

# Étude stratigraphique du Rosso Ammonitico du Monte Inici (domaine Trapanais, Sicile occidentale) : événements biosédimentaires au Jurassique moyen-Crétacé inférieur

**Bérengère SAVARY**

Université Claude Bernard Lyon-1, UMR 5125, UFR des Sciences de la Terre,  
27-43 bd du 11 novembre, F-69622 Villeurbanne cedex (France)  
savary@univ-lyon1.fr

**Fabrizio CECCA  
Annachiara BARTOLINI**

Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, Laboratoire de Micropaléontologie,  
4 place Jussieu, case 104, F-75252 Paris cedex 05 (France)

---

Savary B., Cecca F. & Bartolini A. 2003. — Étude stratigraphique du Rosso Ammonitico du Monte Inici (domaine Trapanais, Sicile occidentale) : événements biosédimentaires au Jurassique moyen-Crétacé inférieur. *Geodiversitas* 25 (2) : 217-235.

## RÉSUMÉ

Les successions pélagiques jurassiques de la Sicile occidentale sont essentiellement caractérisées par le Rosso Ammonitico. Dans le secteur Est du Monte Inici ce lithofaciès est représenté du Callovien au Berriasien supérieur, tandis que dans les secteurs SW et NW il se termine à l'Oxfordien moyen et il est surmonté de calcaires à silex corrélables aux radiolarites téthysiennes. La base de la succession pélagique étudiée révèle que les sédiments du Callovien étaient soumis à un fort hydrodynamisme. Il s'ensuit une période plus calme puis l'intervalle Kimméridgien supérieur-Berriasien est à nouveau soumis à un hydrodynamisme intense et cyclique. Le milieu devient plus calme à la fin du Berriasien. À l'Oxfordien moyen-supérieur la diversité squelettique maximale, l'apparition du faciès noduleux à Monte Inici Est et la mise en place de calcaires silicifiés dans le secteur sud sont corrélées à un pic positif du  $\delta^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C} = + 3 \text{ ‰}$ ) qui indiquerait une productivité biologique accrue. En revanche, dans la Zone à Planula (Oxfordien supérieur), un minimum relatif de la courbe du  $\delta^{13}\text{C}$  (+ 2,3 ‰) coïncide avec une baisse de la biodiversité et la disparition locale des protoglobigérinidés. Les fluctuations de la courbe du  $\delta^{13}\text{C}$  seraient dues à des variations de conditions paléoenvironnementales globales. L'hétéropie Rosso Ammonitico/radiolarites *s.l.* est contrôlée par des gradients paléotopographiques locaux.

## MOTS CLÉS

Rosso Ammonitico,  
Téthys,  
Jurassique,  
Crétacé,  
Sicile,  
sédimentologie,  
stratigraphie,  
géochimie,  
paléogéographie.

**ABSTRACT**

*Stratigraphic study of the Rosso Ammonitico of Monte Inici (Trapanese domain, Western Sicily): Middle Jurassic to Lower Cretaceous biosedimentary events.*

The pelagic Jurassic successions of Western Sicily are dominated by the Tethyan Rosso Ammonitico. In the eastern sector of Monte Inici this lithofacies has been deposited during the Callovian-upper Berriasian interval. In the southwestern and northwestern sectors, it reached the middle Oxfordian and was followed by the deposition of silicified limestones which form a lateral equivalent of Tethyan radiolarites. The base of the studied pelagic succession reveals a high energy environment during the Callovian. It is followed by a low energy period until the upper Kimmeridgian-Berriasian interval, characterised by an intense and cyclic hydrodynamism. This energy decreases during the end of the Berriasian time. During the middle-upper Oxfordian a positive  $\delta^{13}\text{C}$  peak ( $\delta^{13}\text{C} = + 3 \text{‰}$ ) coincides with the highest skeletal diversity, the appearance of the nodular facies in Monte Inici East and the deposition of the silicified limestones in the southern zone. This peak indicates a high biological productivity. On the other hand, the Planula Zone (upper Oxfordian) is characterised by a relative negative excursion of the  $\delta^{13}\text{C}$  curve (+ 2.3 ‰), a decrease of the biodiversity and the local disappearance of protoglobigerinids. The fluctuations of the  $\delta^{13}\text{C}$  curve are interpreted as variations of global palaeoenvironmental conditions. The heteropy Rosso Ammonitico/radiolarites *s.l.* is controlled by local palaeotopographic gradients.

**KEY WORDS**

Rosso Ammonitico,  
Tethys,  
Jurassic,  
Cretaceous,  
Sicily,  
sedimentology,  
stratigraphy,  
geochemistry,  
palaeogeography.

**INTRODUCTION**

Le Rosso Ammonitico est l'un des « dead facies » ou faciès disparus (Strackov 1960 ; Jansa 1991). Ces derniers ont caractérisé certains intervalles précis du temps géologique dans l'histoire de la Terre. Leur signification est historique, traduisant l'existence de conditions environnementales sans équivalent actuel. Le Rosso Ammonitico a jalonné l'ouverture de la Néo-Téthys et s'est déposé durant les phases de rifting et de structuration des marges continentales qui accompagnent l'ouverture océanique. Son dépôt coïncide avec des moments de chute brutale du taux de sédimentation (Aubouin 1964 ; Elmi 1981a, b ; Cecca *et al.* 1992). Le Rosso Ammonitico s'est notamment développé au Jurassique dans les régions occidentales de la Téthys Méditerranéenne comme les marges nord-africaine et sud-ibérique (chaînes subbétiques) ainsi que le bloc apulien (Dercourt *et al.* 1993). C'est à cette

même époque, et plus précisément au Jurassique moyen, qu'une crise de la production carbonatée est intervenue. Celle-ci est aussi bien enregistrée au niveau des plates-formes carbonatées que dans les bassins profonds (Bartolini *et al.* 1996 ; Dromart *et al.* 1996 ; Bartolini & Cecca 1999). La présente étude a été effectuée près de la côte septentrionale de la Sicile occidentale, dans la région de Trapani qui fait l'objet d'études géologiques depuis plus d'un siècle (Gemmellaro 1872-1882 ; Warman & Arkell 1954 ; Christ 1960 ; Wendt 1963 ; Jenkyns 1970, 1971, 1974 ; Jenkyns & Torrens 1971 ; Mascle 1973). Toutefois, pendant 25 ans aucun travail stratigraphique ou sédimentologique n'y a été réalisé malgré la bonne exposition des successions. À la suite de récentes campagnes de terrain réalisées dans le cadre du Congrès international du Jurassique (Palerme, septembre 2002), nous avons entrepris l'étude détaillée de deux coupes situées au Monte Inici (Fig. 1), dont les principaux résultats strati-

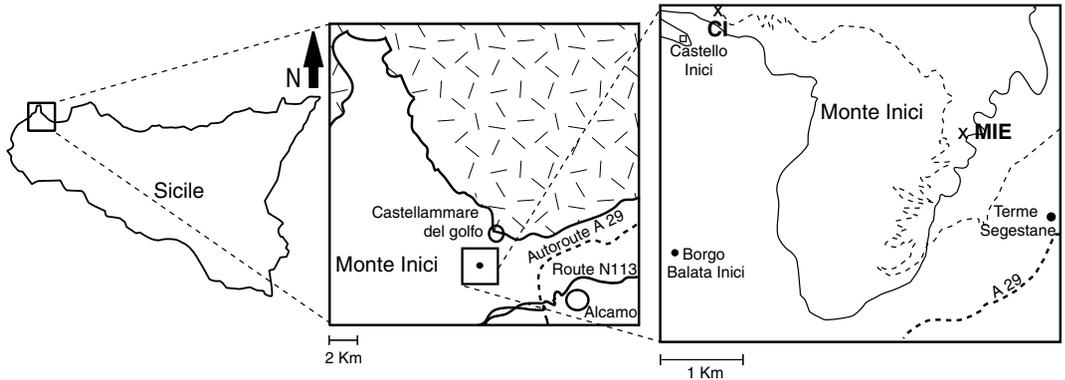


Fig. 1. — Localisation des coupes étudiées : Monte Inici Est (MIE) et Castello Inici (CI).

graphiques ont fait l'objet d'une note récente (Cecca *et al.* 2001).

Dans cette note nous voulons présenter : 1) les caractéristiques sédimentologiques les plus importantes du Rosso Ammonitico affleurant dans le secteur étudié ; 2) les informations stratigraphiques détaillées des coupes étudiées ; 3) les variations latérales de faciès entre les successions exposées dans les secteurs Est et Sud du Monte Inici ; et 4) les corrélations entre l'évolution des faunes et les événements sédimentaires, paléocéanographiques, paléoclimatologiques et paléotectoniques majeurs.

## CADRE GÉOLOGIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Les coupes analysées dans ce travail ont été levées au Monte Inici, situé dans un secteur géologiquement complexe. Du Nord au Sud se succèdent trois unités tectoniques majeures empilées en nappes, les unités Panormide, Imérèse et Trapanaise, à laquelle appartient le secteur étudié. Ces trois unités correspondent à trois domaines paléogéographiques appartenant à l'ancienne marge continentale africaine (Catalano & D'Argenio 1982).

Les domaines Trapanais et Panormide étaient, au Jurassique inférieur, deux plates-formes carbonatées de type Bahamien (Jenkyns & Torrens 1971)

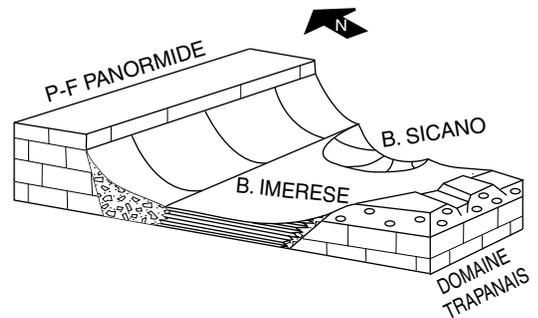


Fig. 2. — Principaux domaines paléogéographiques de la Sicile occidentale durant le Jurassique moyen et supérieur (d'après Catalano *et al.* 1996) : plate-forme Panormide, bassins Imérèse et Sicano et domaine pélagique Trapanais.

séparées par un bassin intermédiaire représenté par le domaine Imérèse. Vers la fin du Jurassique inférieur, la plate-forme Trapanaise subit un approfondissement à la suite du rifting lié à l'ouverture du hiatus Liguro-Piémontais et de l'océan Atlantique (Fig. 2). La production carbonatée s'arrête, puis s'installe une sédimentation pélagique sur des plateaux submergés (Jenkyns & Torrens 1971). Le domaine Panormide, quant à lui, reste à faible profondeur (Catalano *et al.* 1996).

Ainsi, la succession pélagique du domaine Trapanais fait suite à une plate-forme carbonatée ennoyée (Di Stefano & Mindszenty 2000), la Formation Inici (Fm. Inici), datée du Trias supérieur-Lias inférieur.

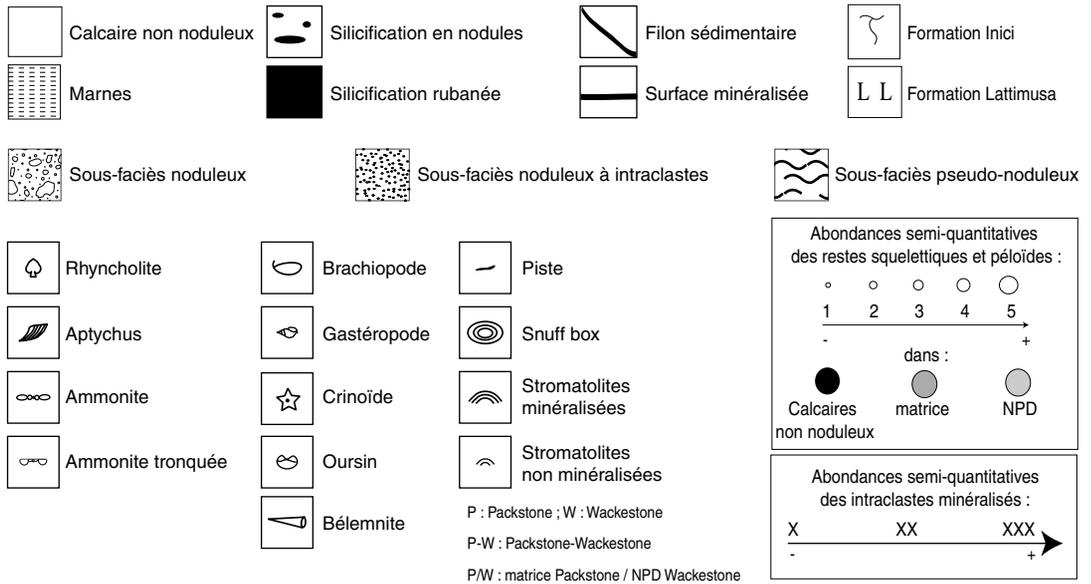


FIG. 3. — Légende des figurés utilisés dans les Figs 4, 5 et 7.

### COUPES ÉTUDIÉES ET CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES DU ROSSO AMMONITICO CALCAIRE

Les deux coupes levées au Monte Inici (Fig. 1) ont déjà été étudiées par Wendt (1963) qui les a nommées MI4 et MI3 : 1) MI4 se trouve sur le flanc Est du Monte Inici, dans une carrière abandonnée ; Cecca *et al.* (2001) ont présenté la stratigraphie de cette coupe qui a été renommée Monte Inici Est (MIE) ; et 2) MI3 est située sur le flanc SW du Monte Inici ; elle est nommée ici Castello Inici (CI). Des observations complémentaires ont été effectuées dans les carrières de « Contrada Fornazzo », sur le flanc NW du Monte Inici et de « Contrada Le Rocche », à environ 7 km au SW de Monte Inici.

L'étude de la succession pélagique du Rosso Ammonitico a été effectuée à partir de prélève-

ments banc par banc et de levés de coupes de précision centimétrique. 112 échantillons ont été prélevés et ont fait l'objet d'analyses microscopiques sur environ 160 lames minces.

Quelques échantillons ont été utilisés à l'étude des nanofossiles calcaires mais il s'avère que ces derniers sont rares (certains échantillons sont stériles) et peu significatifs à cause de leur longue distribution stratigraphique.

Afin d'alléger les descriptions de coupes, pour chaque coupe décrite, les informations concernant la lithologie, les sous-faciès, les aspects paléontologiques observés sur le terrain, la texture, la microfaune, les éléments non squelettiques microscopiques ainsi que les âges déduits des ammonites et calpionelles sont reportés sur les Figures 3 à 5.

La répartition stratigraphique des ammonites récoltées dans la coupe MIE a déjà été présentée et discutée par Cecca *et al.* (2001). Pour cette coupe, seules les informations complémentaires

FIG. 4. — Coupe Monte Inici Est et évolution verticale du contenu en fossiles, des textures, des éléments squelettiques et non squelettiques et des divers sous-faciès distingués au sein du Rosso Ammonitico (voir texte). Les subdivisions biostratigraphiques sont basées sur les zones et sous-zones à ammonites et calpionelles (d'après Cecca *et al.* 2001, modifié).



à la Figure 4 et les changements significatifs sédimentologiques et/ou paléontologiques sont décrits.

#### COUPE MONTE INICI EST (FIG. 4)

La coupe Monte Inici Est, épaisse d'environ 34 m et subdivisée en 60 niveaux, est à dominante calcaire. Elle est exposée sur deux fronts de taille, front N et front W, le premier présentant une succession plus complète que le second. L'observation générale du front N de cette coupe permet d'identifier trois barres calcaires séparées par des intervalles plus marneux.

Concernant la macrofaune, bélemnites, aptychi et brachiopodes du genre *Pygope* Link, 1830 sont fréquents, voire abondants dans certains niveaux. Cependant, la macrofaune est majoritairement représentée par des ammonites bien que leur répartition ne soit pas homogène. En effet, elles sont concentrées dans certains niveaux, notamment ceux de l'Oxfordien moyen et supérieur et du Kimméridgien inférieur, et sont surtout représentées par les Phylloceratidae Zittel, 1884 auxquels s'ajoutent, dans le Tithonien, les *Haploceras* Zittel, 1870. La composition relativement monotone des peuplements d'ammonites a pu être contrôlée soit par des causes écologiques primaires, soit par des facteurs diagénétiques responsables d'une conservation différentielle des coquilles.

De la même manière, nous pouvons nous interroger sur la cause de la rareté des nannofossiles calcaires, il peut s'agir d'une cause écologique primaire, d'un vannage ou d'un effet diagénétique. Le sommet de la Fm. Inici est affecté de filons sédimentaires subhorizontaux, remplis d'encrinites et de micrites.

La coupe débute par cinq niveaux de calcaire très compact, beige et non noduleux. Toutefois nous pouvons noter dans le premier niveau la présence d'un « lag deposit » (5-10 cm) orangé à clastes glauconitisés et minéralisés et à fragments de stromatolites minéralisés. Ce « lag deposit » est

surmonté d'encroûtements stromatolitiques de type LLH puis de « snuff boxes » (structure oncolitique constituée de couches concentriques emboîtées entourant un nucléus d'origine locale ou lointaine) de 4-8 cm minéralisés (fer et manganèse selon Jenkyns 1971). Aucun élément permettant de dater ce niveau n'a été trouvé mais il est attribué au Callovien inférieur (Warman & Arkell 1954 ; Christ 1960 ; Wendt 1963). Nos observations de la coupe du Fornazzo confirment cette datation. Contrairement à ce qu'a observé Jenkyns (1974), des nannofossiles calcaires sont présents dans ces successions : *Watznaueria manivitae* Bukry, 1973 et *W. britannica* (Stradner, 1963) (niveau 2). Les ammonites, très rares et indéterminables dans les niveaux 2, 3, 4 et 5, sont ré-élaborées ; elles montrent des remplissages non conformes avec la matrice. Le terme de fossile ré-élaboré est employé dans cet article selon la définition de Fernandez-Lopez (1991). Il s'agit d'un élément exhumé par un phénomène érosif puis redéposé dans un sédiment plus récent que son niveau stratigraphique d'origine. Ce même auteur restreint le terme de resédimentation aux déplacements des coquilles antérieurs à leur enfouissement. Dans le niveau 6, des bancs noduleux s'intercalent entre des niveaux non noduleux et rouges. Les nodules sont longs (environ 6 cm), nettement individualisés, aplatis parallèlement à la stratification, et souvent représentés par des moules internes d'ammonites entiers ou fragmentés, en place (bancs 6a et c) ou ré-élaborés (bancs 6e et f). Des nannofossiles sont présents dans le banc 6b : *Schizosphaerella* sp. Deflandre & Dangeard, 1938 et *Watznaueria manivitae*. Les ammonites, qui dominent ici la macrofaune, sont souvent brisées et disposées parallèlement à la stratification (sauf dans les bancs 6e et f). Le banc 6f fut attribué à la Zone à *Bifurcatus* par Cecca *et al.* (2001). La succession stratigraphique se poursuit par le banc 7, très lité et marneux à la base puis plus calcaire au sommet,

Fig. 5. — Coupe Castello Inici et évolution verticale du contenu en fossiles, des textures, des éléments squelettiques et non squelettiques et des divers sous-faciès distingués au sein du Rosso Ammonitico (voir texte). Les subdivisions biostratigraphiques sont basées sur les zones et sous-zones à ammonites.



ne présentant aucune structure noduleuse. À partir du niveau 8, la succession stratigraphique est exclusivement représentée par des calcaires noduleux (excepté la base du niveau 42). Dans le niveau 8, les nodules sont essentiellement représentés par des moules internes d'ammonites en fragments ou entiers, positionnés dans toutes les directions par rapport à la stratification et ré-élaborés à la base du banc 8 mais parallèles à la stratification et non ré-élaborés au-dessus (Fig. 6A). Deux exemplaires de *Gregoryceras fouquei* (Kilian, 1889) dans le niveau 8a permettent de prolonger la Zone à *Bifurcatus* jusqu'au sommet de celui-ci. Dans le niveau 10, les intraclastes minéralisés apparaissent. Au sommet de ce niveau, quelques ammonites sont ré-élaborées, d'autres non. Un changement sédimentaire important intervient dans le niveau 11. En effet, il s'agit d'une vire correspondant à un packstone très riche en crinoïdes et *Saccocoma* Jaekel, 1892 et très affectée de joints de dissolution argileux. Un lit de silex rouge surmonte ce niveau. Les nannofossiles de ce niveau sont représentés par *Watznaueria manivitae* et *W. britannica*. Les très rares ammonites y sont aplaties et ré-élaborées. Cette vire est surmontée du niveau 12 présentant une surface d'érosion ainsi qu'une très grande quantité d'ammonites, certaines possédant encore leur loge d'habitation, d'autres étant fragmentaires. Ces ammonites sont positionnées dans toutes les directions par rapport à la stratification. Le toit du niveau 12 appartient au Kimméridgien supérieur, Zone à Cavouri. Le niveau suivant (13) est très compact, ce qui rend difficile l'échantillonnage et la recherche d'ammonites. Il renferme d'abondants intraclastes minéralisés et des brachiopodes à remplissage fréquemment minéralisé. Les niveaux 13 et 14 sont séparés par une discontinuité marquée sur le flanc N. C'est dans ce dernier niveau que l'abondance maximale des intraclastes minéralisés a été détectée, tandis que leur abondance augmentait progressivement depuis le niveau 12. Des niveaux 19 à 44, l'abondance des intraclastes minéralisés varie : ils sont abondants dans l'intervalle compris entre les niveaux 25 et 38 tandis que dans les autres niveaux ils sont présents mais

rare. Du niveau 45 à 58, l'abondance de la matrice diminue, excepté dans les niveaux 48, 49 et 50 où elle est affectée de nombreux joints de dissolution. Les intraclastes minéralisés sont essentiellement abondants dans les niveaux 51 à 55 inclus, et plus rares dans les autres. De manière exceptionnelle, la matrice du niveau 27 est de texture wackestone. Dans ce niveau, le problème de datation correcte a été discuté par Cecca *et al.* (2001) et repose d'une part sur la rareté extrême d'ammonites biostratigraphiquement significatives et d'autre part sur l'attribution spécifique d'un exemplaire du genre *Simoceras* Zittel, 1870. À la base du niveau 28, où les intraclastes minéralisés sont abondants, les ammonites sont très nombreuses et fréquemment fragmentaires. Elles sont déposées dans toutes les directions par rapport à la stratification et ré-élaborées. Les *Saccocoma* (Fig. 6G), abondants dans les niveaux 22 à 25 et 28, disparaissent très brutalement à partir du niveau 43. Les *Globochaete* Lombard, 1945 (Fig. 6G) dominent dans les niveaux 39 à 43 et sont abondants jusqu'au niveau 47. Ils sont ensuite supplantés par les calpionelles (Fig. 6H) qui apparaissent dans le niveau 42 et montrent des abondances croissantes jusqu'au 55. Le niveau 43 renferme les calpionelles marquant la transition entre les zones A et B définies par Remane (1963). Les radiolaires (Fig. 6G) sont rares au-dessus du niveau 45 et à nouveau fréquents dans le dernier niveau (59). Le niveau 60 correspond au début de la formation « Lattimusa ». Il s'agit d'un calcaire beige ou rose lité, renfermant de rares passées de silex réticulés.

#### COUPE CASTELLO INICI

(SECTEUR SUD DU MONTE INICI) (FIG. 5)

Dans la coupe Castello Inici, épaisse d'environ 17 m et subdivisée en 11 niveaux, les neufs premiers niveaux (soit 4,40 m) sont très calcaires et compacts. Les niveaux 10 et 11 correspondent à des calcaires silicifiés et sont séparés par de nombreuses failles décalant la succession.

Les analyses microscopiques de la succession calcaire de cette coupe révèlent une très grande abondance en bioclastes, accolés ou imbriqués,

donnant aux bancs des textures packstone. La macrofaune est dominée par les bélemnites, abondantes du niveau 3 jusqu'au début du niveau 11, et montrant, sur les surfaces supérieures dégagées des bancs, des orientations très variées dans le plan horizontal. Dans cette coupe s'observent des moules internes tronqués à la surface supérieure des bancs, reflétant une action hydrodynamique érosive (Schlager 1974). De plus, des structures géotropes non conformes à la stratification ont permis de reconnaître dans le niveau 8 la présence d'ammonites ré-élaborées. L'ensemble de ces observations témoigne de fortes énergies hydrodynamiques dans ce secteur.

L'affleurement permet d'observer les derniers mètres de la Fm. Inici (niveau 0) ainsi que sa surface terminale. On y remarque des filons sédimentaires verticaux et horizontaux. Un des filons verticaux a une direction 140°N et un remplissage polyphasé. Ce dernier est constitué d'un sédiment micritique de couleur orangée, affecté par des minéralisations, renfermant des clastes rouges à *Bositra* De Gregorio, 1886, des clastes blancs appartenant à la Fm. Inici et des radioles d'oursin. Un des filons horizontaux (niveau 1) montre un remplissage représenté par un encroûtement minéralisé et un empilement très complexe de passées micritiques très fines (de 0,25 à 2 cm d'épaisseur) de couleurs (jaune, gris, orangé et lie-de-vin), textures et compositions fauniques différentes. La première passée, de texture mudstone, livre de rares radiolaires ; les passées suivantes, souvent de texture wackestone, montrent une faune plus riche et plus variée (crinoïdes, *Bositra* et radiolaires essentiellement). Elles ne renferment aucun élément de datation, même les nannofossiles calcaires sont absents.

La succession du Rosso Ammonitico débute par un calcaire rouge lie-de-vin (niveau 2) montrant des figures d'érosion et des structures stromatolitiques non minéralisées. Sous les valves des nombreux *Bositra*, non aplaties par la compaction, s'était développée une porosité d'abri (« shelter porosity ») ensuite comblée par de la sparite drusique. Le ciment intergranulaire est abondant et

les recristallisations importantes. Quelques minéraux phosphatés sont présents et attribuables aux parties minéralisées de poissons. Les ammonites sont rares et indéterminables dans ce niveau, elles sont parfois ré-élaborées. Warman & Arkell (1954), Christ (1960) et Wendt (1963) attribuent les premiers niveaux pélagiques, en contact avec la Fm. Inici, au Callovien inférieur.

Le niveau 3, calcaire pseudo-noduleux gris, renferme des structures stromatolitiques non minéralisées. Les *Bositra*, dont la disposition concentrique est un indice de bioturbation (Fig. 6I), recouvrent une porosité d'abri comblée par de la sparite drusique. Des cristaux de phosphate et de dolomite ont été observés, les derniers étant toujours présents près de stylolites séparant des nodules. Les bélemnites sont abondantes dans ce niveau. Les ammonites y sont rares et souvent tronquées à la surface supérieure du banc. Niveau 3 : Callovien inférieur-moyen : *Reineckeia* sp., *Paroxyerites* sp.

Le niveau 4, calcaire pseudo-noduleux (Fig. 6B), renferme des minéraux phosphatés. Les ammonites sont plus fréquentes, certaines étant tronquées à la surface supérieure du banc. Toit du niveau 4 : Callovien supérieur, Zone à *Athleta* : *Orionoides* cf. *termieri* Gerard & Contaut, 1936 et fragments de peltocératidés.

Le niveau 5, calcaire pseudo-noduleux, est encore très riche en *Bositra* dont la disposition indique une importante bioturbation du sédiment. Les nombreuses bélemnites sont surtout visibles sur la surface supérieure dégagée du banc.

Le niveau 6, calcaire noduleux, renferme des nannofossiles : *Watznaueria manivatae*, *W. britannica*, *W. barnesae* (Black & Barnes, 1959) et *W. communis* Reinhardt, 1964.

Au passage entre les niveaux 7 et 8, sédimentation et microfaune changent brusquement. Le niveau 8, plus massif que le précédent, est caractérisé par des structures stromatolitiques non minéralisées. À partir de ce niveau, les radiolaires sont abondants, les *Bositra* disparaissent et sont remplacés par les protoglobigérinidés (Fig. 6J) à remplissages fréquemment minéralisés. Les ammonites sont abondantes mais

difficiles à dégager. Toit du niveau 8 : Oxfordien moyen, Zone à Plicatilis : *Euaspidoceras* cf. *akantheen* Buckman, 1928. Les différences sédimentologiques et paléontologiques entre les niveaux 7 et 8 pourraient refléter un changement brusque du milieu de dépôt ou un hiatus non démontrable à cause de l'absence d'ammonites dans le niveau 7.

Niveau 9 : Oxfordien moyen, Zone à Plicatilis, très riche en ammonites : *Sowerbyceras* cf. *tortisulcatum* (d'Orbigny, 1841), *Euaspidoceras* cf. *douvillei* (Collot, 1917 in Dorn, 1931), *E.* cf. *lytoceroïde* (Gemmellaro, 1876), *E.* sp., *Tornquistes* (*T.*) cf. *romani* (Douvillé, 1912), *Gregoryceras* (*Pseudogregoryceras*) *iteni* Jeannet, 1951, *G.* sp. ; *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) gr. *antecedens* Salfeld, 1914, *P.* (*D.*) sp. indet.

Le niveau 10 montre une alternance de lits silicifiés (5 cm) et de passées calcaires se délitant facilement. Sur les surfaces supérieures de ces lits silicifiés se trouvent des bélémnites, de rares aptychi et rhyncholites. Les *Planolites* sont nombreux, parallèles à la stratification, de 2,5 cm de diamètre et rectilignes. De manière assez inhabituelle, des ammonites sont présentes dans ces calcaires silicifiés : nombreux *Sowerbyceras* sp. et un exemplaire de *Gregoryceras* sp. dans la partie inférieure du niveau 10 (Fig. 6D) ainsi qu'un exemplaire de *Gregoryceras* cf. *riazi* (De Grossouvre, 1917) à 0,80 m de la base du niveau.

Niveau 10 : Oxfordien moyen, Zone à Transversarium. Dans le niveau 11, les lits calcaires silicifiés d'épaisseurs variables alternent avec des passées de calcaire argileux beige. La silicification dans 11a se présente sous forme de nodules, rubanée dans 11b et 11d et très diffuse dans 11c. Dans ce dernier, les lits calcaires silicifiés montrent des laminations parallèles et une granodécroissance, ils alternent avec des passées marneuses épaisses de 0,10-0,20 m. 11a : riche en ammonites : *Sowerbyceras* sp., *Gregoryceras* cf. *transversarium* (Quenstedt, 1847), *Perisphinctes* sp. 11b contient des traces de *Planolites*. À la base de 11d, les traces de *Glossifungites* sont, selon Seilacher (1967), caractéristiques de surfaces de non-dépôt.

CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES ET SOUS-FACIÈS DU ROSSO AMMONITICO CALCAIRE  
Aubouin (1964) a introduit la différenciation fondamentale entre « Ammonitico Rosso marneux » et « Ammonitico Rosso calcaire ». Malgré cette référence à des types lithologiques différents, ces deux faciès du Rosso Ammonitico traduisent des situations paléogéographiques différentes. Le faciès « marneux » se rencontre dans des bassins pélagiques et, hormis la lithologie à dominante marneuse, il est développé dans des successions plus épaisses que le type « calcaire » à cause d'intercalations de dépôts gravitaires. Le faciès « calcaire » est souvent très condensé, il présente parfois des encroûtements de fer et manganèse et se trouve sur des hauts-fonds pélagiques correspondant à des plates-formes carbonatées ennoyées (Sturani 1971 ; Azéma *et al.* 1979 ; Seyfried 1981 ; Cecca *et al.* 1992). Le Rosso Ammonitico que nous avons étudié est relativement épais. Cependant, il est directement superposé aux faciès de plate-forme carbonatée de la Fm. Inici et ne comporte pas de dépôts gravitaires. De ce fait, il correspond au type « calcaire » de Aubouin.

Le Rosso Ammonitico calcaire est apparemment monotone. En réalité l'analyse sédimentologique de terrain et d'environ 160 lames minces d'échantillons prélevés banc par banc a montré des sous-faciès différents qui ont été mis en évidence dans les Figures 3 à 5. Cette classification est basée sur l'observation des proportions relatives des trois constituants majeurs : nodules précocement diagénétisés ou NPD (Fig. 6E, F), intraclastes minéralisés (Fig. 6F) et matrice (Fig. 6E). Le terme « NPD » est employé au sens de Clari *et al.* (1984) : dans cette catégorie sont incluses toutes les portions de sédiment dont les caractéristiques permettent de les différencier des intraclastes, des structures stromatolitiques ainsi que de la matrice. Ils ne montrent ni perforation, ni minéralisation, ni trace de lamination interne biogène (Della Bruna & Martire 1985). Dans ce type de nodules sont inclus les moules internes d'ammonites.

Ainsi, nous reconnaissons (Savary 2000 ; Cecca *et al.* 2001) les sous-faciès noduleux et pseudo-

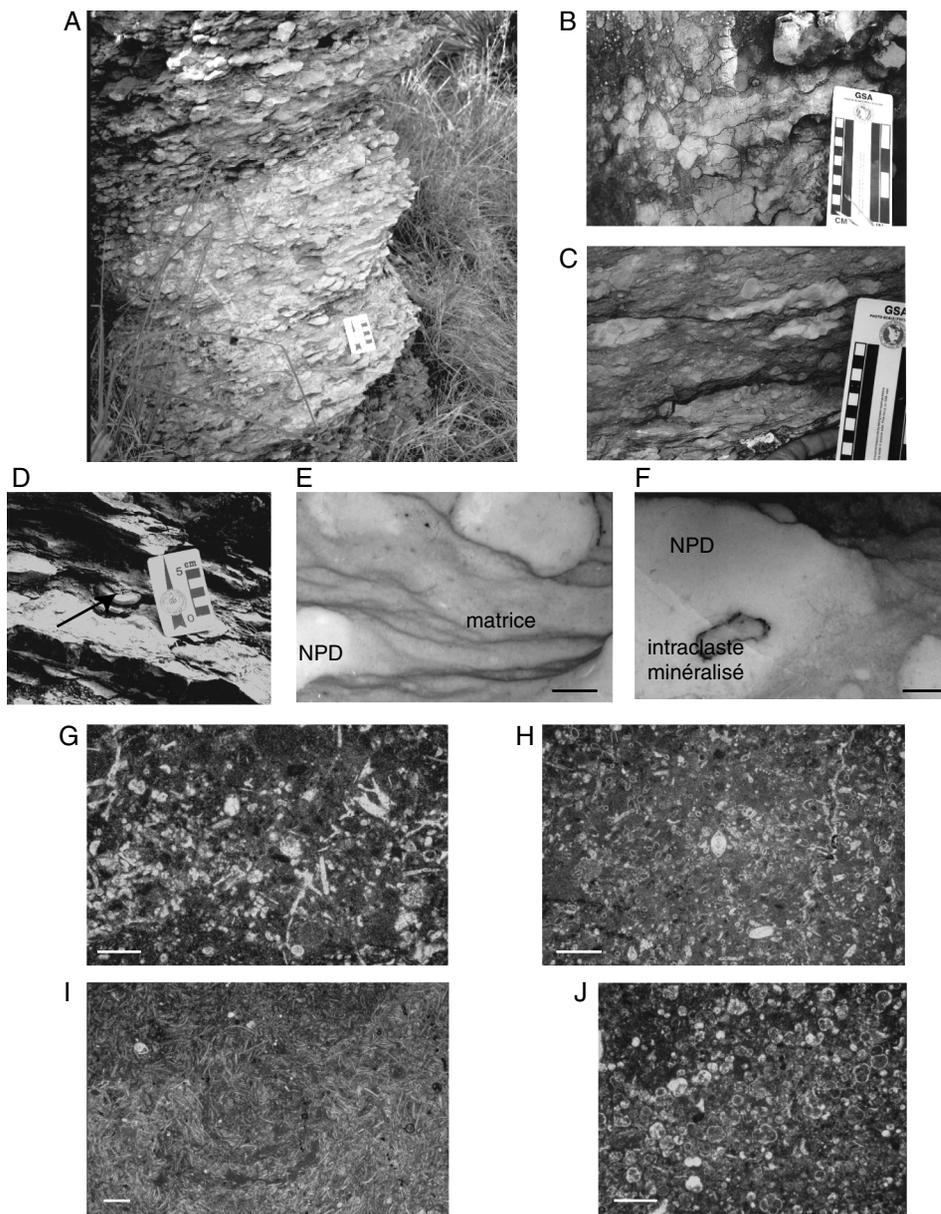


FIG. 6. — **A-D**, types lithologiques vus à l’affleurement ; **A**, sous-faciès noduleux (Monte Inici Est, niveau 8, Oxfordien supérieur) ; **B**, sous-faciès pseudo-noduleux (Castello Inici, niveau 4, Callovien supérieur, Zone à Athleta) ; **C**, sous-faciès noduleux à intraclastes (Monte Inici Est, niveau 21, Tithonien inférieur) ; **D**, calcaire silicifié, la flèche indique une ammonite (Castello Inici, niveau 10, Oxfordien moyen, Zone à Transversarium) ; **E, F**, constituants principaux du Rosso Ammonitico vus sur surfaces polies ; **E**, nodule précocément diagénétisé (NPD) qui, par contact diffus, passe latéralement à la matrice affectée de joints de dissolution (Monte Inici Est, niveau 27, Tithonien inférieur, Zone à Ponti ou Semiforme ?) ; **F**, exemple d’intraclaste minéralisé inclus dans un NPD (Monte Inici Est, niveau 29, Tithonien supérieur) ; **G-J**, principaux éléments squelettiques et non squelettiques vus sur lames minces ; **G**, microfaciès à *Saccocoma* Jaekel, 1892, radiolaires, *Globochaete* Lombard, 1945, kystes de dinoflagellés calcaires et péloïdes (Monte Inici Est, niveau 22, Tithonien inférieur) ; **H**, microfaciès à calpionelles, foraminifères benthiques et péloïdes (Monte Inici Est, niveau 57, Berriasien supérieur, Zone D1) ; **I**, microfaciès à *Bositra* De Gregorio, 1886 et foraminifères benthiques, notez la disposition concentrique des *Bositra* témoignant d’une bioturbation (Montagna grande, « Contrada Le Rocche », Oxfordien) ; **J**, microfaciès à protoglobigérinidés (à remplissage micritique ou sparitique ou à structure géotrope) et péloïdes (Montagna Grande, « Contrada Le Rocche », Oxfordien moyen, Zone à Plicatilis). Échelles : E, F, 0,25 cm ; G, 0,25 mm ; H, J, 0,5 mm ; I, 1 mm.

noduleux de Martire (1989, 1996) mais il a été nécessaire d'introduire le sous-faciès « noduleux à intraclastes » (Savary 2000). Synthétiquement, les trois sous-faciès utilisés dans ce travail se définissent ainsi :

- sous-faciès noduleux (Fig. 6A) : dépôt matriciel, NPD présents mais intraclastes minéralisés absents ;
- sous-faciès pseudo-noduleux (Fig. 6B) : pauvre en matrice, NPD et intraclastes minéralisés présents ;
- sous-faciès noduleux à intraclastes (Fig. 6C) : dépôt matriciel, NPD et intraclastes minéralisés présents.

Cette classification présente l'avantage d'être concise et objective. Elle peut également s'appliquer dans d'autres secteurs.

## DÉBUT DE LA SÉDIMENTATION PÉLAGIQUE

Dans le secteur étudié l'ennoisement de la plateforme carbonatée correspondant à la Fm. Inici n'est pas observable. Régionalement cet ennoisement est attribué au Plienbachien (Jenkyns & Torrens 1971) ou au Toarcien (Wendt 1963) mais dans notre secteur les premiers sédiments pélagiques qui surmontent le toit de la Fm. Inici sont d'âge callovien inférieur. Des trachytes d'âges toarcien (Jenkyns 1970) puis bajocien supérieur-bathonien (Warman & Arkell 1954) sont surmontées, à Monte Bonifato (environ 6 km à l'est du Monte Inici), par des calcaires pélagiques d'âge bathonien supérieur (Warman & Arkell 1954 ; Wendt 1963). Dans la coupe Monte Inici Est, la Fm. Inici, affectée de filons sédimentaires obliques, est surmontée d'un « lag deposit » puis d'encroûtements stromatolitiques et enfin de « snuff-boxes ». Latéralement, le « lag deposit » et les « snuff-boxes » peuvent disparaître. Dans la coupe de Castello Inici, la Fm. Inici est surmontée d'un niveau bioclastique à *Bositra*. Dans une coupe située dans les carrières de la localité « Contrada Fornazzo », le toit de la Fm. Inici correspond à un hard-ground montrant d'évidentes perforations. Il est surmonté d'un

« lag deposit » (0-3 cm) recouvert d'un mince niveau micritique gris-jaunâtre (2-5 cm) contenant des ammonites ré-élaborées d'âge bathonien supérieur-callovien inférieur (genres *Oppelia* Waagen, 1869, *Macrocephalites* Zittel, 1884, *Choffatia* Siemiradzki, 1898). Un troisième niveau contient des ammonites du Callovien moyen (*Reineckeia*, ? *Choffatia*) et des « snuff-boxes » dont les nuclei sont parfois représentés par des ammonites ré-élaborées. La succession se poursuit par des encrinites. Ces quelques niveaux pélagiques centimétriques sont discontinus et minéralisés en fer et manganèse, ils alternent avec de fréquents hard-grounds. Des indices de très forte énergie hydrodynamique sont donc exprimés à la base des coupes étudiées par la présence de surfaces d'érosion, de discontinuités obliques, de « lag deposit », d'ammonites ré-élaborées et de troncatures. Ces observations sont confirmées également dans le secteur de Montagna Grande (Martire *et al.* 2001) au sud du Monte Inici.

Dans les premiers niveaux pélagiques, les encroûtements stromatolitiques sont communs et, sur la base de caractéristiques morphologiques, sont attribués à *Frutexites*. Cette structure peut croître depuis la zone péritidale jusqu'à la zone aphotique mais elle est surtout présente sous la limite d'action des vagues de beau temps (Böhm & Brachert 1993) et témoigne de conditions de sédimentation lente (George 1999). Les organismes responsables de sa formation ont un mode de vie non-photosynthétique et se développent préférentiellement dans les milieux peu oxygénés (Böhm & Brachert 1993). Zempolich (1993) considère que les structures stromatolitiques ne sont pas des indices bathymétriques précis mais que leur morphologie peut être influencée par l'interaction d'un grand nombre de facteurs tels que l'énergie des vagues, la profondeur, le taux de sédimentation et la bioérosion. Dromart (1992) avait déjà remarqué que les caractéristiques des fabriques microbiennes associées à une grande concentration d'ammonoïdés reflètent des périodes de faible taux de sédimentation. Bien que les *Frutexites* soient ici communs, leur distribution verticale n'est pas homogène car ils ne sont quasiment présents que dans les premiers

dépôts pélagiques. Les conditions environnementales changent donc certainement. Il est possible que la disparition progressive des *Frutexites* dans la succession stratigraphique soit corrélée à l'interaction des différentes modifications environnementales telles que : une diminution de l'énergie hydrodynamique, une tendance à l'approfondissement, une augmentation de l'oxygénation et enfin une augmentation du taux de sédimentation (confirmée).

#### PRÉSENCE DE CALCAIRES SILICIFIÉS OU « RADIOLARITES » DANS LES SECTEURS SUD ET OUEST DU MONTE INICI

Les différences environnementales et chronologiques entre les coupes Monte Inici Est et Castello Inici deviennent plus évidentes lorsqu'apparaissent les calcaires silicifiés à l'Oxfordien moyen dans les secteurs S et W du Monte Inici. Ces calcaires silicifiés sont à mettre en relation avec l'optimum radiolaritique connu dans la Téthys Méditerranéenne du Bajocien inférieur au Kimméridgien (De Wever *et al.* 1986, 1994 ; Baumgartner 1987 ; Bartolini & Cecca 1999). Ce dernier a donné lieu à plusieurs interprétations dont celles de Bartolini *et al.* (1996) prônant des causes globales, et celles de Marcoux & Ricou (1979) faisant intervenir un contexte paléogéographique particulier (« gouttières radiolaritiques ») qui aurait contrôlé un régime de courants favorables à la prolifération des radiolaires (De Wever *et al.* 1986 ; De Wever 1989). Ces deux hypothèses ne s'excluent pas mutuellement.

Notre étude a montré que l'apparition de calcaires silicifiés à Castello Inici coïncide avec un certain nombre de phénomènes tels que l'apparition des calcaires noduleux dans le secteur Est du Monte Inici, la diversification maximale de la microfaune et un pic du  $\delta^{13}\text{C}$  (Cecca *et al.* 2001). Dans l'intervalle Oxfordien moyen (Zone à *Transversarium*)-Kimméridgien supérieur, le Rosso Ammonitico de la coupe Monte Inici Est est hétéropique par rapport aux calcaires silicifiés de Castello Inici (Fig. 7) et de Contrada Fornazzo. La silicification des carbonates

implique la présence et même l'abondance d'organismes à tests siliceux tels que les spicules de spongiaires (entre 0-15 % dans les calcaires silicifiés de Castello Inici) et surtout les radiolaires dont le développement est lié à la disponibilité de nutriments (De Wever *et al.* 1994). La partie occidentale du Monte Inici se trouvait donc dans un environnement favorable à leur prolifération à partir de l'Oxfordien moyen.

Associés à l'augmentation générale de la production siliceuse, des facteurs locaux ont favorisé la silicification des calcaires déposés dans les secteurs S et W du Monte Inici. Il est également à noter que ces radiolarites *s.l.* affleurent dans les localités Balata di Baïda et Seno di Guidaloca situées respectivement au NW et au N du secteur étudié (Warman & Arkell 1954 ; Christ 1960 ; Fözy 1995).

Les différences observées dans les coupes étudiées, entre l'Oxfordien moyen et la fin du Kimméridgien supérieur, nous amènent à envisager les points suivants :

- l'hétéropie entre Rosso Ammonitico et calcaires silicifiés peut-être en relation avec un gradient topographique local. Celui-ci a pu faciliter ou empêcher le dépôt et la préservation des radiolaires sur le fond. À Castello Inici, l'environnement légèrement plus profond a pu être favorable à l'accumulation de radiolaires et autres éléments transportés par des courants de fond, tel que le confirme l'abondance en bioclastes dans la succession du Rosso Ammonitico à cet endroit. Dans la coupe Monte Inici Est, le très faible taux de sédimentation ainsi que la présence d'eaux de fond bien oxygénées ont pu empêcher la préservation des radiolaires. Une autre cause peut être évoquée : les faibles courants peuvent empêcher l'accumulation des squelettes des radiolaires (Baumgartner 1990). Cependant, l'analyse sédimentologique des coupes régionales suggère une augmentation de l'hydrodynamisme à partir du Kimméridgien inférieur, c'est-à-dire après l'apparition des radiolarites *s.l.* à Castello Inici ;
- les facteurs écologiques locaux ne semblent pas responsables d'une telle hétéropie car la productivité des radiolaires des eaux de surfaces reste assez homogène sur l'aire étudiée.

## VARIATIONS DE L'ÉNERGIE HYDRODYNAMIQUE : L'ÉVOLUTION VERTICALE DES SOUS-FACIÈS

La distribution dans le temps des faciès noduleux et non noduleux s'exprime de manière particulière dans chaque localité, notamment jusqu'au Kimméridgien supérieur. En effet, la coupe Castello Inici montre des sous-faciès pseudo-noduleux, des surfaces d'érosion et des troncatures témoignant d'intenses énergies hydrodynamiques durant le Callovien moyen et supérieur tandis que dans la coupe Monte Inici Est aucun indice de courant n'est enregistré à cette époque.

Cependant, des tendances générales se dégagent. En effet, au-dessus des tous premiers dépôts pélagiques souvent représentés par un « lag deposit », les premiers mètres de la série pélagique sont représentés par des faciès non noduleux, ne possédant aucun élément resédimenté. Ceci serait à associer à un épisode de diminution de l'énergie hydrodynamique. Cet épisode est particulièrement développé dans la coupe Monte Inici Est (Fig. 7). Aussi bien dans cette dernière qu'à « Contrada Fornazzo » s'observent, à partir du Kimméridgien supérieur et jusqu'au Berriasien, une alternance entre des sous-faciès pseudo-noduleux et noduleux à intraclastes dont les points communs sont la présence et parfois même l'abondance de nodules prédépositionnels (ammonites ré-élaborées, intraclastes) témoignant d'une intense énergie hydrodynamique. Durant cet intervalle, lorsque les sous-faciès noduleux à intraclastes se déposaient, le taux de sédimentation était probablement caractérisé par une cyclicité certainement guidée par des variations cycliques d'énergie hydrodynamique. À la fin du Berriasien, la concentration en intraclastes minéralisés diminue, l'environnement semble devenir plus calme avant le dépôt de la formation Lattimusa.

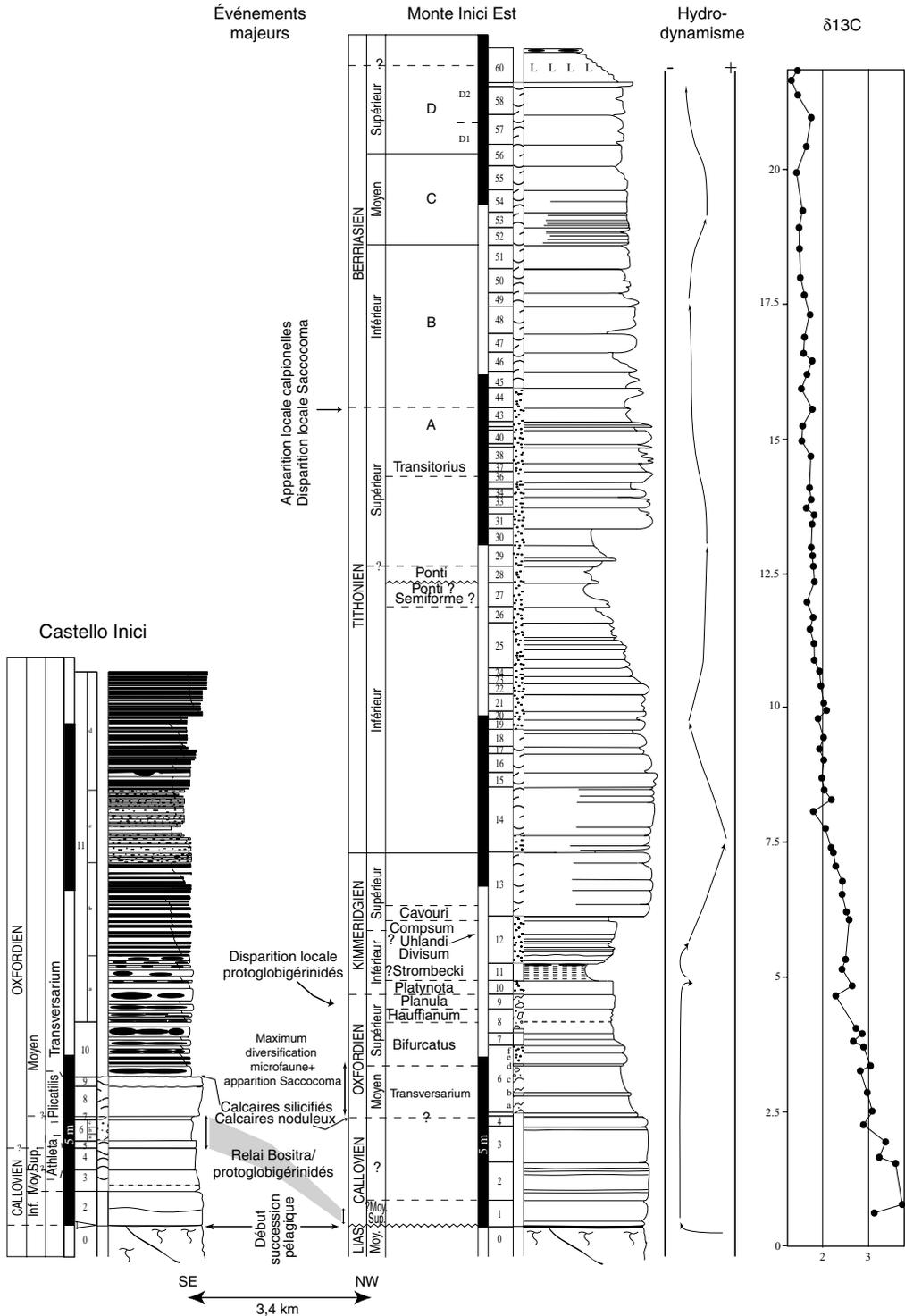
## ÉVOLUTION DES FAUNES ET CORRÉLATION AVEC LA COURBE ISOTOPIQUE DU $\delta^{13}\text{C}$

Les courbes isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  ont été réalisées dans la coupe Monte Inici Est. Les résultats ont été présentés par Cecca *et al.* (2001). Il convient de rappeler ici les tendances principales et surtout leurs corrélations avec l'évolution des faunes, en particulier des microfaunes.

Les microfaunes de la base de la succession pélagique sont initialement caractérisées par les *Bositra* et les protoglobigérinidés, organismes qui présentent généralement une relation inverse (Figs 3-5). Certes, ces organismes ont pu coexister quelques temps, comme le prouvent les calcaires du Bajocien moyen à Monte Nerone (Elmi 1981b), mais rapidement les protoglobigérinidés ont supplanté les premiers. Le relais *Bositral*/protoglobigérinidés a été daté du Callovien dans la zone Subbétique (Fels 1995), de la fin du Callovien supérieur en Pologne (Wierzbowski *et al.* 1999), à la limite Callovien/Oxfordien dans la région de Vénétie (Martire comm. pers. mars 2000) et de l'Oxfordien moyen sur la marge Ardéchoise (Dromart 1989). Il se produit dans la coupe de Castello Inici entre les zones à Athleta (Callovien supérieur) et Plicatilis (Oxfordien moyen) et dans une période probablement comparable dans la coupe de la carrière de « Contrada Le Rocche » (Savary 2000). Dans la coupe Monte Inici Est, les *Bositra* ne sont dominants que dans les quelques premiers millimètres reposant sur le toit de la Fm. Inici et datés du Callovien inférieur. Par la suite, ils sont présents mais rares et supplantés par les protoglobigérinidés. Comme la base de la succession pélagique n'a pu être datée de manière directe dans la coupe Monte Inici Est nous avons formulé deux hypothèses :

– soit la relation inverse *Bositral*/protoglobigérinidés est associée à des problèmes stratigraphiques et la datation de la base de la succession pélagique

Fig. 7. — Corrélations des coupes Monte Inici Est (Fig. 4) et Castello Inici (Fig. 5) et confrontation avec les événements sédimentologiques et faunistiques majeurs, la courbe isotopique du  $\delta^{13}\text{C}$  et la courbe des variations de l'hydrodynamisme déduites de l'analyse sédimentologique.



au Callovien inférieur de Wendt (1963) est à revoir ; les premiers dépôts pélagiques (niveau 1) seraient alors plus récents et anté-oxfordien moyen dans la coupe Monte Inici Est ;

– soit cette relation inverse est d'ordre environnemental.

Deux arguments corroborent la deuxième hypothèse :

– la différence des sous-faciès du Rosso Ammonitico et des microfaciès entre les coupes Monte Inici Est et Castello Inici. Dans tous les niveaux de cette dernière coupe, nous avons remarqué une concentration élevée en bioclastes. On peut imaginer que Castello Inici était situé dans une dépression paléotopographique, même de faible dénivelé, dans laquelle s'accumulaient bioclastes et intraclastes. De même nous pouvons noter dans cette coupe des surfaces d'érosion très marquées, tronquant fréquemment des ammonites, contrairement à la coupe Monte Inici Est. Le secteur Sud du Monte Inici semble donc avoir été plus sujet aux forts courants que le secteur Est ;

– en suivant latéralement les niveaux basaux sur de grandes distances dans le secteur NE du Monte Inici, aucun onlap n'a été identifié.

La cause paléoenvironnementale pourrait être confirmée par les valeurs élevées du  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 7). En effet, les relais *Bositral*/protoglobigérinidés observés à la base de la succession pélagique de la coupe Monte Inici Est coïncide avec un pic positif ( $\delta^{13}\text{C} = + 3,7 \text{ ‰}$ ).

Dans la coupe Monte Inici Est le maximum de diversification de la microfaune est observé à l'Oxfordien moyen, Zone à *Transversarium*, où est enregistrée également l'apparition de *Saccocoma* (Fig. 7). Cette diversification coïncide avec l'apparition des calcaires noduleux et avec un pic positif du  $\delta^{13}\text{C}$  (+ 3 ‰). Dans la coupe de Castello Inici, les calcaires silicifiés apparaissent pratiquement au même moment car nous avons trouvé dans les premiers mètres de cette unité *Gregoryceras cf. riazii*, espèce qui indique la Zone à *Transversarium*.

Par contre à l'Oxfordien supérieur, Zone à *Planula*, une baisse de la biodiversité a été observée. Au Monte Inici, les protoglobigérinidés dis-

paraissent à ce niveau (Fig. 7). Ceci est corrélé à un minimum relatif de la courbe du  $\delta^{13}\text{C}$  (+ 2,3 ‰).

La disparition des *Saccocoma* autour de la limite Tithonien-Berriasien coïncide également avec un minimum des valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  (+ 1,5 ‰). Au Monte Inici, l'apparition des calpionelles est localement enregistrée à ce même niveau (Fig. 7).

## CONCLUSION

L'enregistrement paléontologique, sédimentaire et géochimique des événements décrits dans cette étude illustre l'évolution du biota pélagique en réponse aux changements des conditions paléocéanographiques dans la Téthys Méditerranéenne. Cette évolution a influencé la production de sédiment biogène et donc la succession des différents types lithologiques. Toutefois il est nécessaire que des facteurs paléotopographiques locaux se superposent pour contrôler l'évolution des environnements de dépôt que nous avons observée. À la base de la succession pélagique étudiée dans notre secteur, la présence de surfaces d'érosion, de « lag deposits » et d'ammonites ré-élaborées révèle que les sédiments du Callovien étaient soumis à un fort hydrodynamisme. Un épisode de diminution d'hydrodynamisme intervient ensuite comme l'indiquent les calcaires non noduleux dépourvus d'éléments resédimentés. L'intervalle Kimméridgien supérieur-Berriasien est ensuite, dans ce secteur, soumis à un intense hydrodynamisme qui présente cependant des intensités cycliques témoignées par les fréquences d'intraclastes minéralisés. À la fin du Berriasien, le milieu de dépôt semble devenir plus calme avant le dépôt de la formation *Lattimusa*. Cette dernière formation est un équivalent régional du faciès « Maiolica », qui caractérise la Téthys à cette époque (Wieczorek 1988 ; Fourcade *et al.* 1993). Le relai *Bositral*/protoglobigérinidés traduit une modification de la structure du biota pélagique téthysien et coïncide avec les pics du  $\delta^{13}\text{C}$  (+ 3,7 ‰) du passage Jurassique moyen-supérieur. Le diachronisme de ce relai, déjà observé dans les divers secteurs de la Téthys et ici dans différentes

coupes du Monte Inici, suggère que le changement des caractéristiques paléocéanographiques de la Téthys a définitivement été accompli à l'Oxfordien moyen. De plus, à cette période et plus précisément durant la Zone à *Transversarium*, le pic du  $\delta^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C} = + 3 \text{ ‰}$ ) coïncide avec la diversité maximale de la microfaune, avec les apparitions des calcaires noduleux dans la coupe Monte Inici Est et des calcaires silicifiés dans les autres secteurs du Monte Inici et de ses environs. Nous interprétons ces faits comme le résultat de l'influence de conditions globales d'effets de serre et de productivité biologique primaire accrue (Bartolini *et al.* 1996 ; Bartolini & Cecca 1999 ; Cecca *et al.* 2001) sur l'enregistrement sédimentaire. C'est à cette époque que des ammonites téthysiennes et des coraux hermatypiques se rencontrent à des paléolatitudes d'environ 40° (Enay 1980a, b ; Cecca 2000). À l'effet global, se surimpose l'effet local de la paléotopographie mis en évidence par l'hétéropie entre Rosso Ammonitico et radiolarites *s.l.*

En revanche, dans la Zone à *Planula* (Oxfordien supérieur), un minimum relatif de la courbe du  $\delta^{13}\text{C}$  (+ 2,3 ‰) coïncide avec une baisse de la biodiversité et avec la disparition locale des protoglobigérinidés. En effet, ces organismes persistent dans le Kimméridgien d'autres régions de la Téthys Méditerranéenne (Giovagnoli & Schiavinotto 1987). Les courbes isotopiques montrent une baisse progressive des valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  à partir de ce niveau. Cette tendance a été mise en relation avec un refroidissement climatique qui, d'après Weissert & Mohr (1996) devrait caractériser l'intervalle Kimméridgien-Tithonien.

Le bloom des nannoconidés (qui constituent l'ossature des calcaires pélagiques de type « Maiolica ») intervenu peu avant la fin du Tithonien a modifié la structure trophique au sein de l'océan téthysien (Fourcade *et al.* 1993 ; Cecca 1997, 1998). À la limite Tithonien-Berriasien, en coïncidence avec un minimum du  $\delta^{13}\text{C}$  (+ 1,5 ‰), la structure du biota pélagique a radicalement changé car les *Saccocoma* disparaissent et la fréquence des calpionelles devient très importante.

## Remerciements

Nous tenons à remercier Emanuela Mattioli (Université Lyon-1) qui a bien voulu déterminer les nannofossiles calcaires de certains de nos échantillons. Ce travail a été effectué dans le cadre du projet M.U.R.S.T. 40 % « Il Giurassico della Sicilia : architettura, dinamica e paleobiologia dei sistemi piattaforma-bacino » (coord. G. Pavia, Université de Turin). Nous remercions également Serge Elmi (Université Claude-Bernard Lyon 1) et Helmut Weissert (Institut de Géologie, Zürich) qui, grâce à leurs conseils et critiques, ont contribué à améliorer la version originale du manuscrit.

## RÉFÉRENCES

- AUBOUIN J. 1964. — Reflexion sur le faciès « ammonitico rosso ». *Bulletin de la Société géologique de France* 6 (7): 475-501.
- AZÉMA J., FOUCAULT A., FOURCADE E., GARCIA-HERNANDEZ M., GONZALEZ-DONOSO J. M., LINARES A., LINARES D., LOPEZ-GARRIDO A. C., RIVAS P. & VERA J. A. 1979. — *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas*. Universidad de Granada, España, 83 p.
- BARTOLINI A. & CECCA F. 1999. — 20 My hiatus in the Jurassic of Umbria-Marche Apennines (Italy): carbonate crisis due to eutrophication. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences sér. IIA*, 329 (8): 587-595.
- BARTOLINI A., BAUMGARTNER P. O. & HUNZIKER J. 1996. — Middle and Late Jurassic carbon stable-isotope stratigraphy and radiolarite sedimentation of the Umbria-Marche Basin (Central Italy). *Eclogae Geologicae Helveticae* 89: 811-844.
- BAUMGARTNER P. O. 1987. — Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. *Eclogae Geologicae Helveticae* 80: 831-879.
- BAUMGARTNER P. O. 1990. — Genesis of Jurassic Tethyan radiolarites. *Eclogae Geologicae Helveticae* 80: 831-879.
- BÖHM F. & BRACHER T. 1993. — Deep-water Stromatolites and *Frutexitis* Maslov from the early and middle Jurassic of S-Germany and Austria. *Facies* 28: 145-168.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. 1982. — Schema geologico della Sicilia, in CATALANO R. & D'ARGENIO B. (eds), *Guida alla geologia della Sicilia occidentale*. Società Geologica Italiana, Roma: 9-41.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F. P. 1996. — Paleogeography and structure of the

- central Mediterranean: Sicily and its offshore area. *Tectonophysics* 260: 291-323.
- CECCA F. 1997. — Late Jurassic and Early Cretaceous uncoiled ammonites: trophism-related evolutionary processes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences sér. II*, 325: 629-634.
- CECCA F. 1998. — Early Cretaceous (pre-Aptian) ammonites of the Mediterranean Tethys: Palaeoecology and palaeobiogeography. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 138: 305-323.
- CECCA F. 2000. — *Palaeobiogeography and Palaeogeographic Reconstructions: Circular Reasoning or Mutual Assistance? Peri-Tethys, 23-24 Novembre 2000*. CNRS, Paris, 2 p., abstracts.
- CECCA F., FOURCADE E. & AZÉMA J. 1992. — The disappearance of the "Ammonitico Rosso". *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 99: 55-70.
- CECCA F., SAVARY B., BARTOLINI A., REMANE J. & CORDEY F. 2001. — The Middle Jurassic-Lower Cretaceous Rosso Ammonitico succession of Monte Inici (Trapanese domain, Western Sicily): Sedimentology, biostratigraphy and isotope stratigraphy. *Bulletin de la Société géologique de France* 172 (5): 647-659.
- CHRIST H. A. 1960. — Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Malm von Westsizilien. *Schweizerische Palaeontologische Abhandlungen* 77: 1-141.
- CLARI P. A., MARINI P., PASTORINI M. & PAVIA G. 1984. — Il Rosso Ammonitico Inferiore (Baiociano-Calloviano) nei Monti Lessini settentrionali (Verona). *Rivista italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 90: 15-86.
- DELLA BRUNA G. & MARTIRE L. 1985. — La successione giurassica (Pliensbachiano-Kimmeridgiano) delle Alpi Feltrine (Belluno). *Rivista italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 91: 15-62.
- DERCOURT J., RICOU L. E. & VRIELYNCK B. (eds) 1993. — *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. Gauthier-Villars, Paris, 307 p.
- DE WEVER P. 1989. — Radiolarians, radiolarites, and Mesozoic paleogeography of the Circum-Mediterranean Alpine Belts, in HEIN J. R. & OBRADOVIC J. (eds), *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*. Springer-Verlag, New York: 31-49.
- DE WEVER P., RICOU L. E. & FOURCADE E. 1986. — La fin brutale de l'optimum radiolaritique au Jurassique terminal: L'Effet de la circulation océanique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 302: 665-670.
- DE WEVER P., AZÉMA J. & FOURCADE E. 1994. — Radiolaires et radiolarites: Production primaire, diagenèse et paléogéographie. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 18: 1-379.
- DI STEFANO P. & MINDSZENTY A. 2000. — Fe-Mn "Kamenitza" and associated features in the Jurassic of Monte Kumeta (Sicily): Subaerial and/or submarine dissolution? *Sedimentary Geology* 132: 37-68.
- DROMART G. 1989. — Deposition of Upper Jurassic fine-grained limestones in the western Subalpine Basin, France. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 69: 23-43.
- DROMART G. 1992. — Jurassic deep-water microbial biostromes as flooding markers in carbonate sequence stratigraphy. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 91: 219-228.
- DROMART G., ALLEMAND P., GARCIA J. P. & ROBIN C. 1996. — Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France. *Bulletin de la Société géologique de France* 3 (167): 423-433.
- ELMI S. 1981a. — Classification typologique et génétique des Ammonitico Rosso et des faciès noduleux ou grumeleux: Essai de synthèse, in FARINACCI A. & ELMI S. (eds), *Rosso Ammonitico Symposium Proceedings*: 233-249.
- ELMI S. 1981b. — Sédimentation rythmique et organisation séquentielle dans les Ammonitico Rosso et les faciès associés du Jurassique de la Méditerranée Occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules, in FARINACCI A. & ELMI S. (eds), *Rosso Ammonitico Symposium Proceedings*: 251-289.
- ENAY R. 1980a. — Indices d'émergence et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur-Kimmeridgien inférieur en France. Interprétation paléogéographique et conséquences paléobiogéographiques. *Bulletin de la Société géologique de France sér. 7*, 22 (4): 581-590.
- ENAY R. 1980b. — Paléobiogéographie et Ammonites jurassiques: « Rythmes fauniques » et variations du niveau marin; voies d'échanges, migrations et domaines biogéographiques. Livre jubilaire de la Société géologique de France, 1830-1980. *Mémoire de la Société géologique de France hors série* 10: 261-281.
- FELS A. 1995. — Prozesse und Produkte geologischer Kondensation im Jura der westlichen Tethys. *Profil* 8: 363-472.
- FERNANDEZ-LOPEZ S. 1991. — Taphonomic concepts for a theoretical biochronology. *Revista Espanola de Paleontologia* 6: 37-49.
- FOURCADE E., AZÉMA J., CECCA F., DERCOURT J., GUIRAUD R., SANDULESCU M., RICOU L. E., VRIELYNCK B., COTTEREAU N. & PETZOLD M. 1993. — Late Tithonian (138 to 135 Ma), in DERCOURT J., RICOU L. E. & VRIELYNCK B. (eds), *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes*. Gauthier-Villars, Paris: 113-134.
- FÖZY I. 1995. — Upper Jurassic ammonites from Seno di Guidaloca (Western Sicily). *Hantkeniana* 1: 131-143.
- FÜLOP J. 1976. — The Mesozoic basement horst blocks of Tata. *Geologica Hungarica ser. geol.* 16: 1-229.
- GEMMELLARO G. G. 1872-1882. — *Sopra alcune faune giuresi e liasiche della Sicilia*. Stabilimento tipografico Lao, Palermo, 434 p.

- GEORGE A. D. 1999. — Deep-water Stromatolites, Canning Basin, Northwestern Australia. *Palaios* 14: 493-505.
- GIOVAGNOLI M. C. & SCHIAVINOTTO F. 1987. — Dati morfometrici su Foraminiferi globigeriniformi del Bajociano-Kimmeridgiano di Colle Tordina (Appennino umbro-marchigiano). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 25: 187-197.
- JANSA L. F. 1991. — Processes affecting palaeogeography with examples from the Tethys. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 87: 345-371.
- JENKYN H. C. 1970. — The Jurassic of Western Sicily, in ALVAREZ W. & GOHRBANDT H. A. (eds), *Geology and History of Sicily*. Petroleum Exploration Society of Libya, Annual Field Conference (guide-book), Tripoli: 245-254.
- JENKYN H. C. 1971. — Speculations on the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. *Geologischen Rundschau* 60: 471-488.
- JENKYN H. C. 1974. — Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: A diagenetic model. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 1: 249-271.
- JENKYN H. C. & TORRENS H. S. 1971. — Palaeogeographic evolution of Jurassic seamounts in Western Italy. *Annales instituti geologici publici hungarici* 54: 91-104.
- MARCOUX J. & RICOU L. E. 1979. — Classification des ophiolites et radiolarites alpine-méditerranéennes d'après leur contexte paléogéographique et structural. Implications sur leur signification géodynamique. *Bulletin de la Société géologique de France* 5 (7): 643-652.
- MARTIRE L. 1989. — *Analisi biostratigrafica e sedimentologica del Rosso Ammonitico Veronese dell'Altopiano di Asiago (VI)*. Thèse Doctorat, Università di Torino, Italy, 166 p.
- MARTIRE L. 1996. — Stratigraphy, facies and syndimentary Tectonics in the Jurassic Rosso Ammonitico Veronese (Altopiano di Asiago, NE Italy). *Facies* 35: 209-236.
- MARTIRE L., PAVIA G., POCHETTINO M. & CECCA F. 2001. — The Middle-Upper Jurassic of Montagna Grande (Trapani): Age, facies, and depositional geometries. *Memorie della Società geologica Italiana* 55: 219-225.
- MASCLE G. H. 1973. — *Étude géologique des Monti Sicani*. Thèse Doctorat, Paris, France, 691 p.
- REMANE J. 1963. — Les calpionelles dans les couches de passages du Jurassique au Crétacé en « fosse vocontienne ». *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble* 39: 26-82.
- SAVARY B. 2000. — *L'Ammonitico Rosso du Jurassique moyen et supérieur de la zone Trapanaise (Sicile W, Italie) : Genèse des structures sédimentaires, discontinuités et implications paléogéographiques*. Mémoire de DEA Paléontologie et environnements sédimentaires, Université Claude Bernard-Lyon 1, France, 49 p.
- SCHLAGER W. 1974. — Preservation of cephalopod skeletons and carbonate dissolution on ancient Tethyan sea floors. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 1: 49-70.
- SEILACHER A. 1967. — Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology* 5: 413-28.
- SEYFRIED H. 1981. — Genesis of "regressive" and "transgressive" pelagic sequences in the Tethyan Jurassic, in FARINACCI A. & ELMI S. (eds), *Rosso Ammonitico Symposium Proceedings*: 547-579.
- STRACKOV N. M. 1960. — *Osnovy teorii lithogenesa*. Izvestya Akademii Nauk SSSR, Moskva 1, 221 p.
- STURANI C. 1971. — Ammonites and stratigraphy of the "Posidonia alpina" beds of the Venetian Alps. *Memori degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova* 28: 1-190.
- WARMAN H. R. & ARKELL W. J. 1954. — A review of the Jurassic of Western Sicily based on new ammonite faunas. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 110: 267-282.
- WEISSERT H. & MOHR H. 1996. — Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 122: 27-43.
- WENDT J. 1963. — Stratigraphisch-Paläontologische Untersuchungen im Dogger Westsizieliens. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 2: 57-145.
- WIECZOREK J. 1988. — Maiolica – A unique facies of the Western Tethys. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 58: 255-276.
- WIERZBOWSKI A., JAWORSKA M. & KROBICKI M. 1999. — Jurassic (Upper Bajocian-Lowest Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland: Its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. *Studia Geologica Polonica* 115: 7-74.
- ZEMPOLICH M. G. 1993. — The drowning succession in Jurassic Carbonates of the Venetian Alps, Italy: A record of supercontinent breakup, gradual eustatic rise, and eutrophication of shallow-water environments. *AAPG Memoir* 57: 63-105.

Soumis le 11 décembre 2001 ;  
 accepté le 21 mars 2002.