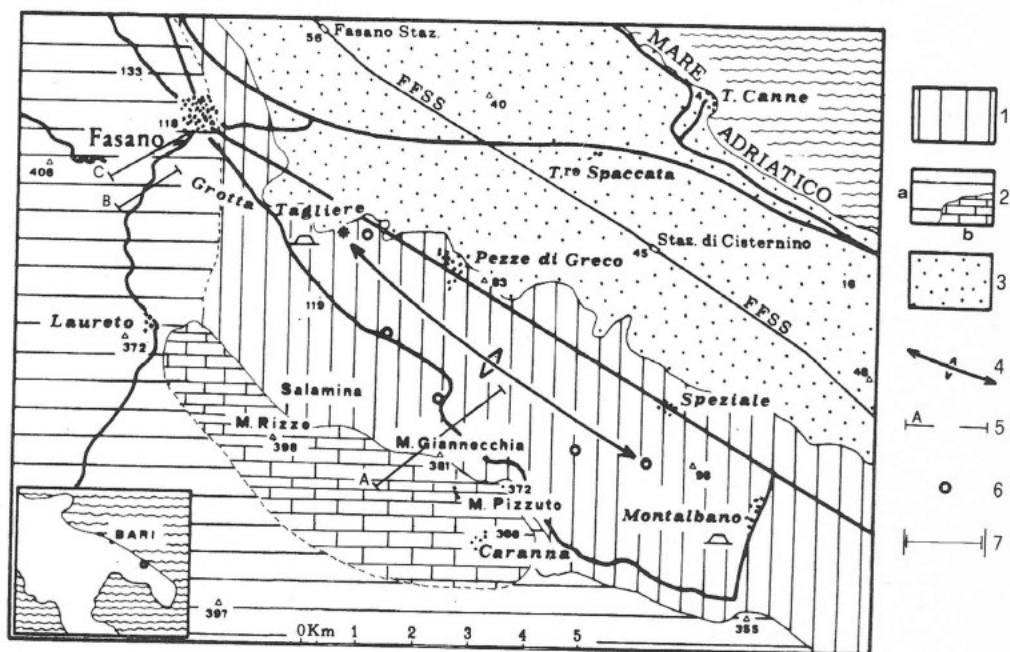


Fig. 4 - Carte de secteur de Fasano avec la localisation des coupes: A) Coupe du M.te Giannecchia (FM7A); B) Coupe de Locorotondo (FM7B); C) Coupe de Fasano (FM7C). 1) Calcaire de Bari; 2) Calcaire d'Altamura (a) et Calcaire de Caranna (b); 3) dépôts quaternaires; 4) axe d'anticlinal; 5) coupes échantillonnées; 6) biostromes à *Sauvagesia*; 7) section en bas.

Unité "B" (5 m). Biostrome à Rudistes coalescents, en position de vie, constituant un véritable framestone. Ce biostrome est subaffleurant dans la plaine sur plusieurs km<sup>2</sup>. Contenu paléontologique: *Sphaerucaprina forojuliensis*, *Caprinula boissy*, *Sauvagesia sharpei* et *Sauvagesia niceisei*.

Unité "C" (10 m). Calcaires blancs d'aspect crayeux, de texture grainstone/packstone, en bancs décimétriques (0,4 à 0,6 m). Deux types de faciès sont distincts: à la base, packstone à débris plats (sablo-graveleux) et valves supérieures de Rudistes et autres fragments de Radiolitidés;

## Secteur de Fasano: coupe FM7 A

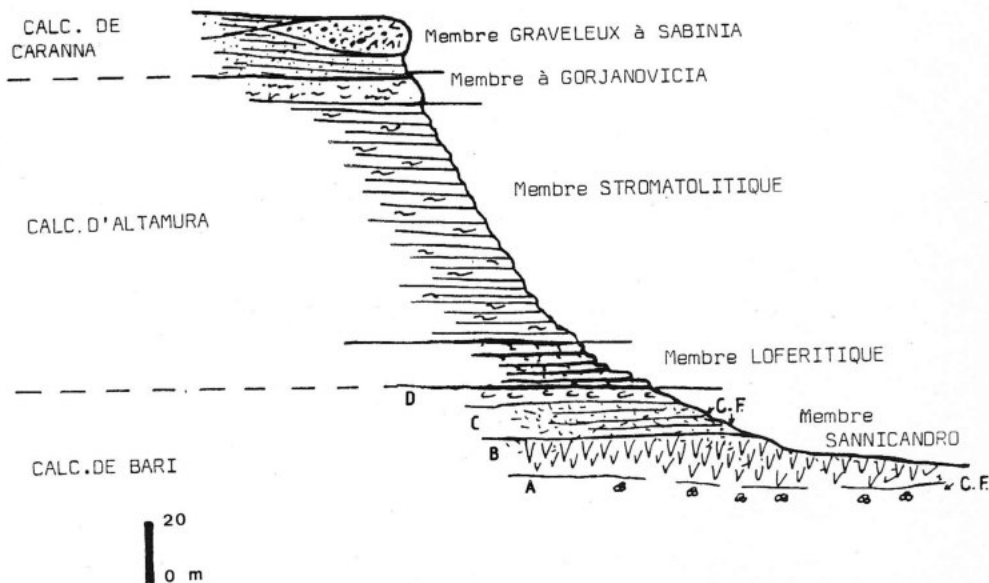


Fig. 5 - Profil simplifié de la Coupe de M.te Giannecchia (FM7A).

au sommet, grainstone à débris arrondis (sablo-graveleux) de Rudistes, de Gastropodes et d'Échinides renfermant des Alvéolinidés.

Contenu paléontologique: débris de couches celluluses de Sauvagésinés; *Cisalveolina fallax*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudorhapydionina dubia*, et *Nezzazata* sp.

Unité "D" (6 m). Calcaires et dolomies beiges, en bancs décimétriques (0,3 à 0,8 m). Trois faciès s'enchaînent de bas en haut:

dolomie laminée, à rhomboèdres de dolomite coalescents et zonés;

laminites cryptalgaires;

wackestone à Réquienidés et laminites cryptalgaires.

Contenu paléontologique: *Apricardia* sp., *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudorhapydionina dubia* et *Nezzazata* sp.

Au-dessus du Membre Sannicandro (et donc du Calcaire de Bari) le Calcaire d'Altamura forme une partie de l'escarpement qui domine la plaine de Fasano. Cette formation repose sur le Calcaire de Bari, par l'intermédiaire d'une discontinuité importante qui se manifeste par une surface d'altération. Nous avons subdivisé cette formation en trois membres très caractéristiques.

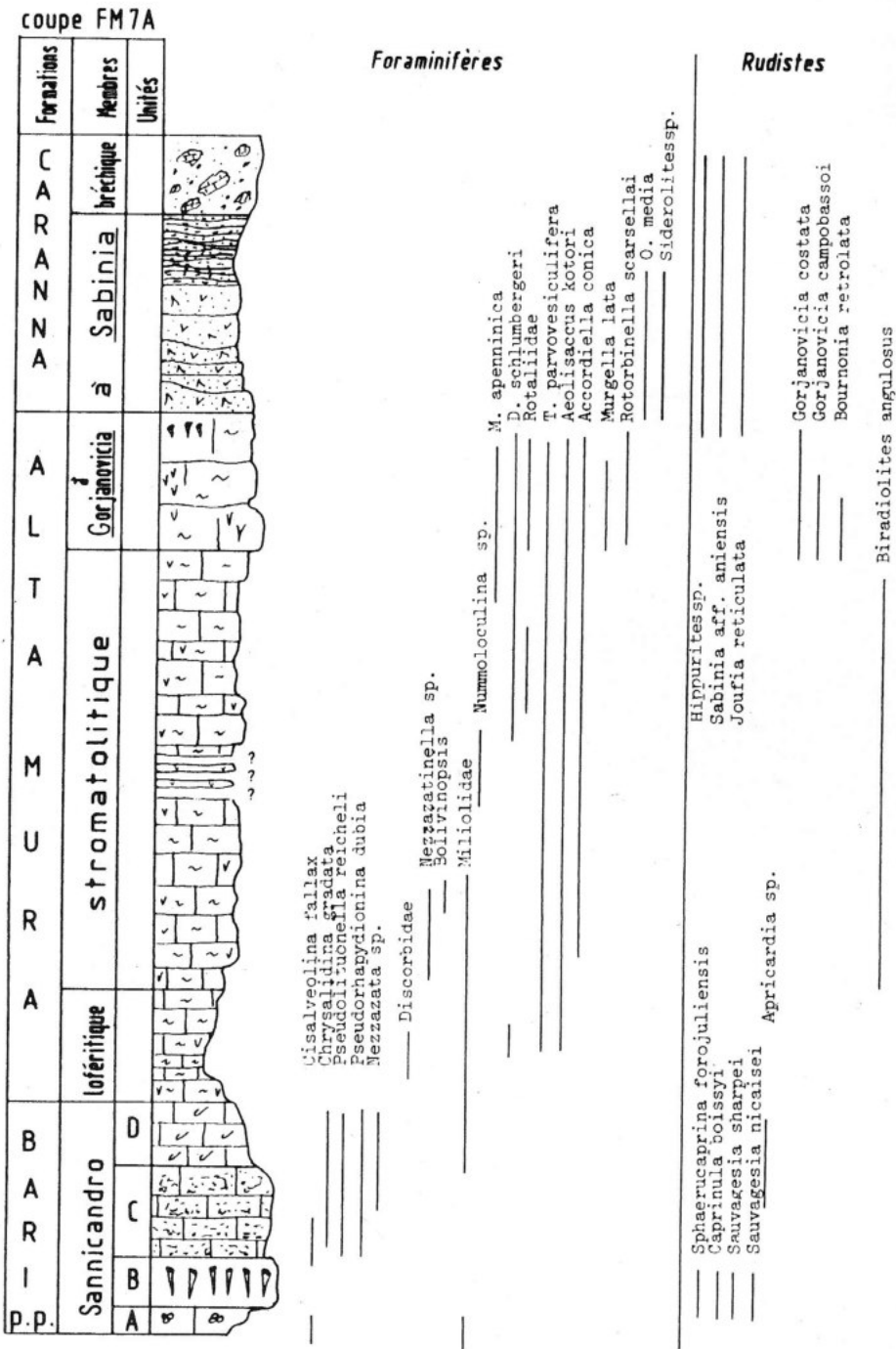


Fig. 6 - Schéma biostratigraphique de la Coupe de M.te Giannecchia (FM7A).



De bas en haut (Fig. 5, 6):

le membre loféritique (10 m);

le membre stromatolitique (100 m);

le membre à *Gorjanovicia* (15 m).

- Le membre loféritique (10 m) (Fig. 6) est nettement affleurant dans les carrières situées au pied de l'escarpement (Fig. 6, 7). Il est formé de calcaires blancs à beiges, en bancs décimétriques à métriques (0,4 cm à 1 m), séparés par des niveaux d'argilites vertes. Cette unité est organisée en trois ensembles stratidécroissants de bancs calcaires, dont les faciès sont alternativement:

des micrites laminaires fenêtrées et à "mud-cracks";

des micrites bioturbées à débris d'origine cryptalgale et à Ophthalmidiidés et Ostracodes.

Le sommet des bancs est occasionnellement affecté de micro-perforations et de dissolutions karstiques.

Contenu paléontologique: Miliolidés, Discorbidés, *Dicyclina schlumbergeri*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Aeolisaccus kotori*.

- Le membre stromatolitique (100 m environ) (Fig. 6). Il affleure au-dessus de la carrière et constitue en partie les versants du Monte Giannecchia. Il s'agit de calcaires beiges en bancs décimétriques à métriques (0,3 à 1 m). Quatre faciès alternent:

laminites cryptalgales légèrement ondulantes;

wackestone (à packstone) à péloïdes, Algues et Foraminifères benthiques, renfermant accessoirement des lithoclastes micritiques. Ces bancs contiennent des Rudistes en position de vie, rarement coalescents. Autour de ces Rudistes, la densité en bioclastes est importante;

packstone à péloïdes, Foraminifères et Algues benthiques;

dolomie laminée.

Les laminites cryptalgales et les wackestones sont les plus abondants.

Contenu paléontologique: *Biradiolites* sp., *Biradiolites angulosus*, *Nezzazatinella* sp., *Nummoloculina* sp., *Moncharmontia apenninica*, *Rotalia skourensis*, *Rotalia trochidiformis*, *Dicyclina schlumbergeri* et *Accordiella conica*. Algues: *Aeolisaccus kotori*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

- Le membre à *Gorjanovicia* (15 m) (Fig. 6). Cette unité est formée de calcaires blancs très massifs, constitués par des lentilles aplaties, biconvexes, de 1 à 5 m d'épaisseur et étendues sur plusieurs centaines de m<sup>2</sup>. Le faciès de cette unité, très hétérogène, correspond à l'association de plusieurs constituants:

laminites cryptalgales;

wackestone/packstone bioclastique à Foraminifères benthiques;

micrite grumeleuse;

Rudistes isolés et bafflestone à Rudistes.

Contenu paléontologique: *Gorjanovicia costata*, *Gorjanovicia campobassoii*, *Bournonia retrolata*, *Murgella lata*, *Accordiella conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rotorbinella scar-*

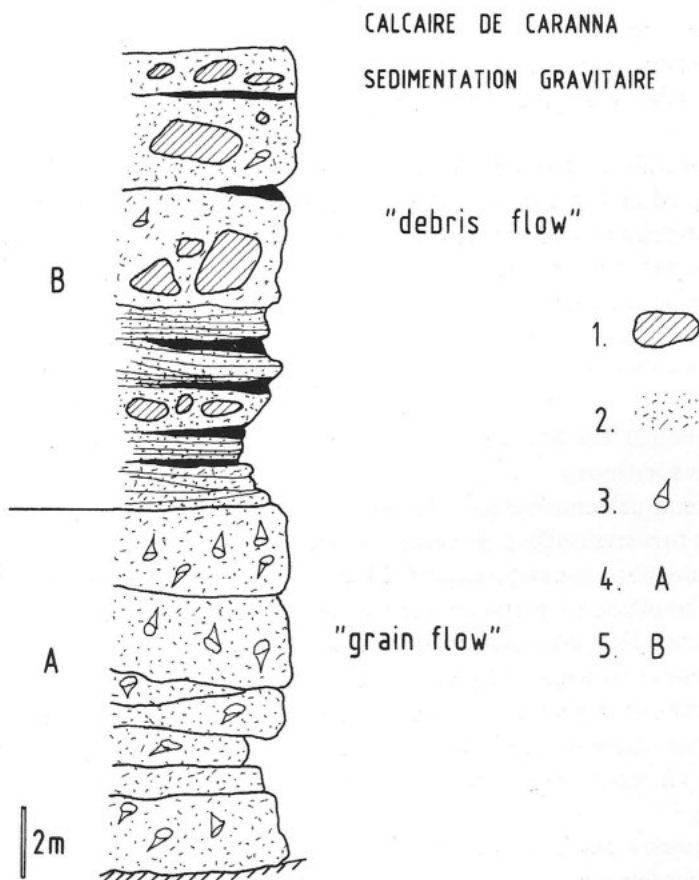


Fig. 8 - Calcaire de Caranna. Séquence de dépôt (Campanien p.p. - Maastrichtien). 1) Blocs de calcaires bio-construits à Rudistes; 2) dépôts de talus; 3) Rudistes; A) membre à *Sabinia*; B) membre bréchiq.ue.

*sellai*, *Moncharmontia apenninica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* et *Aeolisaccus katori*.

Au-dessus du membre à *Gorjanovicia* (et donc du Calcaire d'Altamura), sont superposées des roches calcaires qui constituent une unité lithostratigraphique bien différenciée du Calcaire d'Altamura, que nous nommons formation du Calcaire de Caranna (Fig. 8). Ces calcaires d'aspect très crayeux constituent le plateau du Monte Giannecchia et sont exploités comme pierre d'ornement aux alentours du village de Caranna. Dans cette formation nous distinguons deux membres:

le membre graveleux à *Sabinia* (20 à 50 m) (Fig. 8A);

le membre bréchiq.ue (15 m visibles) (Fig. 8B).



- Le membre graveleux à *Sabinia* (20 à 50 m), avec deux faciès, distincts de bas en haut:

calcaires blancs graveleux, d'aspect crayeux et très poreux répartis en lentilles métriques, à disposition SO-NE. Le faciès, de texture grainstone, est constitué par des bioclastes arrondis (0,5 à 8 mm) (*Sabinia*, Gastropodes, Échinides, Madréporaires), entourant de gros fragments anguleux de *Sabinia* (1 à 30 cm). Il renferme aussi des prismes d'Inocérames et des galets mous micritiques;

calcaires blancs sableux, d'aspect crayeux et poreux répartis en bancs décimétriques à métriques. Ce faciès de texture grainstone/packstone est essentiellement constitué par des microdébris (inférieurs à 1 mm) de Rudistes, d'Échinides et d'Inocérames et par une micrite à Calcisphéridés et Coccolithes. Ce faciès renferme aussi des gros fragments de Rudistes et des lits de galets mous micritiques.

Contenu paléontologique: *Sabinia* aff. *aniensis*, *Joufia reticulata*, *Hippurites* sp., *Orbitoides media*, *Siderolites* sp., Calcisphéridés et Coccolithes.

- Le membre bréchique (15 m visibles) est formé par une brèche carbonatée, avec une matrice identique au faciès précité et de blocs et galets d'origine intraformationnelle.

## 2) Coupe de Locorotondo (FM7B) (Fig. 9).

Cette coupe (FM7B) levée à l'Ouest de la coupe FM7A, à proximité de Fasano (Fig. 9), exprime la succession lithologique du Calcaire d'Altamura avec une plus grande précision que dans la coupe précédente. Elle débute au-dessus du membre loféritique, subaffleurant dans la plaine et exploité dans les carrières à la base de l'escarpement du Monte Giannecchia. L'essentiel de l'affleurement étudié est bien visible le long de la route Fasano-Locorotondo.

On peut distinguer deux des membres déjà décrits pour la coupe FM7A:

- Membre stromatolitique (58 m), avec les mêmes caractéristiques lithologiques et le même contenu paléontologique de la coupe FM7A.

- Membre à *Gorjanovicia* (15 m visibles): ici les bancs de laminites cryptalgaires renfermant des péloïdes, des Algues (*Thaumatoporella*, *Aeolisaccus*) et des Foraminifères benthiques, alternent et s'enchaînent latéralement, - en formant des unités décimétriques à métriques, de couleur beige, - avec des lentilles boueuses à Rudistes et à laminites cryptalgaires, renfermant localement des bioclastes, qui constituent de véritables "structures en chenaux".

Le contenu paléontologique est constitué par *Gorjanovicia costata*, *G. campobassoii*, *Bourmonia retrolata*, *Moncharmontia apenninica*, *Murgella lata*, *Rotalia trochidiformis* et *Dicyclina schlumbergeri*.

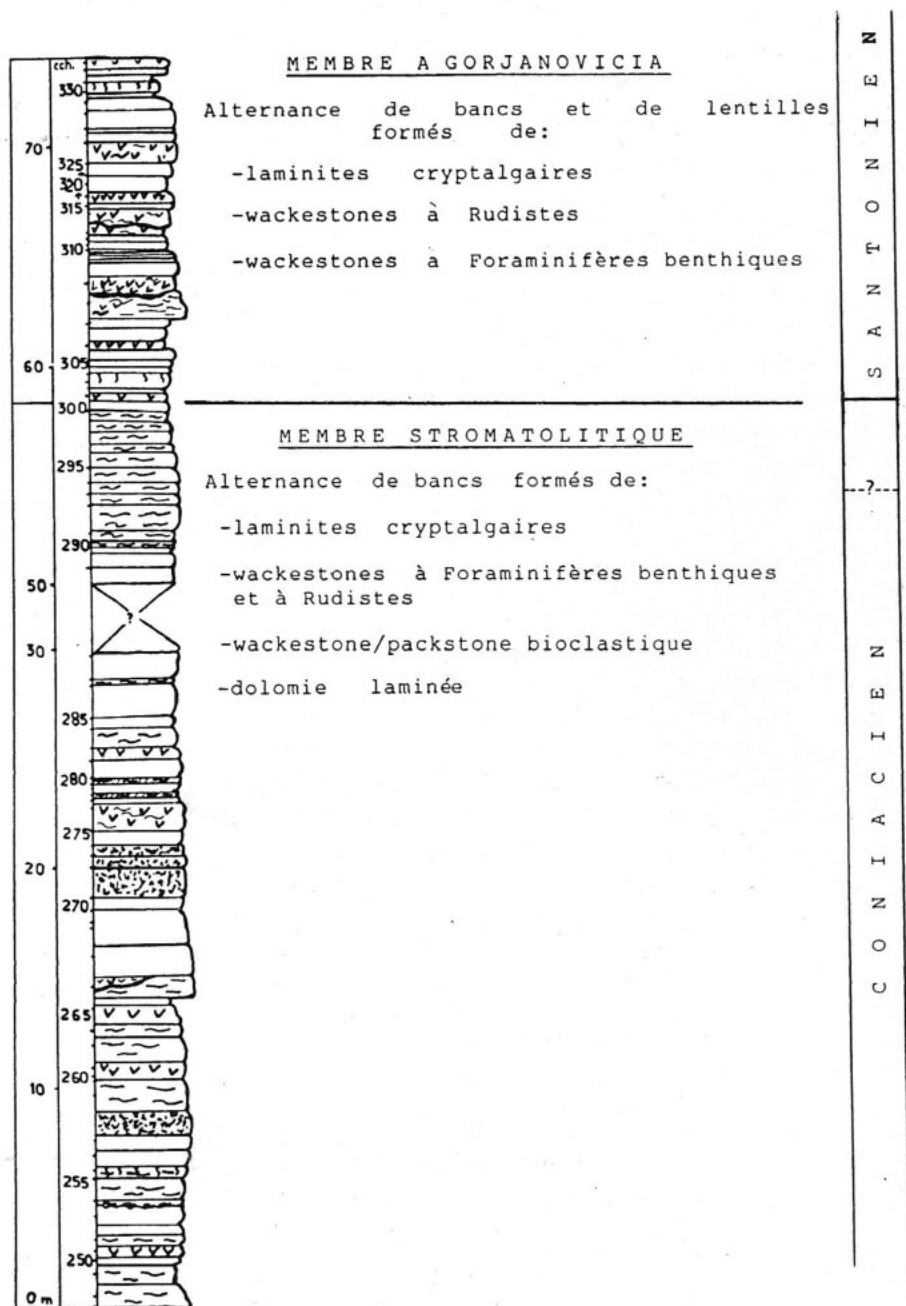


Fig. 9 - Secteur de Fasano. Coupe de Locorotondo (FM7B). Cette coupe illustre la succession caractéristique du Calcaire d'Altamura dans la zone de Fasano.

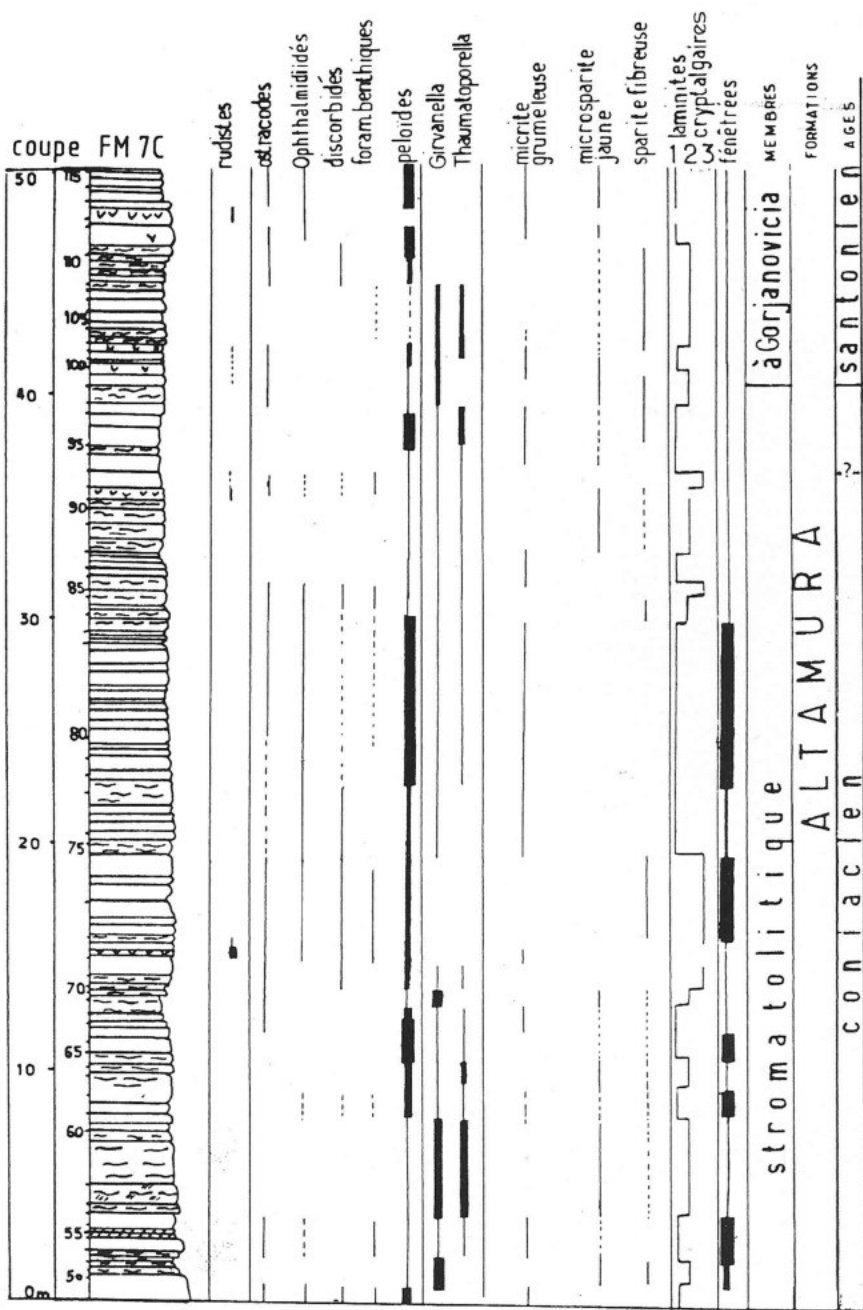


Fig. 10 - Log de la série de Fasano (FM7C). Analyse biosédimentologique du Calcaire d'Altamura.

3) *Coupe de Fasano* (FM7C).

Cette coupe (FM7C), levée au Sud de Fasano (Fig. 4) et représentée par la Fig. 10, est constituée par une succession identique à celle de la coupe FM7B; elle permet de préciser certaines successions lithologiques et de vérifier la continuité latérale du Calcaire d'Altamura.

## Secteur d'Ostuni.

Le secteur d'Ostuni présente une topographie très semblable à celle de Fasano (plaine côtière et escarpement), dont elle constitue le prolongement méridional. Dans ce secteur, nous avons procédé à l'étude synthétique d'une coupe-type.

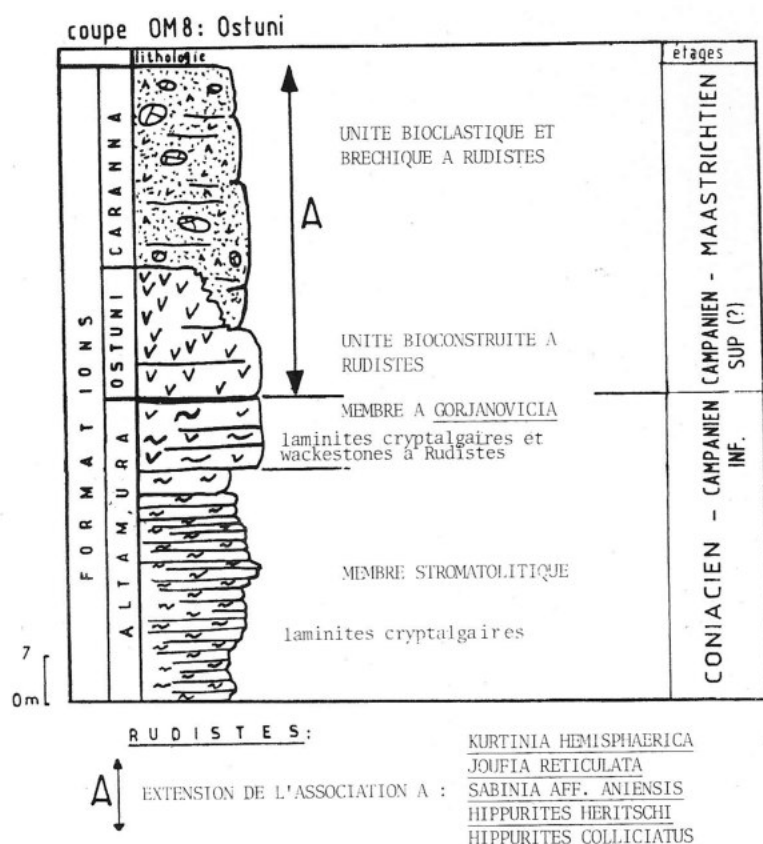
*Coupe d'Ostuni* (OM8) (Fig. 11).

Fig. 11 - Secteur d'Ostuni. Coupe d'Ostuni (Strada dei Colli, plateau du Monte de la Badessa) (OM8).

Cette coupe synthétique a été levée au Sud d'Ostuni, le long de la "Strada dei Colli", près de l'Hôtel "Incanto" et sur le plateau du Monte della Badessa, en trois segments de coupes qui s'enchaînent d'Est en Ouest. La succession de bas en haut est la suivante:

- Calcaire d'Altamura, bien représenté dans ce secteur. Les faciès micritiques et les calcaires à Rudistes affleurent en partie dans la plaine d'Ostuni et sur le plateau qui la domine au SO; son épaisseur n'a pu être précisée.

- Calcaire d'Ostuni (10 à 25 m visibles), unité carbonatée observée en position adjacente ou sous-jacent au Calcaire de Caranna. Elle est défini dans l'aire du Monte de la Badessa, où elle est constituée par un biostrome à Rudistes coalescents (framestone), qui occupent 80 à 90% de l'unité; la trame squelettique de la bioconstruction est essentiellement formée d'Hippuritidés et de *Joufia*. Les *Sabinia* sont beaucoup plus rares. Une matrice bioclastique et péloïdale de texture wackestone/packstone occupe les espaces intersquelettiques.

L'extension horizontale de ce biostrome est de quelques km<sup>2</sup> sur le plateau du Monte de la Badessa.

Contenu paléontologique: *Hippurites colliciatius*, *H. heritschi*, *Kurtinia hemisphaerica*, *Joufia reticulata* et *Sabinia* aff. *aniensis*.

- Calcaire de Caranna (20 à 35 m visibles), qui possède les mêmes caractères lithologiques que dans le secteur de Fasano (Coupe FM7A): le faciès principal est un calcaire bréchiq ue à microdébris, mal stratifié, qui contient dispersés dans la matrice bioclastique (de texture wackestone à grainstone) des Rudistes, des blocs de calcaires bioconstruits à Hippuritidés, des blocs et des galets de calcaires micritiques et cryptalgaires dont les faciès rappellent ceux du Calcaire d'Altamura (membre stromatolitique et membre à *Gorjanovicia*).

Contenu paléontologique: *Joufia reticulata*, *Sabinia* aff. *aniensis*, *Hippurites heritschi*, *Trochoceramus* sp., Foraminifères benthiques et organismes planctoniques: même association que dans le secteur de Fasano (coupe FM7A).

## Résultats lithostratigraphiques.

Les données précédentes, obtenues sur l'ensemble des coupes étudiées, conduisent aux conclusions stratigraphiques suivantes.

Dans les Murges sud-orientales seul le sommet du Calcaire de Bari est représenté; il correspond à l'ensemble du membre micritique et du Membre Sannicandro, qui représentent le Cénomani en supérieur (voir après).

Les nouvelles connaissances lithostratigraphiques sur le sommet du Calcaire de Bari posent le problème de la signification lithostratigraphique des "livello Sannicandro" et "livello Toritto" des Auteurs (Valduga, 1965; Ricchetti, 1975).

On observe que, dans la littérature, le nom de "livello Sannicandro" a été utilisé pour indiquer tantôt des bancs à *Apricardia* (Ricchetti, 1975), tantôt des bancs à fragments de Radiolitidés (Maggiore et al., 1978), ou encore des bioconstructions à Caprini-

dés et Radiolitidés (Iannone & Laviano, 1980). En réalité, avec ce nom on a désigné, dans différentes localités, les "couches à Rudistes" superposées aux "couches à *Cisalveolina fallax*", qu'on estimait correspondantes à un niveau unique dans la série. En effet existent plusieurs niveaux à *Cisalveolina fallax* et les faciès à Rudistes précités alternent avec ceux-ci.

Or, la succession "calcaires à Rudistes-calcaires à *Cisalveolina fallax*" constitue le Membre Sannicandro que nous avons défini à Fasano.

Le "livello Toritto", formé par des calcaires à Sauvagésinés est d'après Ricchetti (1975) situé plusieurs dizaines de mètres au-dessus du "livello Sannicandro"; il est d'âge Cénomancien-Turonien et représente le sommet du Calcaire de Bari. Nous retenons, au contraire, que le "livello Toritto" corresponde à un niveau à Rudistes du Membre Sannicandro. Il a été décrit localement dans la zone de Toritto (Valduga, 1965), mais dans la coupe complète de Fasano (FM7A) n'a pas été observé.

Sur le Membre Sannicandro, par l'intermédiaire d'une discontinuité est superposé le Calcaire d'Altamura, du Coniacien à Campanien inférieur (voir après). Cette formation est constituée par trois unités: le membre loféritique, le membre stromatolitique et le membre à *Gorjanovicia*.

En outre, dans les Murges orientales, affleurent des roches qui peuvent être assignées à deux formations nouvelles: le Calcaire de Caranna et le Calcaire d'Ostuni. La première de ces formations a sa maxime exposition dans la localité Caranna (près de Fasano) où constitue le plateau de M. Giannecchia. Le faciès principal est représenté par un calcaire bréchiq ue à microdébris, mal stratifié. La matrice bioclastique, à texture wackestone à grainstone, contient des Rudistes entiers ou fragmentés, blocs des calcaires bioconstruits à Rudistes (surtout Hippuritidés), blocs et galets des calcaires provenant du Calcaire d'Altamura. L'âge de cette formation est Campanien supérieur (?)-Maastrichtien.

En position latérale et/ou sous-jacente on peut observer les calcaires de l'autre formation: le Calcaire d'Ostuni. Cette formation affleure principalement dans la zone de Monte de la Badessa, où elle montre une épaisseur de 10 à 25 m. Elle est constituée par des calcaires bioconstruits à Rudistes en faciès de framestone, qui dans la matrice bioclastique et péloïdale contient des Foraminifères et des Algues. L'âge de cette formation est retenue la même du Calcaire de Caranna.

### Biostratigraphie et chronostratigraphie: discussions et problèmes.

Les datations discutées dans ce paragraphe tiennent compte de la microfaune benthique et des Rudistes identifiés, les exemplaires d'espèces planctoniques (surtout Foraminifères) sont rares et mal conservés. En manque d'espèces de valeur chronostratigraphique sûr, quelque datation est restée douteuse: nous espérons que de nouvelles recher-

ches nous conduirons à améliorer ces connaissances.

### 1) Le Cénomanién: Calcaire de Bari p.p.

Cet étage a été défini dans les secteurs de Polignano (PM6) et de Fasano (FM7).

#### *Le Cénomanién supérieur p.p. (partie basale ?).*

Cet intervalle chronostratigraphique correspond au membre micritique (Fig. 3); en particulier, les unités A et B de ce membre (voir Fig. 6) ont livré à Polignano l'association de Foraminifères benthiques suivante: *Peneroplis* cf. *planatus parvus*, *Nummoloculina* sp., *Nummoloculina heimi*, *Nezzazata* sp., *Cuneolina pavonia parva*, *Cisalveolina* (?) sp. Cette association est citée par différents Auteurs dans le Cénomanién inférieur à moyen: en Grèce (Fleury, 1980) et en Provence (Tronchetti, 1981). D'autre part, ces niveaux renferment des Alvéolinidés du genre *Cisalveolina* (?), qui n'ont pas les caractères spécifiques de *Cisalveolina fallax* (du Cénomanién supérieur) et paraissent plus archaïques. Ces arguments, l'absence de critères désignant la partie terminale du Cénomanién supérieur et la position stratigraphique de cette unité, permettent d'attribuer à la série un âge Cénomanién supérieur p.p. (partie basale ?), sans préciser les limites de cet intervalle.

#### *Le Cénomanién supérieur (partie terminale ?).*

Cet intervalle chronostratigraphique correspond au Membre Sannicandro du Calcaire de Bari. L'association des Foraminifères benthiques est la suivante, à Fasano: *Cisalveolina fallax*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Nummofallotia* cf. *apula* et *Nezzazata* sp. L'Algue *Heteroporella lepina* complète cette association.

Cette association caractérise le Cénomanién supérieur du pourtour méditerranéen (De Castro, 1982). Elle est citée entre autres par Cherchi & Schroeder (1975) en Sardaigne, en Tunisie par Bismuth et al. (1981), en Provence par Tronchetti (1981), en Grèce par Decrouez (1976). Significative est la présence de *Cisalveolina fallax* Reichel (= *Cisalveolina fraasi* Gümbel), pour laquelle, dans son travail de synthèse, De Castro (1982) conclut que "cette espèce a vécu pendant le Cénomanién supérieur sans en atteindre ni vers le bas, ni vers le haut les limites".

L'association de Rudistes de l'unité est la suivante: *Sauvagesia sharpei*, *S. nicasei*, *Caprinula boissyi* et *Sphaerucaprina forojuliensis*. Certains Auteurs lui attribuent un âge Cénomanién supérieur à Turonien (Carbone et al., 1971; Praturlon & Sirna, 1976 dans la région de Roma; Iannone & Laviano, 1980 dans les Murges à Ruvo). D'autres Auteurs, comme Polsak & Mamuzic (1969), Berthou & Philip (1972) et Philip (1978) lui confèrent un âge Cénomanién supérieur, daté au Portugal par une faune pélagique associée. Récemment, Camoin (1983) cite cette association en Sicile, dans le Cénomanién moyen.



Nous attribuons donc un âge Cénomaniens supérieur à l'ensemble du Membre Sannicandro.

Aucun critère biostratigraphique ne permet d'évidencier la présence possible du Turonien inférieur. Il demeure difficile à placer la limite entre le Cénomaniens et le Turonien, quand même une surface d'altération affecte le Membre Sannicandro, à Fasano, et une discordance angulaire entre le Calcaire de Bari et le Calcaire d'Altamura est visible à Ruvo (Iannone & Laviano, 1980). L'absence de la partie terminale du Cénomaniens supérieur, voire de la base du Turonien, peut être en relation (?) avec cette discontinuité (érosion, altération-dissolution).

En résumé, le membre micritique correspond probablement à la partie basale (?) du Cénomaniens supérieur et le Membre Sannicandro, riche en Rudistes et Foraminifères benthiques, correspond à la partie terminale (?) du Cénomaniens supérieur.

## 2) Turonien (?) - Campanien inférieur.

L'analyse chronostratigraphique de cet intervalle, qui correspond au Calcaire d'Altamura, est délicate à effectuer et notamment pour ce qui concerne le Turonien, compte tenu de l'absence d'Hippuritidés marqueurs du début de cet étage, de l'absence d'intercalation à faune pélagique et de la faible valeur biostratigraphique des organismes retrouvés à la base du Calcaire d'Altamura, essentiellement constituée par des laminites cryptalgaires et des micrites azoïques.

Dans la série des Murges, l'intervalle formé par les couches groupées dans le Membre Sannicandro et le membre loféritique correspondraient d'après certains auteurs (Iannone & Laviano, 1980; Luperto Sinni & Ricchetti, 1982) au Cénomaniens supérieur-Turonien. D'après ces Auteurs le Turonien serait plus précisément compris entre les niveaux à *Dicyclina schlumbergeri* (Cénomaniens supérieur) et les niveaux à *Accordiella conica* (Coniacien). Nous pensons maintenant que ces niveaux à Rudistes et Foraminifères benthiques du Membre Sannicandro, soient plus précisément d'âge Cénomaniens supérieur et que seul le membre loféritique pourrait correspondre au Turonien. Or, les critères biostratigraphiques ne permettent pas de dater précisément le membre loféritique: en effet, il renferme une association fossilifère formée par: Miliolidés, Discorbidés, *Dicyclina schlumbergeri*, *Thamatoporella parvovesiculifera* et *Aeolisaccus kotori*, mais ces organismes caractérisent un intervalle stratigraphique très large - Cénomaniens à Coniacien. En outre cet intervalle ne renferme jamais de Rudistes. D'autre part, les organismes retrouvés immédiatement au-dessus du membre loféritique (notamment des Rudistes tels que *Biradiolites angulosus*) ne permettent pas de définir éventuellement la limite supérieure du Turonien.

En conclusion, cet étage ne peut précisément être caractérisé par des arguments biostratigraphiques.

Quant au Coniacien, les éléments biostratigraphiques qui permettraient de le définir, occupent globalement un intervalle lithostratigraphique formé par les membres loféritique et stromatolitique; il s'agit de *Dicyclina schlumbergeri*, *Moncharmontia apenninica*, *Rotalia skourensis*, *R. trochidiformis*, *Accordiella conica*, *Nezzazatinella* sp., *Nummoloculi*



*na* sp., *Aeolisaccus kotori*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Biradiolites* sp. et *Biradiolites angulosus*. Ces organismes, dont l'apparition et la disparition peuvent être liées aux changements de faciès, ont été cités globalement dans le Coniacien de Provence (Tronchetti, 1981; Philip, 1970), de Tunisie (Bismuth et al., 1981) et des Murges (Luperto Sinni, 1976). Ils ne caractérisent pas l'étage et peuvent tout aussi bien désigner le Turonien ou le Santonien.

De ce fait, le découpage chronostratigraphique et la datation précise des membres loféritique et stromatolitique du Calcaire d'Altamura n'est pas possible avec ces critères biostratigraphiques; ces unités appartiennent globalement à l'intervalle Turonien (?) - Coniacien-Santonien p.p.

L'intervalle Santonien-Campanien inférieur est nettement caractérisé dans les Murges par un renouvellement et une diversification des faunes benthiques, associées au membre à *Gorjanovicia*.

Le membre à *Gorjanovicia* renferme une riche association de Rudistes: *Gorjanovicia costata*, *G. campobassoi*, *Bournonia retrolata* et *Hippurites* sp. Or, les espèces de *Gorjanovicia* ont été décrites en Yougoslavie par Polsak (1967) et elles y caractérisent l'intervalle Santonien-Campanien inférieur (Cénozone 5 de Polsak, 1967). Cette interprétation est confirmée par d'autres Auteurs: Sliskovic (1971) en Herzégovine, Plenicar (1975) en Slovénie, et récemment, Caminiti (1985) en Grèce. En outre, nos propres recherches effectuées dans le Gargano à Apricena, nous ont conduit à la découverte de cette association dans des niveaux contenant *Vaccinites cornuvaccinum* Brown; cette espèce est citée dans le Santonien d'Autriche par Kaumanns (1962) et dans le Santonien-Campanien inférieur du pourtour méditerranéen par Polsak (1963), Plenicar (1975) et Herak et al. (1976).

Les autres espèces de l'association précitée ont elles aussi un "cachet" santonien: *Bournonia retrolata* est décrite dans le Santonien de l'Aragon (Astre, 1929) et de Bulgarie (Pejovic, 1978).

La microfaune observée est représentée par: *Murgella lata*, *Accordiella conica*, *Moncharmontia apenninica*, *Rotorbinella scarsellai*, *Rotalia trochidiformis*, *Dicyclina schlumbergeri*, et des grands Rotaliidés.

Une association semblable a été observée par Fleury (1980) dans le Santonien de Grèce et par Tronchetti (1981) dans le Santonien de Provence. L'ensemble de l'association citée peut être rapportée au Santonien-Campanien inférieur si on tient compte que son extension est incluse dans la cénozone à *Accordiella conica* définie par Luperto Sinni & Ricchetti (1978) caractérisant dans les Murges, l'intervalle Santonien-Maastrichtien.

En conclusion, le membre à *Gorjanovicia* est retenu d'âge Santonien-Campanien inférieur surtout sur la base des Rudistes retrouvés. La limite entre les deux étages est difficile à préciser et seule la disparition de *Murgella lata* peut être utilisée pour la situer (Fleury, 1980). D'autre part, aussi la limite inférieure du Santonien, ne peut être précisée. En effet, le renouvellement des faunes benthiques qui caractérise le membre à *Gorjanovicia* peut être lié à des changements écologiques et ne pas marquer la base de l'étage dans tous les secteurs. D'autant que les indices biostratigraphiques n'excluent pas la pré-

sence du Santonien dans le membre stromatolitique sous-jacent, la limite entre Coniacien et Santonien pourrait être située au sein du membre stromatolitique même.

### 3) Campanien supérieur (?) - Maastrichtien: le Calcaire de Caranna et le Calcaire d'Ostuni.

Cet intervalle stratigraphique est dans l'ensemble caractérisé par un renouvellement des Rudistes et des Foraminifères benthiques, d'une part au sein du Calcaire d'Ostuni bioconstruit et, d'autre part, au sein des faciès détritiques carbonatés du Calcaire de Caranna.

Le Calcaire d'Ostuni est, en effet, constitué par des faciès bioconstruits à Rudistes, dont les espèces principales sont: *Joufia reticulata*, *Kurtinia hemisphaerica*, *Hippurites heritschi*, *H. colliciatu*s et *Sabinia* aff. *aniensis*. Cette association, en partie étudiée par Laviano (1984), peut être attribuée au Maastrichtien. Cette interprétation chronostratigraphique est en accord avec les travaux de Milovanovic (1937) et Polsak & Mamuzic (1969) concernant la province méditerranéenne orientale. Récemment aussi Camoin (1983) donne un âge maastrichtien à une partie de cette association (*Sabinia* aff. *aniensis*, *Hippurites heritschi*, *Joufia reticulata*) en Sicile et de même Ozer (1983) en Turquie. La découverte dans le Calcaire d'Ostuni de *Kurtinia hemisphaerica*, espèce décrite en Turquie (Karacabey-Oztemur, 1980) confirme cette interprétation. Cette association est également présente dans le Gargano où elle est accompagnée de Foraminifères benthiques (*Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus* sp.), de Foraminifères pélagiques (*Globotruncana gansseri*) et de Rudistes (*Pironea praeslavonica*), d'âge maastrichtien (Borgomano & Philip, 1987 sous press).

Entre ces niveaux bioconstruits d'Ostuni (Maastrichtien) et le sommet du membre à *Gorjanovicia* (Campanien inférieur) il pourrait y avoir une lacune stratigraphique correspondante au Campanien moyen-supérieur (?).

Le Calcaire de Caranna renferme dans ses faciès bioclastiques et bréchiques des débris grossiers de Rudistes attribués à *Joufia reticulata* et *Sabinia* aff. *aniensis*. Ces espèces désignent un intervalle Campanien inférieur-Maastrichtien (Philip, 1986).

Mais, soit dans le secteur de Fasano et soit dans la plaine d'Ostuni, dans les cas où la formation de Caranna repose, comme à Fasano, sur le membre à *Gorjanovicia*, les Foraminifères benthiques suivants permettent de préciser la présence du Maastrichtien (et du Campanien supérieur p.p.): *Orbitoides media* et *Siderolites* sp. (Van Hinte, 1966 a,b, 1968, 1976; Van Gorsel, 1973, 1978; Neumann, 1980, 1987; Neumann, Platel et al., 1983).

En conclusion, le Maastrichtien correspond globalement au Calcaire d'Ostuni et au Calcaire de Caranna situés dans les secteurs de Fasano (FM9) et d'Ostuni (OM8).

En conclusion de cette analyse, nous pouvons mettre en évidence que:

1) Le Cénomanién supérieur, correspondant au membre micritique et au Membre Sannicandro, est caractérisé par des Rudistes et des Foraminifères benthiques. Le contact entre les deux membres n'a pas été observé. Ils constituent le sommet du Calcaire de Bari; la limite supérieure de cette formation correspond à une discontinuité importante (discordance angulaire, surface d'altération).

2) Au-dessus de cette discontinuité, dont l'évolution latérale est analysée plus loin, aucun critère biostratigraphique ne permet de dater précisément la base du Calcaire d'Altamura (membres loféritique et stromatolitique), dans un large intervalle Turonien (?) - Coniacien-Santonien p.p.

3) Le Santonien et le Campanien inférieur sont caractérisés par des Rudistes et des Foraminifères benthiques au sommet du Calcaire d'Altamura (membre à *Gorjanovicia*) (Fasano-Ostuni).

4) Le Campanien moyen et supérieur sont difficiles à documenter entre le Calcaire d'Altamura et la base du Calcaire de Caranna ou du Calcaire d'Ostuni.

5) Le Maastrichtien semble être bien caractérisé par les Foraminifères benthiques et les Rudistes dans le Calcaire d'Ostuni et dans le Calcaire de Caranna.

### Évolution des paléoenvironnements: les principales séquences de dépôt et les événements tectoniques.

Pour chaque unité chronostratigraphique, nous définirons les principales séquences de dépôt et leurs éventuelles variations latérales; l'évolution générale de la série du

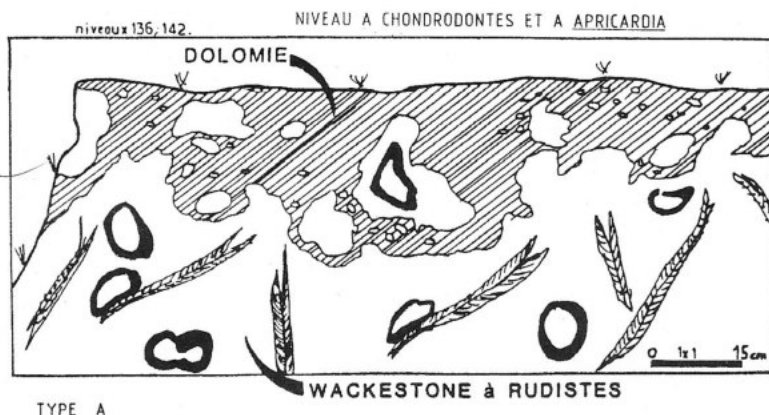


Fig. 12 - Faciès de dépôt margino-littoral confiné (avec dolomitisation) (Type A).

Crétacé supérieur, sous un aspect tectono-sédimentaire et séquentiel, constituera une conclusion à ce chapitre.

### 1) Le Cénomancien supérieur p.p. (partie basale?): faciès boueux et algo-laminés.

Cette unité chronostratigraphique est matérialisée par le membre micritique du Calcaire de Bari (Fig. 3). Deux types de séquences de dépôt ont été observés (Fig. 12, 13, 14):

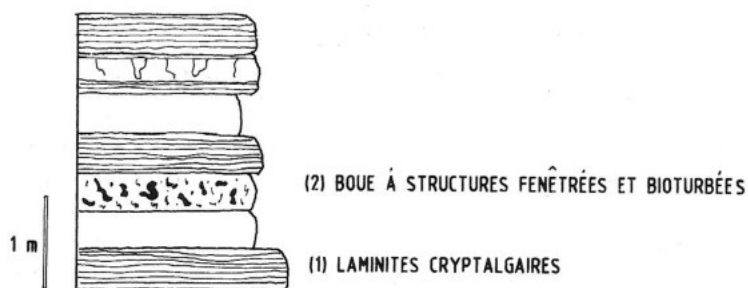
a) séquence de dépôt margino-littoral à subtidal (type A; Fig. 12; Coupe de Polignano, PM6). Elle est constituée de bas en haut par (1) un packstone-grainstone à Foraminifères benthiques, par (2) de laminites cryptalgaires et par (3) un wackstone à Rudistes partiellement dolomitisé. Cette séquence mesure entre 1 et 10 m d'épaisseur. Dans le cas où elle est peu épaisse, elle est formée par un banc dolomitisé à Rudistes et un niveau à Foraminifères benthiques et laminites cryptalgaires associées.

Dans la coupe de Polignano elle se répète quatre fois.

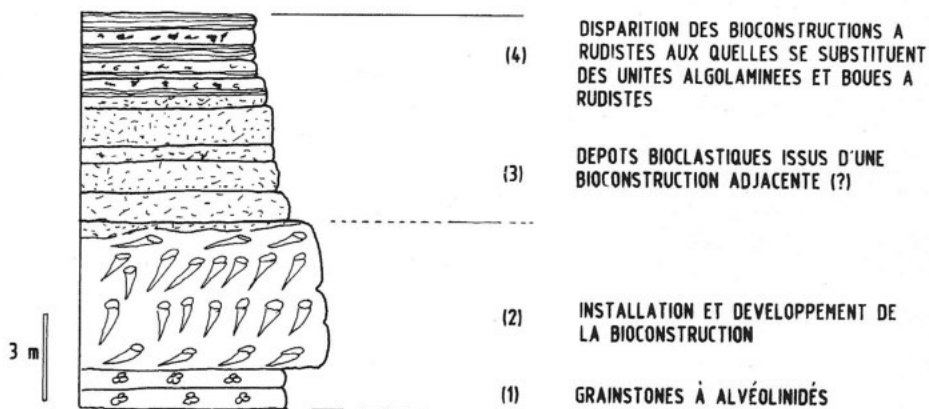
La rythmicité de la séquence est, en tous cas, signée par les phénomènes de dolomitisation qui, par *descensum*, affecte le sommet de bancs à Rudistes: cette dolomitisation peut masquer totalement le faciès d'origine et faire disparaître la structure des tests des Rudistes, en témoignant une discontinuité au-dessous de ces bancs à Rudistes. Une telle situation a été observée par Masse (1976) dans un contexte équivalent, appartenant au Crétacé inférieur provençal. Cette auteur (op. cit.) attribue ces phénomènes de dolomitisation à des anomalies de salinité du milieu (sursalure augmentant le rapport Mg/Ca) et au confinement responsable de la concentration en matière organique, facteur essentiel de la dolomitisation: l'influence de la matière organique serait révélée par la couleur grise et l'odeur fétide de ces dolomies (notamment à Polignano). Ce type de dolomitisation appartiendrait à "des séquences margino-littorales" (Masse, op. cit.).

La séquences de type A représente donc l'évolution d'un milieu marginolittoral confiné (dolomitisation) vers un milieu subtidal peu profond favorable aux Rudistes; les laminites cryptalgaires et les sables à Miliolidés, représentent un stade intermédiaire (accessoire) où les conditions ne sont pas encore favorables aux biotopes à Rudistes. La rupture de cette évolution est brutale et après une phase de dolomitisation on a le retour aux conditions antérieures. L'extension régionale de ces séquences ne peut être précisée dans l'état actuel de nos connaissances. Pourtant nous sommes dans l'impossibilité d'arriver à des conclusions à propos de leur signification paléogéographique, voire géodynamique: nous pensons, en tous cas, que dans ce contexte de "plate-forme interne" stable, elles sont peut-être la conséquence d'oscillations bathymétriques en relation avec une instabilité tectonique (?).

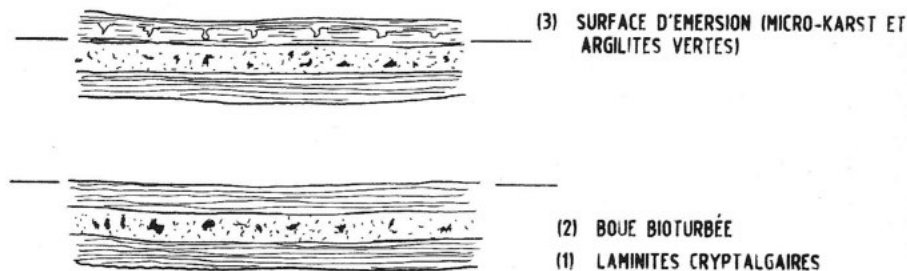
b) Séquence de dépôts boueux-algolaminés (type B; Fig. 13). Cette séquence est formée par (1) un niveau à laminites cryptalgaires, et (2) un niveau de wackstone à Foraminifères benthiques affecté accessoirement de structures fenêtrées et bioturbées: plusieurs niveaux identiques (laminites ou wackstones) peuvent se succéder.



## TYPE B



## TYPE C



## TYPE D

Fig. 13 - Séquence de dépôts boueux-algolaminés (Type B); séquence de bioconstruction à Rudistes (Type C); séquence d'émersion (Type D).

Entre les deux types des faciès est possible d'évoquer l'existence des relations génétiques, notamment en ce qui concerne la production de la boue carbonatée par destruction des tapis algo-laminés (bioturbation, décomposition ecc.). Dans cette optique, l'ensemble de la succession représenterait l'évolution différentielle des faciès algo-laminés sous l'influence de facteurs biologiques et/ou physico-chimiques.

En tous cas, quelle que soit l'origine de ces faciès boueux à rares Foraminifères benthiques, les alternances précitées n'indiquent pas, à l'échelle d'un ou de plusieurs bancs, de grands changements environnementaux. Cette séquence est caractéristique d'un environnement de "plate-forme interne", étendu latéralement et défavorable aux Rudistes. Cet environnement appartient à un milieu subtidal peu profond. D'autre part, aucun critère décisif (niveaux d'altération et d'argiles vertes, galets noirs, figures de dissection), ne peut justifier de mettre en relation la séquence type B avec des émergences temporaires.

Le membre micritique du Calcaire de Bari constitue, donc, un ensemble carbonaté tabulaire duquel n'est pas connue l'évolution latérale et duquel l'épaisseur réelle n'a pu être évaluée.

Pourtant, on peut retenir que pendant le Cénomaniens supérieur (ou mieux dans sa partie basale?) dans les Murges on a établissement d'une plate-forme carbonatée de type interne, caractérisée par de fonds boueux et algo-laminés.

## 2) Le Cénomaniens supérieur (partie terminale?): développement des bioconstructions à Rudistes.

Cette unité chronostratigraphique est représentée par le Membre Sannicandro à Fasano. L'ensemble de l'unité lithostratigraphique est constitué par une séquence de bioconstructions à Rudistes (type C; Coupe du Monte Giannecchia, FM7A; Fig. 7, 13). Elle est formée de bas en haut par (1) des grainstones à Alvéolinidés, (2) des bioconstructions à Rudistes, (3) des grainstones bioclastiques et (4) des alternances de wackestones à *Apriocardia* et de laminites cryptalgaires.

Le sommet de cette séquence n'est pas connu: il a vraisemblablement subi une altération, en relation avec la discontinuité majeure (discordance angulaire, niveaux d'émergence) qui sépare le Membre Sannicandro du membre loféritique. Quant à la base de la séquence, son substratum n'affleure pas.

Dans cette séquence, les quatre faciès observés représentent des milieux subtidaux peu profonds appartenants à une plate-forme carbonatée. Dans son ensemble la séquence correspond au développement des communautés à Rudistes et à leur régression. Les faciès bioclastiques à débris de valves (surtout supérieures) de Rudistes sont associés latéralement à d'autres bioconstructions soumises à des agents destructeurs (biodégradations, hydrodynamisme), pour le fait que les peuplements à Rudistes continuent à se de-



velopper dans des aires voisines favorables, alors qu'ils ont disparu dans le secteur étudié. Ces faciès bioclastiques correspondent donc à un deuxième cycle de bioconstructions qui s'effectuent latéralement. Le développement des communautés à Rudistes s'achève par l'installation de fonds boueux et algo-laminés.

L'évolution des environnements s'effectue au sein d'une plate-forme carbonatée en milieu subtidal peu profond dominé par les faciès algo-laminés et boueux; l'apparition de bioconstructions à Rudistes et de leur faciès bioclastiques dérivés, correspond à un changement de milieu, contrôlé par des variations physiographiques de la plate-forme - hydrodynamisme plus important, diminution du confinement (sensu Masse, 1976) - soumise à une légère oscillation bathymétrique (?). Dans cette optique les faciès boueux et algo-laminés du sommet de la séquence, témoignent du retour aux conditions antérieures après une baisse du niveau des eaux. Ces sédiments, qui ont les mêmes caractères que ceux des séquences type A et type B, représentent des environnements peu favorables aux Rudistes identiques à ceux de l'intervalle précédent du Cénomanién (partie basale du Cénomanién supérieur ?).

### 3) Le Turonien: émerision et événement tectonique.

D'après l'analyse stratigraphique déjà exposée, le Turonien est représenté par la discontinuité majeure (discordance angulaire, surface d'altération) qui sépare le Membre Sannicandro et le membre loféritique ou plus généralement le Calcaire de Bari et le Calcaire d'Altamura. Cette discontinuité correspond à une émerision généralisée de la plate-forme des Murges sous l'influence de la tectonique qui se manifeste par une discordance angulaire (à Ruvo di Puglia).

L'émerision de la plate-forme se manifeste ici par:

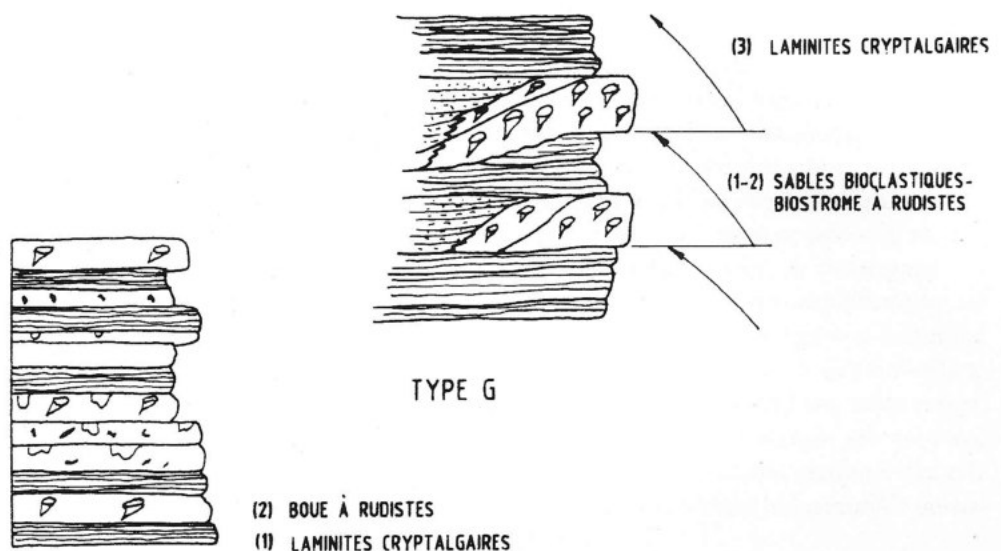
la présence d'une surface d'altération irrégulière qui affecte le Membre Sannicandro et à laquelle sont associés des conglomérats et des argilites vertes;

la dissolution des tests de Rudistes (Caprinidés) en aragonite du Membre Sannicandro: les moules ainsi formés sont colmatés par des argilites vertes qui sont issues *per descensum* de la surface d'altération sus-jacente.

L'altération qui a affecté le sommet du Calcaire de Bari, est responsable de la disparation de calcaires déposés au-dessus du Membre Sannicandro. Dans ces niveaux manquants s'effectue vraisemblablement le passage du Cénomanién au Turonien basal. Dans cette hypothèse, l'émerision et la discontinuité majeure sont liées à un épisode tectonique postérieur au Turonien basal (?).

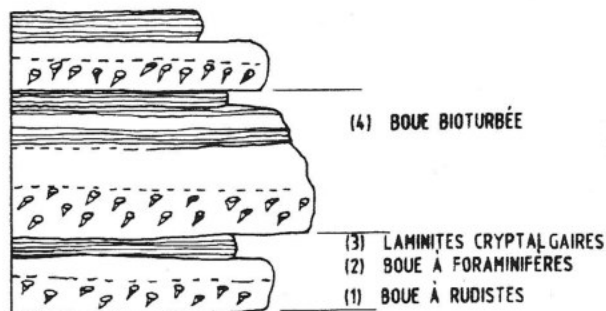
### 4) Le Coniacien-Campanien inférieur: plate-forme carbonatée.

Cet intervalle chronostratigraphique correspond à l'ensemble de la formation du Calcaire d'Altamura (membre loféritique, membre stromatolitique et membre à *Gorja-*



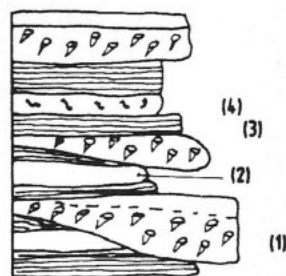
## TYPE E

## BANCS DE BOUE À RUDISTES



## TYPE Fa

## LENTILLES DE BOUE À RUDISTES



## TYPE Fb

## BANCS

## LENTILLES

Fig. 14 - Séquence de dépôts boueux-algaminés (Type E et Type Fa et Fb); séquence de bioconstruction à Rudistes et Stromatolites (Type G).



*novicia*); il est représenté dans les secteurs de Fasano et d'Ostuni. Trois types de séquences sont distinguées, appartenant chacune à un membre du Calcaire d'Altamura (Fig. 13, 14).

a) Séquence d'émergence (type D; membre loféritique; Fig. 13). Elle est constituée par l'alternance, à l'intérieur d'un banc, de (1) niveaux micritiques (wackestones) bioturbés et de laminites cryptalgaires affectées de structures fenêtrées, (2) de niveaux de décollement et de fentes de dessiccation. Le sommet du banc est (3) accessoirement affecté de microcavités karstiques et de perforations verticales ("hard-ground"); il est recouvert par un lit centimétrique d'argilite verte renfermant des galets noirs micritiques.

Les bancs carbonatés représentent l'alternance d'environnements subtidal et intertidal. Dans ce contexte les laminites cryptalgaires et les structures qui les affectent sont liées à leur émergence temporaire et la boue bioturbée représente le produit de la destruction par les organismes fouisseurs des tapis algo-laminés en milieu subtidal (Shinn, 1969 décrit aux Bahamas ce type de séquence). Les argilites vertes à galets noirs associés, qui affectent le sommet des bancs matérialisent une émergence prolongée en milieu supratidal (Strasser & Davaud, 1982, 1983); ils ont en fait une origine pédogénétique, en tant que les argiles ont pu se former par l'altération des calcaires encaissants, comme fait retenir leur cortège minéralogique dominé par l'illite et les smectites produits résidus des ces calcaires (Masse, comm. pers. d'après travaux inédits).

Cette séquence se reproduit une vingtaine de fois dans l'ensemble du membre loféritique. Dans cette unité trois ensembles stratidécroissants de bancs carbonatés sont superposés au-dessus de la discontinuité liée à l'émergence turonienne (Fig. 15). La diminution de l'épaisseur des bancs carbonatés peut être en relation avec: une altération aérienne prolongée et croissante vers le haut des bancs calcaires et une baisse du taux de sédimentation carbonatée liée à l'augmentation des périodes d'exondation.

Dans tous les cas, chacune des séquences représente un cycle sédimentaire à tendance "régressive" vers le haut.

Elles sont situées au-dessus de la discontinuité turonienne, à la base de la transgression du Coniacien et correspondent à la "remise en eau" progressive de la plate-forme carbonatée.

b) Séquence de dépôts boueux-algolaminés (type E; membre stromatolitique; Fig. 14). Cette séquence est constituée par des: (1) laminites cryptalgaires et (2) wackestones à Foraminifères benthiques, renfermant localement des Rudistes. Elle s'apparente à la séquence type B du Cénomaniens supérieur: elle représente l'évolution de fonds boueux et algo-laminés en milieu subtidal peu profond. Elle correspond à un environnement de type plate-forme interne, peu favorable aux Rudistes.

Les alternances des faciès cités constituent l'ensemble du membre stromatolitique dont l'épaisseur varie latéralement d'une centaine de mètres à une vingtaine de mètres.

c) Séquence de dépôts boueux-algolaminés à Rudistes (type Fa et Fb; membre à *Gorjanovicia*; Fig. 14). Cette séquence est constituée de bas en haut par (1) un wackesto-

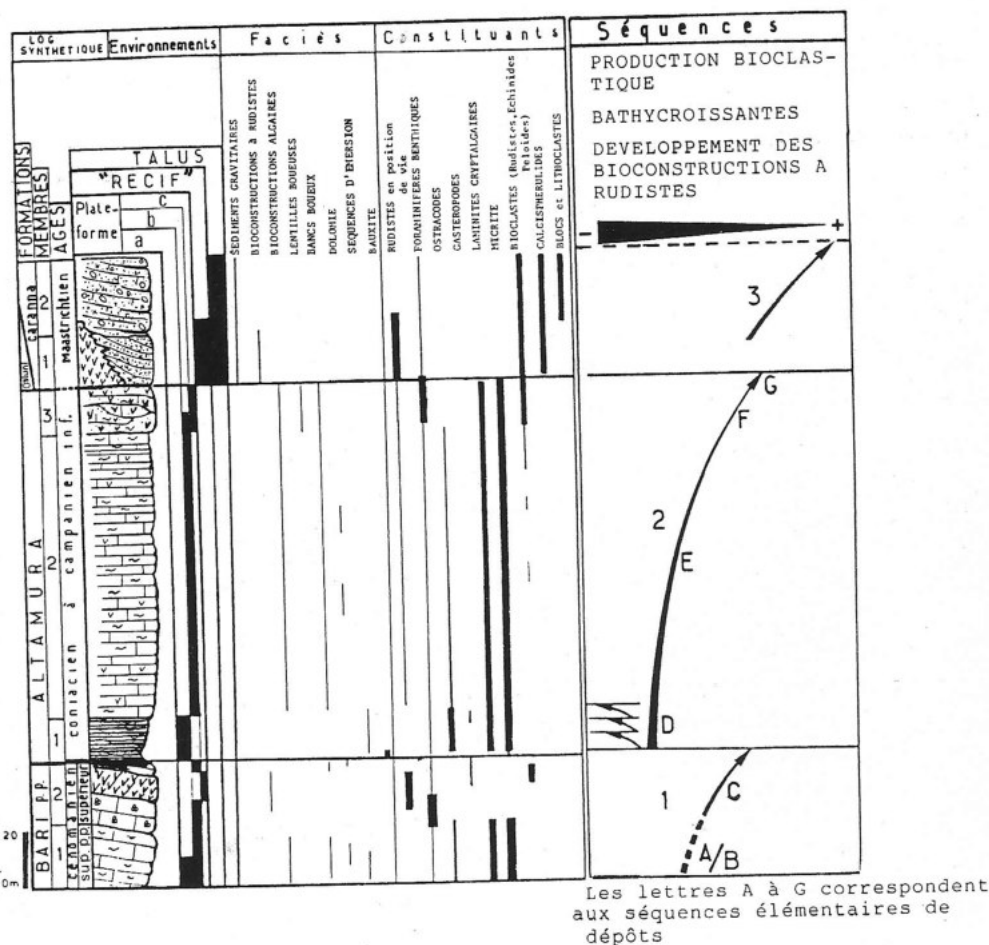


Fig. 15 - Evolution séquentielle de la série carbonatée des Murges au Crétacé supérieur (environnement de plate-forme): 1) Type margino-littoral, émersons temporaires, stromatolites; 2) subtidal peu profond, dépôts boueux-stromatolitiques; 3) subtidal peu profond, bioconstruction à Rudistes.

ne à Rudistes, qui localement peuvent être très abondants, (2) un wackestone à Foraminifères benthiques et (3) des laminites cryptalgaires, qui alternent quelque fois avec (4) des niveaux bioturbés. La séquence peut constituer un seul banc ou une succession de bancs (Fig. 14 Fa); elle est aussi représentée par des lentilles progradantes (Fig. 14 Fb).

Cette séquence représente des bas en haut l'évolution et la régression des peuplements à Rudistes liés à des substrats boueux, qui font place à des faciès algo-laminés et boueux.

Ces faciès représentent des milieux subtidaux peu profonds, stables sur de grandes distances et appartenant à une plate-forme "interne". Leur alternance n'indique pas des changements de milieu importants et peut être contrôlée par la physiographie de la pla-

te-forme: dans les périodes de confinement le milieu est favorable aux colonies algo-bactériennes (?), au contraire dans les phases d'hydrodynamisme plus actif le milieu devient favorable aux Rudistes.

L'hydrodynamisme paraît être un facteur déterminant pour permettre l'installation des peuplements à Rudistes, comme peut être attesté par la limite inférieure érosive de certains bancs ou des lentilles à Rudistes qui est représentée par une surface d'érosion des fonds boueux et algo-laminés.

Le membre à *Gorjanovicia*, dans l'intervalle Santonien, correspond à l'apparition d'environnements favorables aux peuplements à Rudistes, dans un contexte de plate-forme où les dépôts boueux et algo-laminés sont toujours abondants. Les séquences de type F représentent donc une évolution dans ce sens par rapport aux séquences de type E du membre stromatolitique sous-jacent.

d) Séquence de bioconstructions à Rudistes et à stromatolites (type G; Fig. 14).

Cette séquence constitue le sommet du membre à *Gorjanovicia*. Elle est formée par l'enchaînement d'unités lithologiques progradantes vers le Sud-Ouest, qui sont de bas en haut: (1) des bioconstructions à *Gorjanovicia* qui passent latéralement à des grainstones bioclastiques; (2) des laminites cryptalgaires disposées horizontalement. Les biostromes à Rudistes reposent sur une paléotopographie inclinée formée par l'érosion des niveaux à laminites cryptalgaires.

Cette séquence représente l'évolution de bioconstructions à Rudistes, qui, après avoir fourni un important matériel bioclastique, font place à des faciès algo-laminés. L'installation des bioconstructions à Rudistes succède à la création d'une paléotopographie légèrement inclinée (vers le Sud-Ouest) causée vraisemblablement par la formation du bord d'une dépression. Cette paléotopographie s'atténue progressivement sous l'effet de la progradation des biostromes et des dépôts bioclastiques, comme le démontrent les niveaux algo-laminés qui en sommet de séquence sont disposés horizontalement.

Comme pour la séquence F, l'hydrodynamisme joue un rôle important dans cette évolution séquentielle: une variation brutale de l'hydrodynamisme (augmentation et/ou orientation) permet la création d'une paléotopographie par érosion des faciès algo-laminés; en suite, les peuplements à Rudistes se développent en fournissant du matériel bioclastique sous l'effet permanent de l'hydrodynamisme. Le régime hydrologique change progressivement au fur et à mesure que la dépression se "colmate", et en fin de séquence, le dispositif est recouvert par les niveaux algo-laminés horizontaux.

Cette séquence représente, donc, l'évolution de milieux de dépôt appartenants à une plate-forme carbonatée, dans lesquels les changements hydrodynamiques produisent des conditions très favorables au développement des bioconstructions à Rudistes sur des surfaces d'érosion affectant les fonds algo-laminés.

Les faciès appartenants à l'intervalle stratigraphique Coniacien-Campanien inférieur (Calcaire d'Altamura) occupent une grande partie du territoire des Murges. L'extension horizontale et la nature sédimentologique de ces faciès sont caractéristiques d'une plate-forme carbonatée, dans laquelle l'évolution des séquences démontre l'installa-

tion d'environnements de plus en plus favorables aux peuplements à Rudistes. Son extension paléogéographique réelle n'est pas connue, mais il est vraisemblable qu'elle se prolonge plus à Sud et plus au Nord (Ricchetti, 1980). L'épaisseur et la polarité des dépôts évolue au cours de cet intervalle, de façon que:

le membre loféritique, qui représente au-dessus de la discontinuité turonienne la base de la transgression sénonienne, se dilate (1 à 15 m) d'Ouest en Est, vers Fasano;

le membre stromatolitique montre la même évolution (20 à 100 m).

Ces deux unités constituent donc une plate-forme carbonatée dilatée d'Ouest en Est, au-dessus de la discontinuité turonienne; latéralement les faciès n'évoluent pas;

le membre à *Gorjanovicia* malgré son épaisseur plus ou moins régulière sur l'ensemble de la plate-forme (10 à 20 m), en revanche, montre une certaine polarité de la sédimentation: les lentilles de boue à Rudistes sont généralement axées N 40° - N 50° et certains dispositifs progradent vers le Sud-Ouest. De plus, vers le Sud-Ouest les bioconstructions à Rudistes passent latéralement à des sédiments bioclastiques.

Ces polarités pourraient représenter une accréation de faciès de plate-forme vers le Sud-Ouest, en relation avec la proximité de la "plate-forme externe", ou bien être le reflet de la direction locale de l'hydrodynamisme.

#### 5) Le Campanien supérieur p.p. (?) - Maastrichtien.

Cet intervalle de temps est représenté par le Calcaire de Caranna et le Calcaire d'Ostuni. Les analyses stratigraphiques précédentes ont montré que l'intervalle Campanien moyen à supérieur correspond à une discontinuité importante dans la sédimentation. Cette discontinuité est en relation avec une phase tectonique dont la conséquence principale est l'effondrement de la plate-forme au Nord-Est (Ostuni, Fasano). En effet, dans la plaine d'Ostuni et dans la zone de Fasano, sur le membre à *Gorjanovicia*, du Campanien inférieur, reposent les dépôts carbonatés gravitaires du Maastrichtien (et du Campanien supérieur p.p.?) (Calcaire de Caranna) alors que sur le plateau du Monte della Badessa, c'est superposée au membre à *Gorjanovicia* une unité récifale à Rudistes.

Les affleurements du Calcaire d'Ostuni et du Calcaire de Caranna pourraient représenter une paléomorphologie: la zone haute est occupée par les formations récifales (Calcaire d'Ostuni) et la dépression par les sédiments bioclastiques et bréchiques (Calcaire de Caranna). Ce dispositif s'apparente à un haut-fond ou ride, axé globalement N 90° - 100°. Cette paléomorphologie est contrôlée vraisemblablement par des accidents de même direction et d'âge ante Maastrichtien, en relation avec la discontinuité correspondant au Campanien moyen-supérieur.

Les séquences sédimentaires au sein des bioconstructions à Rudistes n'ont pas été étudiées en détail.

Pour ce qui concerne les faciès bioclastiques et bréchiques, ils sont constitués par des séquences de dépôts gravitaires - "debris flow, grain flow" (Fig. 8) - identiques à celles qui sont analysées dans une succession de même âge du Gargano (Formation de Cara-

manica) (Borgomano & Philip, 1987, sous presse). Il convient de signaler que dans le secteur de Fasano, les sédiments bioclastiques resédimentés occupent des unités lenticulaires (chenaux?) axées N 45°, dont l'orientation peut représenter une direction d'écoulement gravitaire. De plus, la partie orientale de l'ensemble bioconstruit est recouverte par les dépôts bioclastiques et bréchiqes, ce qui suggère un événement tectonique intra Maastrichtien.

L'évolution verticale des dépôts carbonatés bioclastiques montre le passage de sédiments graveleux (membre à *Sabinia*) à des sédiments sableux, renfermant localement des niveaux bréchiqes. Dans ces unités sableuses, les troncatures et les intercalations de boue pélagique sont fréquentes. Cette succession est caractéristique d'un milieu de dépôt de pente et montre un approfondissement relatif des dépôts.

Le Maastrichtien correspond donc dans les Murges (Fasano-Ostuni) à une période d'approfondissement des dépôts; la plate-forme carbonatée stable jusqu'alors, vient à être recouverte localement par des dépôts de pente carbonatés. Ces derniers apparaissent brutalement dans la série au-dessus de la discontinuité du Campanien moyen-supérieur. Ce phénomène est en relation avec l'instabilité tectonique de la plate-forme; les récifs à Rudistes bordent des dépressions créées par des accidents à direction N 90° - N 100°.

Nous n'avons pas pu mettre en évidence l'évolution des dépôts au Maastrichtien terminal-Paléocène; d'après Luperto Sinni (travaux en cours) cet intervalle stratigraphique correspondrait à des dépôts bréchiqes (Secteur de Caranna) dont la matrice renfermerait des Foraminifères planctoniques. Ces faciès bréchiqes seraient en relation avec un autre épisode tectonique, qu'on peut observer dans la série du Gargano à la limite Maastrichtien-Paléocène (Borgomano & Philip, 1987, sous presse).

### Conclusions: évolution séquentielle et tectono-sédimentaire de la série au Crétacé Supérieur.

Définir une évolution séquentielle à l'échelle de ces séries de plate-forme carbonatée relativement homogènes peut paraître arbitraire. D'autre part, cela nous permet de situer dans l'échelle stratigraphique les tendances de dépôts par rapport aux principales discontinuités. Ces dernières ont une signification géodynamique régionale en relation avec la tectonique: elles se retrouvent dans chaque milieu de dépôt où elles se manifestent différemment.

Nous avons distingué trois mégaséquences entre le Cénomaniens supérieur et le Maastrichtien. Chacune d'elles peut être considérée comme une séquence de dépôt "bathycroissante" en relation, les deux premières, avec la diminution du "confinement" de la plate-forme (sensu Masse, 1976; Masse & Sentenac, 1987) et la dernière avec l'apparition de faciès de talus (Fig. 15).

1) La première mégaséquence correspond au Cénomaniens supérieur. La tendance à l'approfondissement des dépôts est peu marquée dans ce contexte de plate-forme carbonatée stable.



A la base: les faciès boueux, stromatolitiques, à rares Rudistes et la dolomitisation précoce et sélective (séquences A et B) caractérisent des milieux de plate-forme interne confinés, voire margino-littoraux (séquence A).

En suite, l'installation progressive des bioconstructions à Rudistes, en milieu subtidal (séquence C) témoigne de la diminution du confinement, sans doute liée à des modifications physiographiques de la plate-forme. L'extension régionale de cette séquence indique que la diminution du confinement est un phénomène global à l'échelle de la plate-forme, en relation, peut-être, avec la bathycroissance.

Cette mégaséquence représente également, dans un contexte de plate-forme carbonatée, l'installation d'environnements de plus en plus favorables aux communautés à Rudistes et à la production bioclastique; en effet, à la base de la mégaséquence, les Rudistes sont contenues dans des bancs de boue et la production de débris squelettiques est négligeable; en revanche, au sommet de la mégaséquence, les Rudistes constituent des bioconstructions auxquelles sont associées des unités bioclastiques. L'évolution de la productivité bioclastique liée aux Rudistes, sur la plate-forme carbonatée, peut être corrélée avec l'évolution des dépôts de talus dans le Gargano, où les faciès bioclastiques d'origine néritique sont résédimentés (Masse & Luperto Sinni, 1987; Masse & Borgomano, 1987; Borgomano & Philip, 1987, sous presse).

La limite supérieure de cette séquence est définie par la discontinuité turonienne qui se manifeste par une discordance angulaire importante et/ou une surface d'altération. Cette discontinuité est liée à un événement tectonique responsable de l'émersion de la plate-forme carbonatée. L'épisode tectonique constitue une perturbation importante dans la sédimentation et le développement des communautés benthiques; la mégaséquence sus-jacente représente le rétablissement progressif des conditions sous-marines stables sur la plate-forme carbonatée.

2) La deuxième mégaséquence est plus caractéristique; elle correspond à l'intervalle Coniacien-Campanien inférieur. Au dessus de la discontinuité turonienne, les premiers niveaux représentent des séquences d'émersion typiques (séquence D), associées à un environnement marin de type margino-littoral, où seules les communautés alga-bactériennes laminées se développent; à ces niveaux succèdent des alternances de faciès boueux et stromatolitiques, à rares Rudistes (séquence E) qui représentent un environnement marin plus stable caractérisant un milieu subtidal moins confiné; au sommet de la mégaséquence, les bioconstructions à Rudistes s'établissent progressivement (séquences F et G), vraisemblablement sous l'influence de conditions de plus en plus "ouvertes", en particulier vers le Sud-Ouest.

Cette mégaséquence représente bien une diminution du confinement de la plate-forme, due à un approfondissement des dépôts (les niveaux d'émersion disparaissent): le développement des communautés à Rudistes et l'augmentation de la production de débris squelettiques témoignent l'influence de l'hydrodynamisme de plus en plus actif (séquences F et G).

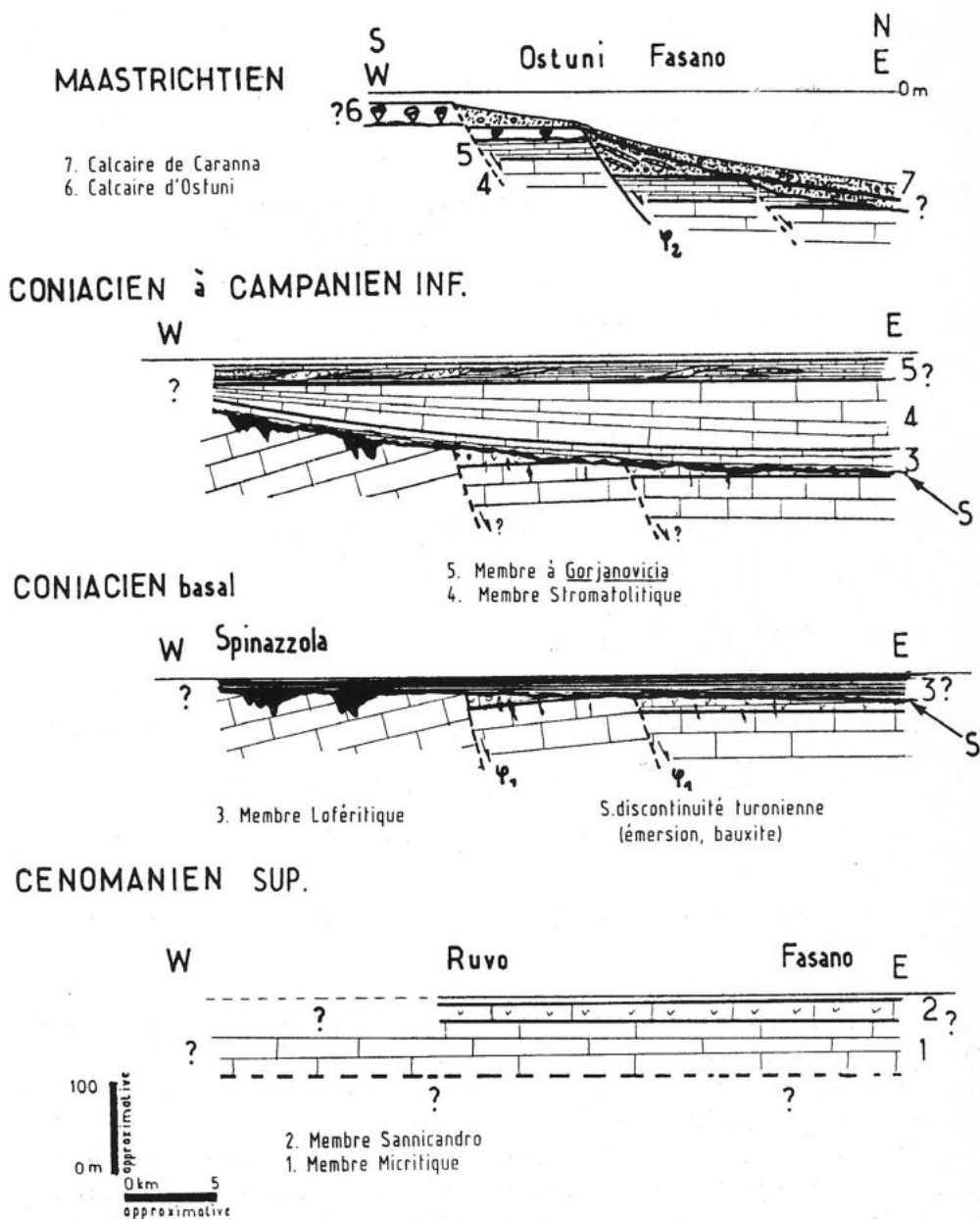


Fig. 16 - Evolution tectono-sédimentaire de la plate-forme carbonatée des Murges du Cénomanien au Maastrichtien.

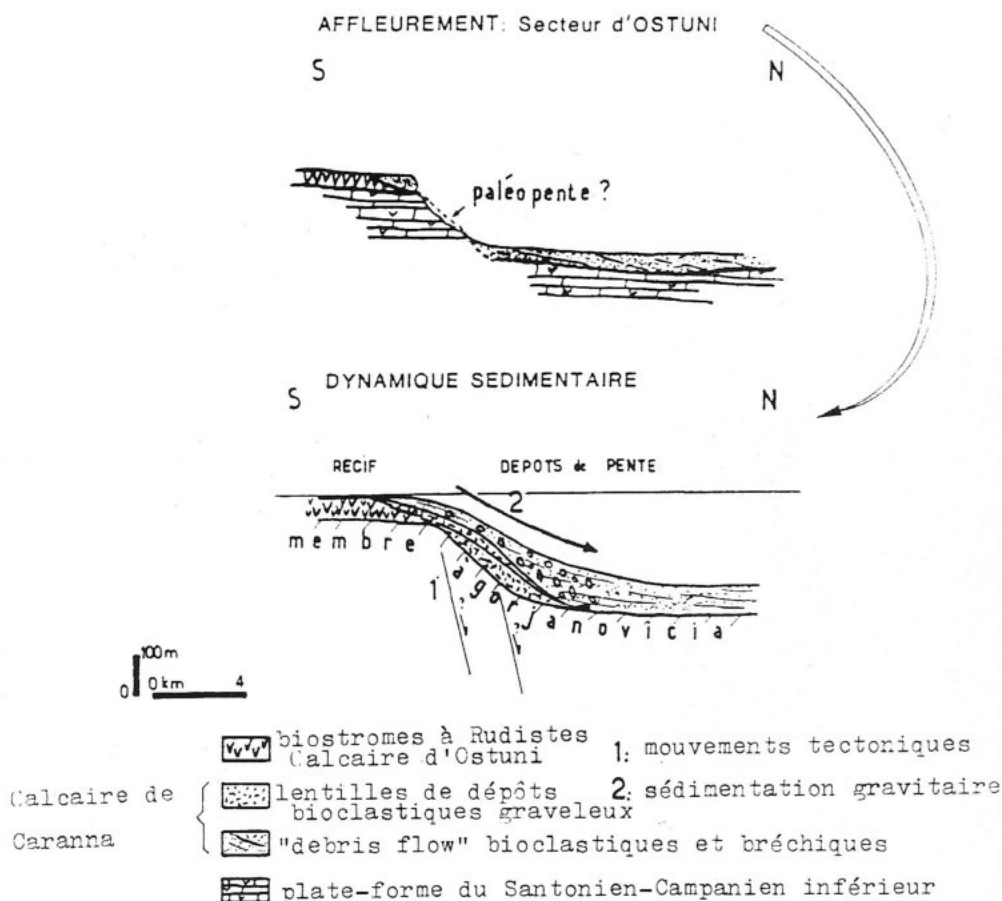


Fig. 17 - Paléostrucure campano-maastrichtienne dans le secteur d'Ostuni: relation bioconstruction-dépôts gravitaires.

La base de cette mégaséquence qui correspond à la "transgression coniacienne" au-dessus de la discontinuité turonienne, est caractérisée par des séquences d'émersion qui peuvent indiquer la pérennité de l'activité tectonique et de son contrôle sur la bathymétrie des milieux de plate-forme (Masse & Sentenac, 1987).

La limite supérieure de cette mégaséquence correspond à la discontinuité du Campanien moyen et supérieur qui matérialise le sommet du Calcaire d'Altamura. Cette discontinuité se manifeste par une lacune stratigraphique et des variations latérales de faciès importantes au-dessus du Calcaire d'Altamura. Aucun indice d'émersion ne jalonne apparemment cette discontinuité; en revanche, elle précède l'apparition de faciès bréchiques bioclastiques de talus dans un domaine jusqu'alors caractérisé par les faciès de plate-



forme. Cette modification dans la dynamique sédimentaire est liée à l'effondrement de la plate-forme (Fig. 17) sous l'effet de la tectonique.

3) La troisième mégaséquence (Campanien sup. p.p.? - Maastrichtien) représente, au-dessus de cette discontinuité, l'installation de récifs à Rudistes en bordure de dépressions où atterrissent les sédiments carbonatés détritiques qui en sont issus. Les récifs sont recouverts par les sédiments détritiques du talus, ce qui indique un approfondissement des dépôts, également contrôlé par la tectonique (Fig. 16, 17).

L'évolution séquentielle des dépôts carbonatés qui constituent la partie sud-orientale des Murges, même si elle peut paraître arbitraire, met bien en évidence la tendance à l'approfondissement des dépôts au-dessus des discontinuités majeures, auquel est lié le développement des communautés à Rudistes et leur production bioclastique croissante. Les séquences élémentaires de dépôt (A, B, C, D, E, F, G) avec leurs graduelles modifications représentent des changements dans la physiographie de la plate-forme et des modifications bathymétriques. Cette instabilité relative de l'environnement pourrait être contrôlée par des mouvements du tréfonds en liaison avec une activité tectonique modérée, qui se manifeste plus clairement dans le domaine de talus par des cycles de dépôts bréchiqes et pélagiques.

Les différentes étapes de l'évolution séquentielle des dépôts peu profonds et des dépôts de pente carbonatés des Murges sud-orientales sont, donc, en relation avec le fonctionnement tectono-sédimentaire. Or, l'aire considérée s'identifie avec une marge carbonatée qui a fonctionné suivant des modalités comparables à celles des bordures de rifts et/ou des marges continentales passives (Bally et al., 1981; Chenet et al., 1983; Masse P., 1983; Mougenot et al., 1983), bien en accord avec le régime distensif qui caractérise, durant le Crétacé, le bassin jonien et ses bordures (Grandjacquet et al., 1972; Aubouin, 1977; Taponnier, 1977; Montadert, 1979; D'Argenio et al., 1980; Dercourt et al., 1985) et la marge Frioulo-Karstique (Cousin, 1981; Cavallin & Martinis, 1982; Masse & Sentenac, 1987).

On sait que dans l'évolution des marges, l'eustatisme et la subsidence jouent un rôle important, en contrôlant la bathymétrie des milieux de dépôt (comme Schlager & Ginsbourg, 1981 et Hine & Mullins, 1983, ont mis en évidence au Quaternaire) et que, plus précisément, c'est le tectono-eustatisme (Flemming & Roberto, 1973; Pitman, 1978; Pitman et al., 1983) qui doit être invoqué pour expliquer les "transgressions-régressions" (Cooper, 1977; Matsumoto, 1980; Rat, 1987; Salomon et al., 1987) et les "marine onlaps-offlaps" (Vail et al., 1977; Haq et al., 1987) du Crétacé (abstraction faite des variations du géoïde; Morner, 1980).

L'influence des deux mécanisme combinés, eustatisme-subsidence, quand-même en dehors de toute activité tectonique (déformation-fracturation), se manifeste par des modifications bathymétriques et des changements dans la dynamique sédimentaire contrôlés également par la diagenèse et les communautés biologiques (James & Montjoy, 1983). En réponse de ces variations combinées de l'eustatisme et de la subsidence, la marge carbonatée peut évoluer suivant différents modèles. De ces questions, pour ce qui

concerne la marge Gargano-apulienne, ont déjà discuté, dans des récentes notes Masse & Borgomano (1987), Masse & Luperto Sinni (1987). Ces mêmes questions seront reprises, dans un prochain travail, dans le cadre des corrélations stratigraphiques entre les séries des Murges et celles du Gargano, à propos de l'évolution géologique de cet ensemble.

## B I B L I O G R A P H I E

- Astre G. (1929) - La faune de Radiolitidés de Fortanete. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 29, pp. 227-233, 1 fig., Paris.
- Aubouin J. (1977) - Méditerranée orientale et Méditerranée occidentale: esquisse d'une comparaison dans le cadre alpine. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 7 (14), n. 3, pp. 421-435, Paris.
- Azzaroli A. (1967) - Carta Geologica d'Italia; scheda per formazioni sedimentarie. Formazione del Calcare di Altamura. *Boll. Serv. Geol. Italia*, pp. 151-156, Roma.
- Azzaroli A. & Cita M. B. (1963) - Geologia stratigrafica. Op. in 2 v., Ed. La Goliardica, Milano.
- Azzaroli A., Radina B., Ricchetti G. & Valduga U. (1968) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. 189 "Altamura". *Serv. Geol. Italia*, 22 pp., Roma.
- Azzaroli A. & Reichel M. (1964) - Alveoline e Crisalidine neocretacee del "Calcare di Mola" in terra di Bari. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 85, pp. 3-9, 1 pl., Roma.
- Azzaroli A. & Valduga U. (1967) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. 177 e F. 178 "Bari" e "Mola di Bari". *Serv. Geol. Italia*, 26 pp., Roma.
- Bally A., Bernoulli D., Davis G. & Montadert L. (1981) - L'istric normal faults. *Oceanol. Acta*, n.s., Géologie des marges continentales, pp. 87-101, Paris.
- Berthou P. Y. & Philip J. (1972) - La limite Cénomanién-Turonien dans les formations récifales du domaine mésogéen. *C.R.S. Soc. Géol. France*, n. 6, pp. 238-239, Paris.
- Bismuth H., Boltenhagen C., Donze P., Le Fevre J. & Saint-Marc P. (1981) - Le Crétacé moyen et supérieur du Djebel Semmana (Tunisie du Centre-Nord). Microstratigraphie et évolution sédimentologique. *Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, v. 5, n. 2, pp. 193-267, 11 pl., 9 fig., Pau.
- Borgomano J. & Philip J. (1987) - Les bioconstructions à Rudistes et les dépôts de talus carbonaté au Senonien supérieur de la marge Gargano-apulienne (Italie du Sud). Sous presse.
- Caminiti A. M. (1985) - Le Crétacé supérieur de la plate-forme carbonatée du Parnasse-Ghiona, et de la formation carbonatée-détritique de Koulovate (zone béotienne/Grèce Continentale). *Thèse Univ. Provence, Aix-Marseille I*, v. 3, 424 pp., 37 pl., Marseille.
- Camoin G. (1983) - Plate-forme carbonatée et récifs à Rudistes du Crétacé de Sicile. *Thèse Doct. Univ. Provence*, 270 pp., 24 pl., 63 fig., 3 tab., Marseille.
- Campobasso V. & Olivieri C. (1967) - Osservazioni preliminari sulla stratigrafia e sulla tettonica delle Murge tra Castellana Grotte (Bari) e Ceglie Messapico (Brindisi). *Studi Geol. e Morf. Bari*, 20 pp., 1 pl., Bari.
- Carbone F., Praturlon A. & Sirna G. (1971) - The Cenomanian shelf-edge facies of Rocca di Cave (Prenezzini Mts., Latium). *Geol. Romana*, v. 10, pp. 131-198, 53 fig., 1 tab., Roma.
- Cavallin A. & Martinis B. (1982) - Gli scorrimenti del margine settentrionale della piattaforma carbonatica adriatica. Guida geologico-regionale. *Soc. Geol. Ital.*, pp. 349-359, Roma.
- Chenet P. Y. & Letouzey J. (1983) - Tectonique de la zone comprise entre Abu Durba et Gebel Nezzazat (Sinai-Egypte) dans le contexte de l'évolution du Rift de Suez. *Bull. Centr. Rech.*

*Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, v. 7, n. 1, pp. 201-215, Pau.

- Cherchi A. & Schroeder R. (1975) - Rinvenimento di Cenomaniano superiore a *Alveolinidae* in Sardegna e sue affinità paleobiogeografiche. *Accad. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, v. 8, n. 59, pp. 803-807, Roma.
- Cooper M. R. (1977) - Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, v. 22, pp. 1-60, Amsterdam.
- Cousin M. (1981) - Les rapports Alpes-Dinarides, les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. *Soc. Géol. du Nord*, v. 5, 521 pp., Lille.
- D'Argenio B., Horvath F. & Channel J. (1980) - Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory. *Mém. B.R.G.M.*, n. 115, pp. 331-351, Orléans.
- De Castro P. (1982) - *Cisalveolina fraasi* (Gümbel) Reichel, Foraminifera: diffusione geografica e problemi stratigrafici. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, v. 90, pp. 99-130, 1 tab., Napoli.
- Decrouez D. (1976) - Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé d'Argolide (Péloponèse septentrional, Grèce). *Thèse Doct. État*, 157 pp., Genève.
- Dercourt J. et al. (1985) - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000, s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 8, n. 5, pp. 637-652, Paris.
- Flemming N. & Roberto D. (1973) - Tectono-eustatic changes in sea level and sea floor spreading. *Nature*, v. 243, pp. 19-21, London.
- Fleury J. J. (1980) - Les zones du Gavrovo-Tripolitsa et du Pinde-Olonos (Grèce). Évolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. Géol. Nord*, v. 3, n. 4, 661 pp., 10 pl, 191 fig., Villeneuve.
- Gorsel J. T. Van (1973) - The type Campanian and the Campanian-Maastrichtian boundary in Europe. *Geol. Mijnb.*, v. 52, n. 3, pp. 141-146, Amsterdam.
- Gorsel J. T. Van (1978) - Late Cretaceous Orbitoidal Foraminifera. In Hedley R. H. & Adams C. G. - *Foraminifera*, v. 3, pp. 1-109, 30 fig., Academic Press, London.
- Grandjacquet C., Haccard D. & Lorens C. (1972) - Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les chaînes alpines et apennines à partir du Trias. *C.R. Som. Soc. Géol. France*, v. 4, pp. 158-160, Paris.
- Haq B. V., Hardenbol J. & Vail P. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, v. 235, pp. 1156-1167, New York.
- Herak M., Marincin J. & Polsak A. (1976) - Geology of the Island of Hvar. *Acta Geol.*, v. 42, n. 1, pp. 7-68, 1 pl., Zagreb.
- Hine A. C. & Mullins H. T. (1983) - Moderne carbonate shelf-slope-breaks. *Soc. Econom. Paleont. Mineral.*, Spec. Publ. n. 33, pp. 169-188, Tulsa.
- Hinte J. E. Van (1966a) - *Orbitoides* from the Campanian type section. *Proc. K. Ned. Akad. Wet.*, s. B, v. 69, pp. 79-110, Amsterdam.
- Hinte J. E. Van (1966b) - *Orbitoides bottingeri* n.sp. from Northern Spain. *Proc. K. Ned. Akad. Wet.*, s. B, v. 69, pp. 388-402, Amsterdam.
- Hinte J. E. Van (1968) - The late Cretaceous large foraminifer *Orbitoides douvillei* (Silvestri) at its type locality Belvès S. W. France. *Proc. K. Ned. Akad. Wet.*, s. B, v. 71, pp. 359-372, Amsterdam.
- Hinte J. E. Van (1976) - A Cretaceous time scale. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, v. 60, n. 4, pp. 498-516, Tulsa.
- Iannone A. & Laviano A. (1980) - Studio stratigrafico e paleoambientale di una successione Cenomaniano-Turoniana affiorante presso Ruvo di Puglia. *Geol. Romana*, v. 19, pp. 209-230, Roma.

- James N. & Mountjoy E. (1983) - Shelf slope break in fossil carbonate platforms: an overview. *Soc. Econom. Paleont. Mineral.*, Spec. publ. n. 33, pp. 189-206, Tulsa.
- Karacabey-Oztemur N. (1980) - Two new genera of *Radiolitidae* from Turkey. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, v. 23, pp. 79-86, Ankara.
- Kaumanns M. (1962) - Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. II. Die Gosauschichten des Kainachbeckens. *Sitzber. Oster. Akad. Wiss., Math. Nat. Kl.*, Pt. 1, v. 171, pp. 289-314, 3 pl., 8 fig., Wien.
- Laviano A. (1982) - *Gorjanovicia campobassoi* sp. n. a new Rudist species from Apulia. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 88, n. 3, pp. 477-486, 3 pl., Milano.
- Laviano A. (1984) - Preliminary observations on the Upper Cretaceous Coral rudist facies of Ostuni (South-Eastern Murge, Apulia). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 90, n. 2, pp. 177-204, 3 pl., 10 fig., Milano.
- Laviano A. (1985) - Paleontological descriptions of some rudists from the Upper Cretaceous of Ostuni (BR-Italy). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 91, n. 3, pp. 321-356, 10 pl., 1 fig., Milano.
- Luperto Sinni E. (1966) - Microfauna del Cretaceo delle Murge baresi. *Geol. Romana*, v. 5, pp. 117-156, 13 pl., Roma.
- Luperto Sinni E. (1976) - Microfossili senoniani delle Murge. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 82, n. 2, pp. 293-416, 33 pl., 1 fig., Milano.
- Luperto Sinni E. & Ricchetti G. (1978) - Studio micropaleontologico-stratigrafico di una successione carbonatica del Cretaceo superiore rilevata nel sottosuolo delle Murge sud-orientali. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 84, n. 3, pp. 561-666, 29 pl., 1 fig., Milano.
- Luperto Sinni E. & Masse J. P. (1987) - Données nouvelles sur la stratigraphie et la micropaléontologie des séries carbonatées de talus et de bassin du Crétacé inférieur du Gargano (Italie méridionale). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 93, n. 3, pp. 347-378, 4 pl., 5 fig., Milano.
- Luperto Sinni E. & Ricchetti G. (1982) - Le Turonien des Murges (Italie Méridionale). *Mém. Mus. Nat. Sc. Nat.*, S.C, v. 49, pp. 159-166, 2 pl., Paris.
- Maggiore M., Ricchetti G. & Walsh N. (1978) - Studi geologici e tecnici sulle pietre ornamentali della Puglia. Il "Filetto rosso" di Fasano. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, v. 13, pp. 335-350, 1 pl., Bari.
- Masse J.P. (1976) - Calcaires Urgoniens de Provence, Valanginien, Aptien inférieur: stratigraphie-paléontologie-paléoenvironnements et leur évolution. *Thèse Doct. Sc.*, 2 v., 445 pp., 60 pl., 125 fig., 11 tab., Marseille.
- Masse J.P. & Borgomano J. (1987) - Un modèle de transition plate-forme-bassin carbonaté contrôlé par de phénomènes tectoniques: Le Crétacé du Gargano (Italie méridionale). *C. R. Ac. Sc. Paris*, v. 304, n. 10, pp. 521-526, Paris.
- Masse J.P. & Philip J. (1986) - L'évolution des Rudistes du Crétacé. *Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, v. 15, n. 2, pp. 437-456, Pau.
- Masse J.P. & Sentenac F. (1987) - Variations bathymétriques et instabilité du tréfonds: l'exemple des séries carbonatées à séquences loferitiques du Crétacé inférieur du Frioul (Italie septentrionale). *Mém. Géol. Univ. Dijon*, n. 11, pp. 157-166, 7 fig., Dijon.
- Masse P. (1983) - Relations possibles entre fossés d'effondrement, décrochements et bombements dans les rifts intracontinentaux. *Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, v. 10, n. 2, pp. 437-456, Pau.
- Masse J. P. & Luperto Sinni E. (1987) - A platform to basin transition model: the lower Cretaceous carbonates of the Gargano massif (southern Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 40 (sous presse), Roma.
- Matsumoto T. (1980) - Interregional correlation of transgressions and regressions in the Cretaceous periods. *Cretaceous Research*, v. 1, pp. 359-375, London.

- Merla G. & Ercoli A. (1971) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. 190 "Monopoli". *Serv. Geol. Italia*, 23 pp., Roma.
- Milovanovic B. (1937) - Les nouveaux Rudistes de la Serbie. *Soc. Math. Nat.*, s. bB, n. 3, pp. 47-125, Zagreb.
- Montadert L. (1979) - Initial reports of the Deep Sea Drilling Project 48, pp. 1025-1060, Miami.
- Morner N. (1980) - Relative sea level, tectono-eustasy, geoidal dynamics during the Cretaceous. *Cretaceous Research*, v. 1, n. 4, pp. 329-341, London.
- Mougenot D., Boillot G. & Rehaut J.P. (1983) - Prograding shelfbreak type on passive continental margins: some European examples. *Soc. Econom. Paleont. Mineral.*, Spec. publ. n. 33, pp. 61-76, Tulsa.
- Mountjoy E.W. et al. (1972) - Allocthonous carbonate debris flow-worldwide indicators of reef complexes, banks or shelf margins. *24th Intern. Geol. Congr.*, Sec. 6, pp. 172-189, Montreal.
- Neumann M. (1972) - A propos des *Orbitoides* du Crétacé supérieur et leur significations stratigraphiques. *Rev. Micropaléont.*, v. 14, n. 4, pp. 197-226, 4 pl., 25 fig., Paris.
- Neumann M. (1972) - Sur les Orbitoididés du Crétacé supérieur et du Tertiaire. II. Structure et classification. *Rev. Micropaléont.*, v. 15, n. 3, pp. 125-133, Paris.
- Neumann M. (1980) - Observations micropaléontologiques à propos du Campanien et du Maastrichtien. *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.*, v. 7, pp. 417-427, 1 tab., Stuttgart.
- Neumann M. (1987) - Le genre *Orbitoides*. I. Réflexions sur les espèces primitives attribuées à ce genre. *Rev. Micropaléont.*, v. 29, n. 4, pp. 220-261, 5 pl., 27 fig., Paris.
- Neumann M., Platel J.P. et al. (1983) - Le Campanien stratotypique: étude lithologique et micropaléontologique. *Géol. Méditerran.*, v. 10, n. 3-4, pp. 41-57, 6 fig., Marseille.
- Ozer S. (1983) - Les formations à Rudistes du Sénonien supérieur d'Anatolie centrale (Turquie). *Trav. Lab. Strat. Paléocool.*, Univ. Provence, n.s., v. 1, 32 pp., Marseille.
- Pejovic D. (1978) - *Bournonia murensis* n. sp. from Senonian sediments near Novi Pazar. *Ann. Géol. Pén. Balkan.*, v. 43, pp. 371-374, 6 tab., Beograd.
- Philip J. (1970) - Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. *Thèse Doct. État Marseille*, 438 pp., 3 pl., 76 fig., 6 tab., Marseille.
- Philip J. (1978) - Stratigraphie et paléocologie des formations à Rudistes du Cénomanien: l'exemple de la Provence. *Géol. Méditerran.*, v. 5, n. 1, pp. 155-168, 1 pl., 3 fig., 6 tab., Marseille.
- Philip J. (1986) - Étude paléontologique du genre *Sabinia* (Rudistes à canaux) des récifs du Campanien de Tunisie. *Géobios*, v. 19, n. 2, pp. 247-256, Lyon.
- Philip J. & Alleman J. (1982) - Comparaison entre les plates-formes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne. *Cretaceous Research*, v. 3, p. 35, London.
- Pitman W.C. (1978) - The relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Amer. Bull.*, v. 89, pp. 1389-1403, New York.
- Pitman W.C. & Golovchenko X. (1983) - The effect of sea level change on the shelfedge and slope of passive margins. *Soc. Econom. Paleont. Mineral.*, Spec. publ. n. 33, pp. 61-78, Amsterdam.
- Plenicar M. (1975) - *Hippuritidae* of Nanos and Triestekomen plain. *Slov. Acta Znan. Umetn.*, v. 12, pp. 85-117, 23 pl., 4 fig., Ljubljana.
- Polsak A. (1963) - Les Rudistes du Sénonien des lacs de Plitvice et de la Licka Pljesevica en Croatie. *Geol. Vjesn.*, v. 15, n. 2, pp. 435-454, 3 pl., 8 fig., Zagreb.
- Polsak A. (1967) - Macrofaune crétacée de l'Istrie méridionale (Yougoslavie). *Palaeont. Jugoslavica*, v. 8, 210 pp., 85 pl., 45 fig., Zagreb.
- Polsak A. & Mamuzic M. (1969) - Recherches récentes sur les Rudistes des Dinarides externes et leurs significations dans la stratigraphie du Crétacé supérieur. *3° Simp. Dinarke Ass.*, pp. 169-177, Zagreb.

- Praturlon A. & Sirna G. (1976) - Ulteriori dati sul margine Cenomaniano della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese. *Geol. Romana*, v. 15, pp. 83-111, 28 fig., 1 tab., Roma.
- Rat P. (1987) - Transgressions et régressions au Crétacé: de quoi s'agit-il. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, v. 11 (1985), pp. 1-11, 11 fig., Dijon.
- Ricchetti G. (1975) - Nuovi dati stratigrafici sul Cretaceo delle Murge emersi da indagini del sottosuolo. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 94, n. 3, pp. 1083-1108, 1 pl., 3 fig., Roma.
- Ricchetti G. (1980) - Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 99, pp. 421-430, Roma.
- Ricchetti G. & Luperto Sinni E. (1978) - Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche preliminari sugli strati con *Rhaadshovenia salentina* e *Murciella cuvoillieri* del Cretaceo delle Murge e della Penisola salentina. *Studi Geol. Morf. Bari*, v. 6, pp. 1-26, 3 pl., 1 fig., Bari.
- Salomon J. et al. (1987) - Transgressions et régressions au Crétacé. Colloque du Groupe Français du Crétacé. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, v. 11 (1985), 299 pp., Dijon.
- Shinn E.A. (1969) - Submarine lithification of Holocene Carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, v. 12, n. 1-2, pp. 109-144, Oxford.
- Schlager W. & Ginsburg R.N. (1981) - Bahama carbonate platforms: the deep and the past. *Mar. Geology*, v. 44, pp. 160-181, Amsterdam.
- Sliskovic T. (1971) - Biostratigraphie du Crétacé supérieur de l'Herzégovine méridionale. *Wissen. Mitt. Bosnisch. Herzégov. Landesmus.*, v. 1, pp. 13-72, 5 pl., Sarajevo.
- Strasser A. & Davaud E. (1982) - Les croûtes calcaires (calcrètes) du Purbeckien du Mont Salève (Savoie, France). *Ecl. Geol. Helv.*, v. 75, n. 2, pp. 287-301, Bâle.
- Strasser A. & Davaud E. (1983) - Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura). *Lithology, Geochemistry and Origine. Ecl. Geol. Helv.*, v. 76, n. 3, pp. 551-580, Bâle.
- Taponnier P. (1977) - Évolution tectonique du système Alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 7 (19), n. 3, pp. 437-460, Paris.
- Tronchetti G. (1981) - Les Foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). *Thèse d'État Univ. Provence*, 2 vv. + 1 atlas, 559 pp., 49 pl., 35 fig., 65 tab., Marseille.
- Vail P.R., Mitchum R.M. & Thompson S. (1977) - Seismic stratigraphy and global change of sea level. *Am. Ass. Petr. Geol.*, Mem. 26, pp. 83-97, Tulsa.
- Valduga A. (1965) - Contributo alla conoscenza geologica delle Murge baresi. *Studi Geol. Morf. Bari*, n. 1, pp. 1-14, 1 pl., Bari.
- Vezzani A. (1968) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. 191 "Ostuni". *Serv. Geol. Italia*, 26 pp., Napoli.