

Anatomie des monticules micritiques du Frasnien belge et contexte eustatique

par FRÉDÉRIC BOULVAIN* & ALAIN HERBOSCH**

Mots clés. – Monticules micritiques, Frasnien, Faciès, Sédimentologie, Belgique.

Résumé. – L'étude sédimentologique détaillée de quatre types de monticules micritiques du Frasnien de la Belgique et du nord de la France permet de mettre en évidence l'influence de la bathymétrie, du taux de variation du niveau marin et de la nature de la sédimentation péri-biohermale dans la morphologie et l'histoire sédimentaire de ces édifices.

Anatomy of Frasnian mud mounds from Belgium and eustatic context

Key words. – Mud mounds, Frasnian, Facies, Sedimentology, Belgium.

Abstract. – The detailed sedimentological study of four mud mound types from the Frasnian of Belgium and the north of France shows the influence of bathymetry, rate of sea level change and nature of peribiohermal sedimentation in the morphology and sedimentary history of these buildups.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Three calcareous mud mound levels occur in the Frasnian shales from the south of the Dinant Synclinorium [Mailieux, 1926; Lecompte, 1960; Tsien, 1980] (figs. 1, 2). A composite biohermal sequence starting from below the photic and storm wave base zones and progressing toward intertidal environments was interpreted from a detailed sedimentological study of some ten buildups [Boulvain, 1993; Boulvain and Herbosch, 1993] (fig. 3). The sequence consists of spiculitic wackestones with stromatolites (S3), becoming progressively enriched in crinoids and corals (S4), then in peloids and cyanobacteria (S5). These three facies are red coloured by microaerophilic iron-bacteria *Sphaerotilus-Leptothrix* and *Siderocapsa* [Bourque and Boulvain, 1993]; the sequence is overlain by gray stromatoporoid and stromatolite floatstones and rudstones (S6); algal-peloids wackestones and packstones with Codiaceae-Udoteaceae [Mamet and Boulvain, 1992] and thick algal coatings (S7); algal and cryptalgal bindstones (S8); branching stromatoporoids rudstones (S10) and fenestral limestones close to the loferites of Fischer [1964] (S11). All buildups and peri-biohermal sections are biostratigraphically correlated by conodonts and rugose corals [Coen, Coen-Aubert and Cornet, 1977; Coen-Aubert, 1982; Boulvain and Coen-Aubert, 1989].

The transition from aphotic to cyanobacteria photic zone is inferred to occur in sequence S4-S5; the transition from cyanobacteria to green algae photic zone in sequence S6-S7. The storm wave base is reached with S5 and fair-weather wave base with S7. The evolution S7-S8 indicates an ecologically dominated process rather than a bathymetric evolution, with the transition from a diversification stage to a domination stage [*sensu* Walker and Alberstadt, 1975]. The palaeobathymetric interpretation, based on the depth of green algae photic zone and thickness of decompacted sediment, reveals a depth of about a hundred metres for the pioneer community S3 and about 70 m for the base of the photic zone.

The 30 to 40 m thick "Les Bulants" bioherms (fig. 4) are catch-up buildups [Neumann and Macintyre, 1985] displaying only a vertical facies succession (S3-S4-S5-S7-S8) and have a low relief. The 60 to 80 m thick "Les Wayons" mounds possess a relatively high relief with steep flanks and bioclastic talus (S9). The higher relief of these catch-up-give-up mounds (S3-S4-S5-S7-S8-S4-S3) is responsible for their lateral differentiation (fig. 4). "St-Rémy" mounds are smaller buildups growing in deeper parts of the ramp: they are almost totally constituted by S3 and S4. "Lion" type mounds are 150 m thick buildups that occur in a relatively shallower environment, forming a keep-up (S6), followed by a catch-up-give-up sequence (S7-S8-S10-S11-S6).

The "Les Wayons", "Les Bulants" and "St-Rémy" buildups developed during a period of major eustatic fluctuations [Johnson *et al.*, 1985; Boulvain, 1993] while the "Lion" type mounds grew during a time of relatively minor sea-level fluctuations. On a large scale, this difference is reflected by the evolution from a rimmed shelf during the Middle Frasnian into a ramp during the Upper Frasnian. For each of the mounds, it is evident that the scale of facies variation depends on the initial bathymetry at the beginning of buildup growth. The sequence begins below the photic zone (S3 and S4) for "Les Bulants", "Les Wayons" and "St-Rémy" mounds and within the cyanobacteria photic zone for the "Lion" type buildups (S6). Except for the back-reef facies (S10, S11), all these bioherms display nearly the same ecological succession. The size and morphology of the buildups depends on the interrelation of bioherm growing rate and the rate of sea-level change [Longman, 1981; James and Bourque, 1992] (fig. 5). A slow rate of sea-level change permitted a keep-up growing for "Lion" bioherms, covering the transgressive system tract (CT), high system tract (CHN) and low system tract (CBN2, fig. 6). On the other hand, the rapid sea-level rise during the Upper Frasnian inhibited the development of mounds during the transgressive system tract and catch-up bioherms are restricted to the high system tract (CHN3) and low system tract (CBN4). The low relief of "Les Bulants" type bioherms, contrasts with the high relief of "Les Wayons" buildups. It resulted from respectively high and low rates of peri-biohermal sedimentation.

* Service géologique de Belgique, rue Jenner, B-1040 Bruxelles.

** Département des Sciences de la Terre & de l'Environnement, Université Libre de Bruxelles, 50 av. Roosevelt, B-1050 Bruxelles.
Manuscrit déposé le 14 avril 1995; accepté après révision le 16 novembre 1995.

I. – INTRODUCTION

Depuis les études classiques de Maillieux [1926] et de Lecompte [1960, par exemple], on connaît trois générations de monticules micritiques frasniens qui se succèdent au bord sud du synclinorium de Dinant (fig. 1 & 2). Du niveau le plus ancien (Membre de l'Arche, «F2d») ne subsiste plus qu'un bon affleurement : la carrière de l'Arche à Frasnes. Le niveau intermédiaire (Membre du Lion, «F2h»), comprend notamment les carrières du Lion et du Nord (également à Frasnes). Enfin, le niveau supérieur (inclu dans la Formation de Neuville, «F2j») comprend entre autres les monticules de Fort-Condé à Givet et de Saint-Rémy à Rochefort.

Dans le Massif de Philippeville, unité structurale qui fait affleurer le Givétien et le Frasnien au sein des sédiments fameniens de la Fagne (fig. 1), seul le troisième niveau de bioconstructions est représenté («F2j»). Près de cinquante édifices sont connus dans les formations de Neuville et des Valisettes. Les autres niveaux de monticules font place à des calcaires stratifiés, localement à caractère d'arrière-récif [Boulvain *et al.*, 1994]. Au bord nord du synclinorium de Dinant et dans le synclinorium de Namur, l'ensemble du Frasnien est représenté par des sédiments argilo-carbonatés stratifiés. Les reconstitutions paléogéographiques de la plate-forme frasnienne [Tsien, 1980; Boulvain, 1993] montrent une évolution globale des zones externes vers les zones internes lorsque l'on passe du bord sud du synclinorium de Dinant au bord nord via le massif de Philippeville. Tous les monticules étudiés se sont développés en zone externe.

Le but de ce travail est d'illustrer brièvement la sédimentologie des monticules micritiques frasniens et leur rapport avec les fluctuations des paramètres océaniques [Boulvain, 1993; Boulvain et Coen-Aubert, 1992; Boulvain et Herbosch, 1993].

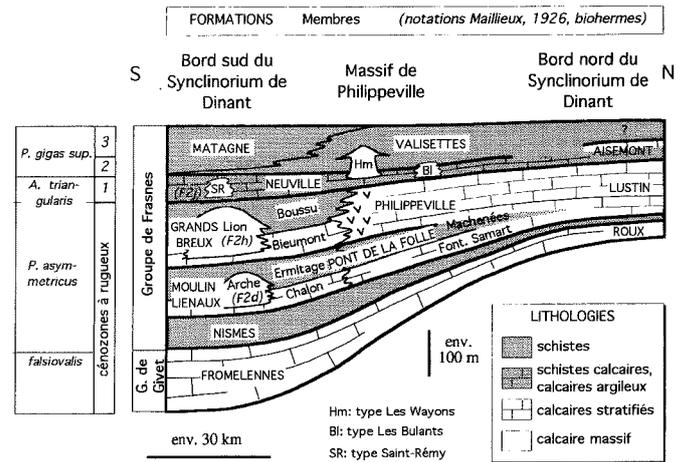


FIG. 2. – Coupe stratigraphique schématique du bassin de sédimentation frasnien en Belgique.

FIG. 2. – Schematic stratigraphical section of the Frasnian sedimentation basin in Belgium.

II. – MATÉRIEL

Une étude sédimentologique détaillée des monticules de Beauchâteau, Les Bulants, Tapoumont, Petit-Mont, Hautmont, Les Wayons, Fort-Condé, St-Rémy («F2j») et du Nord («F2h») (fig. 1) a été effectuée. Dans chacun de ces édifices, plusieurs coupes ont été levées banc par banc avec prélèvement de plus de 2000 échantillons pour plaque mince. Des coupes localisées en milieu péri-biohermal et dans les zones internes de la plate-forme ont été également étudiées en détail. Les colonnes lithologiques détaillées de ces sections sont illustrées par Boulvain et Coen-Aubert [1992], Boulvain [1993] et Boulvain et Herbosch [1993].

L'ensemble des coupes a fait l'objet de corrélations bios-tratigraphiques [Boulvain et Coen-Aubert, 1992], sur la base des cénozones de rugueux massifs et des conodontes

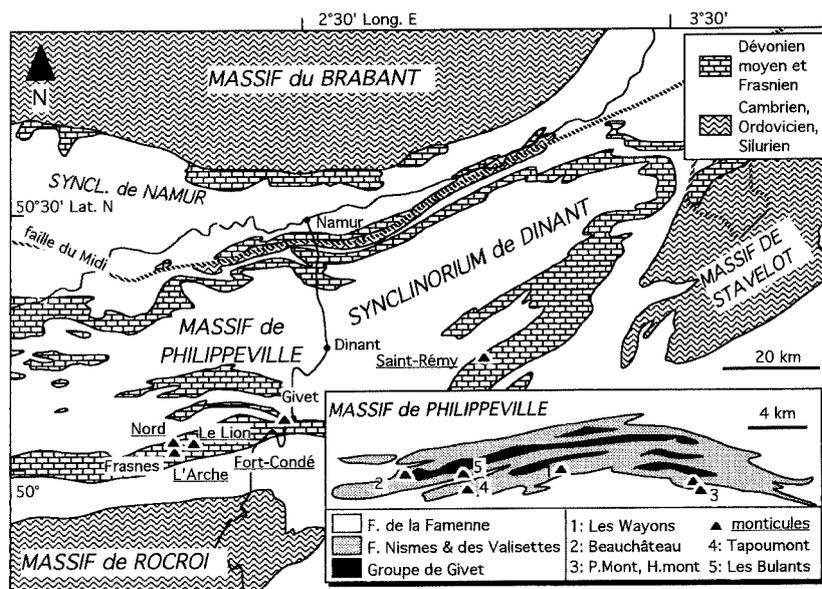


FIG. 1. – Carte géologique simplifiée du sud de la Belgique et localisation des monticules étudiés.

FIG. 1. – Simplified geological map of south of Belgium with location of studied mud mounds.

(fig. 2) [Coen *et al.*, 1977; Coen-Aubert, 1982]. Le découpage stratigraphique est particulièrement fin dans la partie supérieure du Frasnien où trois associations de rugueux massifs caractérisent les monticules micritiques «F2j» et les sédiments stratifiés contemporains [Boulvain et Coen-Aubert, 1989].

III. – MODÈLES DE MONTICULES

Neuf lithofaciès (S3 à S11), auxquels correspondent 18 microfaciès (fig. 3), ont été définis sur base de l'étude sédimentologique des monticules.

Grâce au nombre élevé de coupes et à la qualité des affleurements, la répartition des faciès a pu être reconstituée de manière très détaillée. Cette reconstitution permet de mettre en évidence plusieurs types d'édifices qui diffèrent par l'âge, la géométrie et l'architecture de leurs faciès. Quatre modèles ont été développés : les monticules du type «Les Bulants» et «Les Wayons» dans le massif de Philippeville et du type «Saint-Rémy» et «Le Lion» au bord sud du synclinorium de Dinant (fig. 1, 2).

A) Les monticules du type «Les Bulants»

Ces monticules en forme de lentille aplatie ont une puissance de 30 à 40 mètres et quelques centaines de mètres de diamètre. Ils se sont édifiés au sein de schistes nodulaires et de calcaires argileux à brachiopodes, éponges, coraux, crinoïdes (lithofaciès S2). Ces édifices ne possèdent qu'un relief modéré et de faibles pentes périphériques et s'indentent fortement dans les sédiments péri-biohermaux. La différenciation des lithofaciès est uniquement verticale

et de leur base vers leur sommet, on observe schématiquement la séquence des lithofaciès suivants (fig. 4) :

— calcaires rouges à stromatactis, coraux et crinoïdes (S4), parfois précédés par des calcaires rouges à stromatactis et spicules d'éponges (S3);

— calcaires roses à coraux, crinoïdes, brachiopodes, petits stromatactis, stromatopores (S5) auxquels s'ajoutent, en zone centrale de l'édifice, des «nébuloïdes» : structures d'épaisseur décimétrique à métrique et d'extension latérale métrique à plurimétrique, constituées de brachiopodes, crinoïdes et coraux cimentés par de la calcite fibreuse. Les microfaciès correspondants sont surtout des wackestones à petits stromatactis, péloïdes, spicules, crinoïdes, fenestelles;

— calcaires gris à fenestrae stromatactoïdes (structures à base plane et sommet digité, cimentées par de la sparite granulaire), tabulés branchus, brachiopodes (S7). L'établissement de ce lithofaciès correspond à une forte augmentation de l'extension horizontale des édifices;

— localement, des lentilles métriques de bindstones gris à coraux, stromatopores et tapis laminaires (S8).

Les monticules du type «Les Bulants» sont surmontés de schistes fins (S1), dans lesquels les biohermes du type «Les Wayons» commencent ou poursuivent leur développement.

B) Les monticules du type «Les Wayons»

Ces monticules forment des dômes de 60 à 80 m de puissance et environ 300 m de diamètre. Ils sont entourés de schistes fins (S1) et de schistes nodulaires (S2) et sont peu indentés avec leur encaissant. Ces édifices développent un

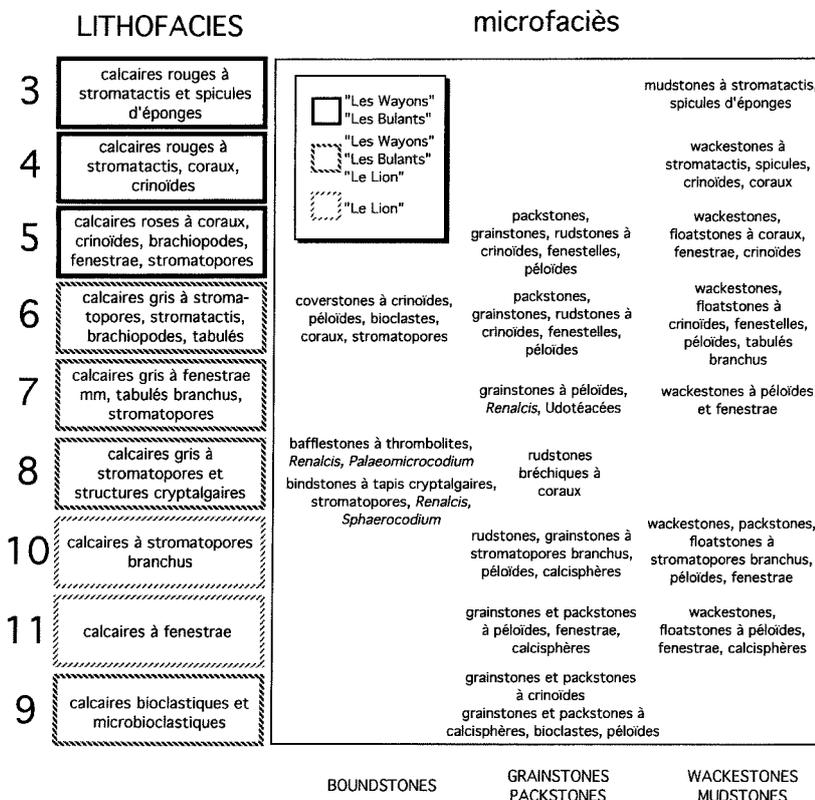


FIG. 3. – Faciès et microfaciès des monticules micritiques du Frasnien franco-belge.
 FIG. 3. – Facies and microfacies of Frasnian mud mounds from Belgium and France.

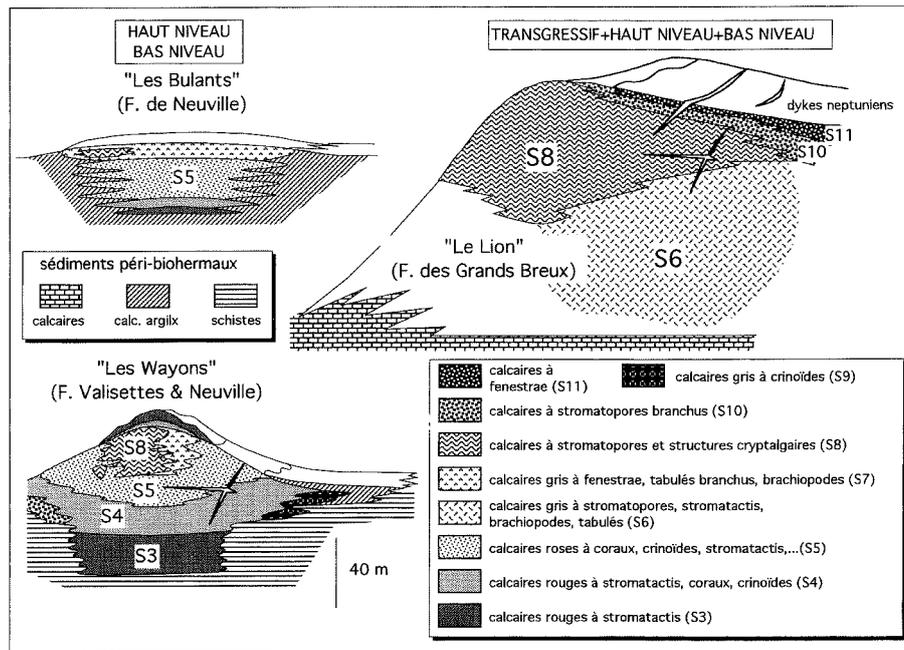


FIG. 4. — Modèles sédimentologiques (blocs-diagrammes) des monticules micritiques frasnien.

FIG. 4. — Sedimentological models (3-D sketches) of Frasnian mud mounds.

relief et des pentes périphériques d'inclinaison atteignant par endroit 30°. C'est ce relief qui est responsable d'une différenciation sédimentologique horizontale superposée à la différenciation verticale. Il est également à l'origine de la formation de talus bioclastiques embryonnaires (S9). De la base vers le sommet des monticules, on observe la séquence des lithofaciès suivants (fig. 4) :

— calcaires rouges à stromatactis et spicules d'éponges (S3) ;

— calcaires rouges à stromatactis, coraux et crinoïdes (S4) ;

— calcaires roses et rouges à coraux, crinoïdes, brachiopodes, petits stromatactis, stromatopores (S5) avec, en zone centrale des édifices, des «nébuloïdes». Les microfaciès sont représentés par des wackestones à petits stromatactis, péloïdes, spicules, crinoïdes, fenestelles auxquels s'ajoutent, en zone centrale des monticules, des coverstones à crinoïdes, péloïdes, coraux, stromatopores et des rudstones bioclastiques. En milieu péri-biohermal se déposent des calcaires crinoïdiques (S9) interstratifiés avec les schistes fins (S1). Les crinoïdes semblent avoir colonisé la zone de rupture de pente entre le fond marin et les pentes des monticules, formant une couronne bioclastique autour des édifices ;

— au niveau supérieur des biohermes, en zone centrale, des calcaires gris massifs à coraux, stromatopores et tapis laminaires (S8) auxquels s'ajoutent en situation plus abritée, des calcaires gris à fenestrae stromatactoïdes, tabulés branchus, brachiopodes, *Trelonella* (S7). En périphérie, des calcaires roses à coraux, crinoïdes, brachiopodes, petits stromatactis, stromatopores (S5), contenant par endroits de petits édifices thrombolitiques à *Renalcis* et *Palaeomicrocodium*. Vers l'extérieur, en direction du milieu péri-biohermal apparaissent à ce niveau des calcaires rouges à stromatactis, coraux et crinoïdes (S4). Ce lithofaciès prograde au-dessus des schistes fins à bancs crinoïdiques péri-biohermaux (S9) et marque une nette augmentation du diamètre des édifices ;

— des calcaires rouges à stromatactis, coraux et crinoïdes (S4) puis des calcaires rouges à stromatactis et spicules d'éponges (S3) forment, au-dessus d'un fond durci, un «capuchon» en zone centrale des monticules.

Ces monticules sont toujours surmontés de schistes fins.

C) Les monticules du type «Saint-Rémy»

Ces monticules en forme de dôme de 20 à 40 m de puissance et de 100 à 200 m de diamètre se développent au bord sud du synclinorium de Dinant et sont entourés de schistes fins. Ils ne montrent pratiquement pas de différenciation sédimentologique verticale et aucune différenciation horizontale. Ils sont constitués principalement de calcaire rouge à stromatactis, coraux et crinoïdes (S4) et de calcaire rouge à stromatactis et spicules d'éponges (S3). La mauvaise qualité des coupes dans ce type d'édifice ne permet pas une reconstitution géométrique précise des relations avec l'encaissant.

D) Les monticules du type «le Lion»

Les monticules qui constituent le Membre du Lion sont des édifices beaucoup plus vastes que les exemples précédents. Leur épaisseur atteint près de 150 m, pour un diamètre kilométrique. Une part considérable de ces édifices est constituée de calcaires gris à stromatopores, stromatactis, fenestrae, brachiopodes, tabulés (S6), comprenant aussi bien des rudstones que des floatstones (fig. 3). Ce lithofaciès est surmonté par une trentaine de mètres de calcaires algaires (S7) et cryptalgaires (S8) avec de petits édifices thrombolitiques à *Renalcis* au sein de sédiments plus grenus ou des bindstones cryptalgaires à stromatopores. En arrière du monticule apparaissent des rudstones gris à stromatopores branchus (S10) et localement des calcaires à fenestrae (S11).

Le modèle (fig. 4) montre un édifice asymétrique suivant la direction N-S, les flancs au vent étant plus abrupts que

les flancs sous le vent [Indiana University Paleontology Seminar, 1976 p. 447].

IV. – DISCUSSION

A) Interprétation des paléoenvironnements

La synthèse des données relatives à l'analyse des microfaciès (proportion de la matrice, litage, nature des organismes, diversité biologique,...), à leur répartition, à la distribution des algues [Mamet et Boulvain, 1992], à laquelle s'ajoute la comparaison de coupes corrélées, situées dans des contextes paléogéographiques différents, permet de proposer une interprétation des faciès des monticules en termes de paléoenvironnement.

Ainsi, les calcaires rouges à stromatactis et spicules d'éponges (S3) et les calcaires rouges à stromatactis, coraux et crinoïdes (S4) se sont formés sous la zone d'action des vagues de tempête et sous la zone photique de la majorité des algues. La coloration rouge caractéristique de ces faciès peut être attribuée à des communautés ferrobactériennes dont on observe des reliques. Filaments et coccoïdes sont formellement attribués aux bactéries du groupe *Sphaerotilus-Leptothrix* et aux *Siderocapsaceae* [Boulvain, 1993]. Ces deux types de microorganismes sont microaérophiles, ils colonisent un environnement rendu dysaérobie suite à une forte production locale de matière organique.

L'origine des stromatactis reste une question périodiquement débattue dans la littérature. On trouvera dans Boulvain [1993] et Bourque et Boulvain [1993], une revue actualisée des principales hypothèses de genèse de ces structures. L'hypothèse privilégiée dans ce travail est que les stromatactis sont des structures liées à l'évolution dans un sédiment à l'état de gel [présence de ferrobactéries, Karl *et al.*, 1988] de cavités résultant de la décomposition d'éponges [Bourque et Boulvain, 1993]. Les cavités, une fois créées, se déplacent vers le haut dans le sédiment à la manière des fontis, par effondrements successifs de leur sommet et dépôt à leur base [Wallace, 1987]. L'observation microscopique en cathodoluminescence montre d'ailleurs toujours des accumulations de spicules d'Hexactinellides sous les stromatactis.

Les calcaires roses à coraux, crinoïdes, brachiopodes, petits stromatactis, stromatopores (S5) témoignent de la pénétration des monticules dans la zone d'action des vagues de tempête et dans la zone photique de la majorité des algues. La diversité de la communauté organique atteint une valeur proche de son maximum. Les «nébuloïdes» traduisent des augmentations temporaires de la turbulence du milieu et la concentration sélective de certains organismes, suivie d'une cimentation précoce. Pour les édifices possédant un certain relief, l'apparition d'une zonation énergétique du milieu est à la base d'une différenciation sédimentologique horizontale, avec notamment la formation de faciès crinoïdiques de flanc.

Hormis la présence de stromatopores massifs et la disparition des bactéries ferro-oxydantes, les calcaires gris à stromatopores, stromatactis, fenestreae, brachiopodes, tabulés (S6) montrent une communauté organique proche de celle du lithofaciès précédent. La fréquence plus élevée de faciès relativement grenus semble toutefois indiquer un séjour prolongé dans la zone d'action des vagues de tempête dont l'agitation permettait aussi une meilleure oxygénation des eaux (trop élevée pour des bactéries ferro-oxydantes microaérophiles).

Les calcaires gris à fenestreae stromatactoïdes, tabulés branchus, brachiopodes (S7) et les calcaires gris massifs à

coraux, stromatopores et tapis laminaires (S8) se sont formés dans un milieu soumis à une agitation continue, près de la base de la zone d'action des vagues «normales» (formation d'encroûtements symétriques complexes, prépondérance des grainstones et localement formation de lithoclastes) et dans la zone photique des algues vertes (*Trelonella*, *Radiosphaeroporella*). On observe une certaine lithification synsédimentaire du lithofaciès S8 ainsi qu'une nette diminution de la diversité organique (évolution vers une situation de domination écologique), [cf. Walker et Alberstadt, 1975]. Cette modification de la communauté écologique coïncide avec l'apparition de tapis laminaires et de thrombolites, tous deux d'origine cryptalgare.

Les calcaires à stromatopores branchus (S10) ne sont plus à proprement parler des faciès récifaux. Classiquement [Playford, 1984 p. 194], ce faciès est interprété comme caractérisant des environnements d'arrière-barrière en milieu relativement restreint, mais soumis à l'action des vagues. La présence sporadique de fenestelles, crinoïdes et trilobites traduit encore de relatives ouvertures du milieu.

La littérature mentionne rarement des calcaires à fenestreae de type lofélite (S11) en contexte biohermal. Rappelons [Fischer, 1964, p. 124] que les lofélites caractérisent principalement des milieux intertidaux, soumis à des émergences périodiques. Playford notamment [1984, p. 194] décrit des lofélites en environnement d'arrière-barrière dans le «Pillara limestone» (Givetien-Frasnien du Canning Basin, Australie).

En dehors des monticules, les schistes noduleux, les calcaires argileux à brachiopodes, éponges, coraux, crinoïdes et les calcaires fins (S2) qui entourent les biohermes du type «Les Bulants», «l'Arche» et «le Lion», témoignent d'un milieu situé sous la zone d'action des vagues «normales», tandis que les schistes fins non bioturbés (S1) qui entourent les monticules du type «Les Wayons» et «Saint-Rémy», traduisent un milieu anoxique, plus profond que le précédent.

B) Paléobathymétrie

Des valeurs indicatives de la profondeur de développement de certains faciès ont pu être avancées [Boulvain, 1993]. Ainsi, les calcaires gris à petites fenestreae, tabulés branchus, brachiopodes (S7) témoignent du passage des édifices dans la zone d'action des vagues «normales» et dans la zone photique des algues vertes.

Une certaine incertitude existe cependant sur la profondeur de cette zone, liée aux caractéristiques géométriques du bassin, aux paramètres climatiques, etc. Une valeur d'une trentaine de mètres de profondeur peut être utilisée comme base de calcul [cf. entre autre Flügel, 1982, p. 464].

A partir de la paléobathymétrie de ces faciès gris, il est possible d'estimer la profondeur de développement des calcaires rouges à stromatactis et spicules d'éponges (S3) en connaissant l'épaisseur moyenne de sédiments «décompactés» séparant ces deux faciès (un taux moyen de compaction a pu être estimé à 1,5, suivant la méthode de Beaudoin *et al.* [1987, pp. 237-238]). Ainsi, dans la plupart des monticules du type «Les Wayons», les faciès gris (S7) sont séparés des faciès de base à stromatactis (S3) par environ 50 m de sédiments. Après application du facteur de décompaction, le calcul donne une valeur indicative d'un peu plus d'une centaine de mètres pour le développement des calcaires rouges à stromatactis et spicules d'éponges. Cette valeur correspond aux données de la littérature pour des communautés à éponges dont les algues sont absentes [Byers, 1977 p. 8]. La même méthode permet d'estimer la profondeur de la zone photique à environ 70 mètres, avec

l'apparition des péloïdes, de *Sphaerocodium* et de *Renalcis* (S5, S6)

C) Cortèges sédimentaires et évolution des monticules

A l'échelle métrique à décamétrique, aucune séquence sédimentaire n'apparaît clairement dans les bioconstructions. Il est possible que ce phénomène soit une conséquence de la localisation paléogéographique des édifices : la plate-forme externe enregistre un nombre moins important de séquences d'ordre élevé (5^e, 6^e ordres) que les zones internes [Jolet et Philip, 1994]. Il est également probable que la nature même de la sédimentation, à dominante organique, atténue les effets des variations des paramètres océaniques par de continus réajustements écologiques (mécanismes de rétrocontrôle). L'évolution séquentielle des monticules doit donc être envisagée à une échelle plus faible, celle des cortèges sédimentaires.

La figure 5 illustre de manière schématique l'influence des variations du niveau marin et de la croissance biohermale sur la répartition de deux faciès à dépendance bathymétrique [Longman, 1981 p. 19; Boulvain, 1993]. On peut constater que la progradation d'un faciès peu profond en direction du milieu péri-biohermal est une conséquence d'une baisse du niveau marin (fig. 5 D). Ce phénomène s'est produit à plusieurs reprises dans l'histoire des monticules frasniens, de même que le phénomène inverse de la disparition d'un faciès peu profond suite à une augmentation de la bathymétrie (fig. 5 B). Envisageons d'abord le cas des monticules du type «Le Lion».

L'interprétation sédimentologique permet de supposer, pour la base de la coupe étudiée, une paléobathymétrie de l'ordre de 70 m. Il faut une soixantaine de mètres de sédiments compactés subhorizontaux pour enregistrer une évolution de faciès (passage de S6 à S8). Nous devons en conséquence supposer une hausse continue du niveau marin relatif pour maintenir les conditions initiales durant toute la phase de diversification. Il s'agit donc d'un régime de type «keep-up», suivant l'expression de Neumann et Macintyre [1985], le taux d'accrétion de l'édifice égalant le taux d'élévation du niveau marin relatif [James et Bourque, 1992, p. 338]. L'apparition des faciès cryptalgaires (S8) et des faciès lagunaires (S10, S11) est liée à une stabilisation

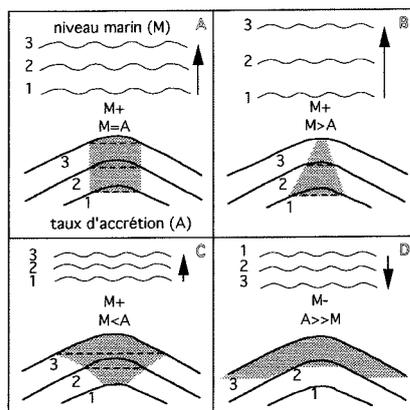


FIG. 5. - Influence du taux de croissance biohermale (A) et du taux de variation du niveau marin (M) sur la morphologie d'un édifice dont deux faciès ont une dépendance bathymétrique. En blanc : faciès «profond»; en pointillé : faciès «peu profond».

FIG. 5. - Effects of biohermal growing rate (A) and rate of sea-level change (M) on the morphology of a mound with two bathymetrically dependent facies. White : «deeper» facies; shaded : «shallower» facies.

du niveau marin, suivie d'une baisse modérée. Le retour à un régime transgressif est à l'origine de l'envoie du monticule et du dépôt des schistes du Membre de Boussu-en-Fagne.

En termes de stratigraphie séquentielle, cela revient à dire que la phase de diversification (S6) fait partie d'un cortège transgressif aggradant (CT, fig. 6), que le développement et la progradation des faciès cryptalgaires a lieu pendant une période de haut niveau marin relatif (CHN) et que l'apparition des faciès lagunaires correspond à un cortège de bas niveau (CBN2) mis en place à la faveur d'une baisse modérée du niveau marin [James et Bourque, 1992]. La limite entre ces deux dernières unités correspond donc à une base de séquence (BS) au sens de Van Wagoner *et al.* [1988].

Les relations entre ces corps sédimentaires et les unités déposées dans les zones internes de la plate-forme, en arrière d'une barrière récifale encore hypothétique (ouest du massif de Philippeville), sont suggérées à la figure 6. La corrélation principale est évidemment celle de la base de séquence identifiée récemment dans le stratotype de la formation de Philippeville [Boulvain *et al.*, 1994]. On y observe en effet clairement des calcaires bioclastiques en séquences aggradantes, déposés en milieu ouvert, surmontés de séquences progradantes d'arrière-récif. L'identification des cortèges transgressifs et de bas niveau s'impose ensuite d'elle-même. Notons que la surface d'inondation maximale est soulignée, dans toute la plate-forme interne, par le développement de fonds durcis à l'échelle régionale [Boulvain et Coen-Aubert, 1992].

Succédant à la plate-forme ennoyée de la partie moyenne du Frasnien (formation de Philippeville), s'installe une rampe mixte à sédimentation argilo-carbonatée où se développent les biohermes du type «Les Bulants», environnés de calcaires argileux, dans le massif de Philippeville et du type «Saint-Rémy», entourés de sédiments argileux, au bord sud du synclorium de Dinant. Cet épisode correspond globalement à un cortège de haut niveau (CHN2). Nous avons vu que les bioconstructions du type «Les Bulants» développent une séquence de «shallowing upward», correspondant à un régime de «catch-up». Une baisse relative du niveau marin est probable au vu de l'évolution de ces édifices, mais ne peut être mise en évidence par des critères géométriques : c'est une conséquence du relief faible des édifices du type «Les Bulants».

Ces monticules disparaissent ensuite au cours d'une nouvelle période d'élévation du niveau marin; celle-ci coïncide avec un déplacement vers le nord des ceintures de faciès et l'apparition des schistes fins dans le massif de Philippeville.

La période de haut niveau marin suivante (CHN3) voit le développement des biohermes du type «Les Wayons» dans le massif de Philippeville; ils sont entourés de sédiments argileux. Comme les bioconstructions du type «Les Bulants», ces monticules montrent une évolution en «catch-up». Une baisse eustatique marquée (CBN4) est ensuite à l'origine d'une progradation en direction du milieu extra-biohermal du faciès (S4) des monticules et également de l'apparition de faciès cryptalgaires dans leur zone centrale (S8, fig. 4). Au cours de ce phénomène, des bancs oncolithiques se mettent en place dans les zones plus internes de la rampe [Boulvain et Coen-Aubert, 1989].

Une dernière hausse du niveau marin est à l'origine de la récurrence des faciès rouges au sommet des monticules du type «Les Wayons» (S3, S4, fig. 4), puis de leur disparition (évolution de type «give-up») et enfin, de la généralisation de la sédimentation argileuse sur toute la rampe frasnienne.

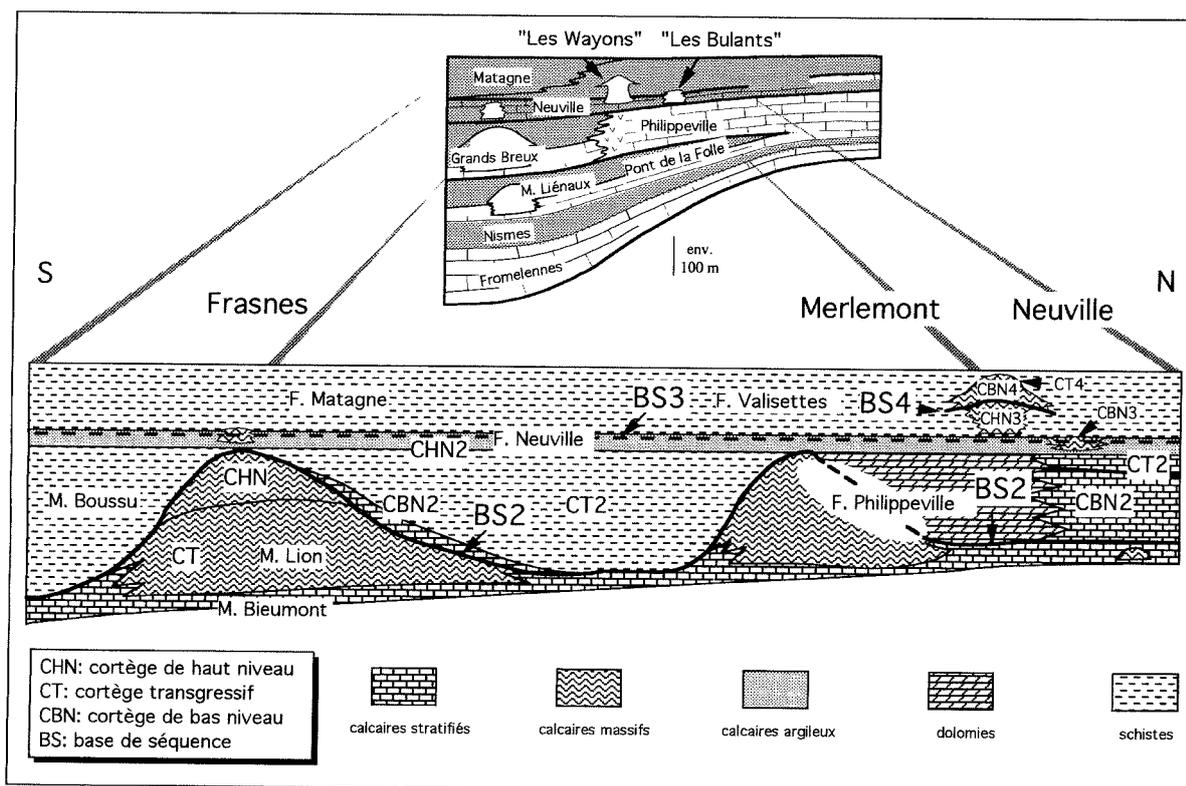


FIG. 6. – Interprétation en termes de stratigraphie séquentielle de la partie moyenne et supérieure du Frasnien du synclinorium de Dinant. En blanc, partie non visible.

FIG. 6. – *Sequence stratigraphic interpretation of Middle and Upper Frasnian from the Dinant Synclinorium. White: no outcrops.*

D) Contexte sédimentologique et types de monticules

Rappelons avant tout le contexte relativement différent des deux épisodes biohermaux considérés [Tsien, 1980, p. 78] : période de calme eustatique relatif (hausse modérée, puis stabilisation) au cours du Frasnien moyen et succession de pulsations eustatiques rapides pour la partie supérieure de l'étage [Johnson *et al.*, 1985 ; Boulvain, 1993, p. 309]. A ces contextes contrastés est d'ailleurs liée l'architecture différente de la plate-forme frasnienne au cours du temps : plate-forme bordée au Frasnien moyen et rampe homoclinale ensuite [Boulvain, 1993 p. 308].

L'échelle de variation des faciès est bien sûr limitée par la bathymétrie du début d'édification des biohermes. Cette croissance commence sous la zone photique avec les lithofaciès S3 et S4 pour les monticules micritiques des formations de Neuville et des Valisettes, dans la zone photique des algues bleu-vertes avec le lithofaciès S6 pour les monticules du Membre du Lion. Hormis les faciès d'arrière-récif (S10, S11), une certaine ressemblance sédimentologique se dégage pourtant de la comparaison de tous ces édifices, suggérant également un contrôle de la succession des communautés organiques par la bathymétrie absolue.

Ce n'est pas le cas de la morphologie ni de la taille des biohermes (fig. 4). Ceci confirme un contrôle du régime eustatique sur la forme des édifices, par l'intermédiaire de la relation taux de variation du niveau marin-taux d'accrétion biohermal [Longman, 1981, p. 19 ; James et Bourque, 1992 p. 339]. Dans le cas des biohermes du Membre du Lion, la stabilité relative du niveau marin permet un accroissement considérable du diamètre des édifices (récif de type « keep-up »). Au contraire, dans le cas des monticules du type « St-

Rémy » et « Les Wayons » les possibilités de croissance sont entièrement tournées vers le « rattrapage » du niveau marin (récif de type « catch-up »), induisant une croissance à dominante verticale.

C'est également une différence morphologique qui distingue les bioconstructions du type « Les Bulants » et « Les Wayons », avec le développement d'un relief accusé dans le second type seulement. L'origine de ce phénomène est probablement lié à la différence de vitesse d'accumulation des sédiments entre la bioconstruction et le milieu extérieur : elle est plus grande dans le cas des monticules « Les Wayons », ce qui peut suffire à créer un relief.

Il est également intéressant de constater qu'en période de stabilité relative du niveau marin (partie moyenne du Frasnien), le développement des monticules couvre la totalité d'une séquence de dépôt (cortèges transgressifs, de haut niveau et de bas niveau). Dans le cas de la partie supérieure du Frasnien, il s'inscrit seulement dans les cortèges de haut niveau et de bas niveau.

V. – CONCLUSION

Les bioconstructions du Frasnien de la Belgique représentent, par leurs bonnes conditions d'affleurement et par les nombreuses études qui s'y rapportent, un cas d'étude idéal de l'anatomie et de l'évolution de monticules micritiques en fonction de leur contexte eustatique.

Les quatre modèles présentés couvrent une part du spectre de variation de trois paramètres fondamentaux (fig. 4) : nature de la sédimentation péri-biohermale-bathymétrie absolue-taux de variation du niveau marin. Cette approche a

pû être appliqué avec succès à un autre monticule frasnien du Synclitorium de Dinant, celui de l'Arche (fig. 1, 2). Cet édifice se rapproche au point de vue morphologique du modèle «Les Wayons» [Boulvain et Herbosch, 1993] mais commence son édification dans la zone photique des algues bleu-vertes, avec un lithofaciès de type S5. L'existence de ce cas d'espèce souligne une fois encore l'indépendance de paramètres tels que la bathymétrie absolue et le taux de variation du niveau marin dans le «modélage» d'une bioconstruction.

Nous avons opté, dans ce travail, pour la prépondérance du facteur eustatique dans les variations du niveau marin relatif, suite à la bonne corrélation des surfaces d'inondation dans l'ensemble des bassins de Dinant et de Namur [Boulvain, 1993]. D'une manière générale, il faut aussi in-

sister sur le caractère asymétrique des variations relatives du niveau marin au cours du Frasnien : même au cours d'un régime de bas niveau marin, l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments reste important. De même, les élévations relatives du niveau marin semblent sévères et rapides. Nous pensons qu'il faut en déduire une forte composante de subsidence, accentuant les hausses et atténuant l'effet des baisses eustatiques.

Remerciements. – Les auteurs remercient vivement les nombreux collègues qui ont honoré les monticules frasniens belges de leur visite et particulièrement MM. B. Beaudoin, P.-A. Bourque, J.-C. Plaziat, B. Purser. Leur gratitude va également à MM. E. Mountjoy et J.-L. Mansy pour la qualité de leur relecture et à Mme C. Baeteman pour son aide dans l'élaboration des textes anglais.

Références

- BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G., MAILLART J., PARIZE O., PINAULT M., PINOTEAU B. & TRUYOL V. (1987). – Mesure directe de la compaction dans les sédiments. In : D.M. AISSAOUI Ed., Genèse et évolution des bassins sédimentaires. – *Notes et Mémoires Total CFP*, **21**, 235-247.
- BOULVAIN F. (1993). – Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques «F2j» du Frasnien de l'Ardenne. – *Serv. géol. Belgique Prof. Paper*, **260**, 427 p.
- BOULVAIN F. & COEN-AUBERT M. (1989). – Modèle sédimentologique des monticules micritiques de la partie supérieure du Frasnien du massif de Philippeville et corrélations séquentielles avec le bord nord du synclitorium de Dinant (Belgique). – *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309**, II, 81-87.
- BOULVAIN F. & COEN-AUBERT M. (1992). – Sédimentologie, diagenèse et stratigraphie des biohermes de marbre rouge de la partie supérieure du Frasnien belge. – *Bull. Soc. belge Géol.*, **100**, 3-55.
- BOULVAIN F., COEN-AUBERT M., DUMOULIN V. & MARION J.-M. (1994). – La Formation de Philippeville à Merlemont : contexte structural, comparaison avec le stratotype et paléoenvironnements. – *Serv. géol. Belgique Prof. Paper*, **269**, 29 p.
- BOULVAIN F. & HERBOSCH A. (1993). – Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques «F2j» et «F2d» du Frasnien belge. – *4^e Congrès français de Sédimentologie*, Lille, Livre des excursions, 1-51.
- BOURQUE P.A. & BOULVAIN F. (1993). – A model for the origin and petrogenesis of the red stromatactis limestone of Paleozoic carbonate mounds. – *J. Sediment. Petrol.*, **63**, 607-619.
- BYERS C.W. (1977). – Biofacies patterns in euxinic basins : a general model. In : H.E. COOK & P. ENOS, Eds., Deep-water carbonate environments. – *SEPM Sp. Publ.*, **25**, 5-17.
- COEN M., COEN-AUBERT M. & CORNET P. (1977). – Distribution et extension stratigraphique des récifs à «*Phillipsastrea*» dans le Frasnien de l'Ardenne. – *Ann. Soc. Géol. Nord*, **96**, 325-331.
- COEN-AUBERT M. (1982). – Rugueux solitaires du Frasnien de la Belgique. – *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belgique*, **54**, 6, 65 p.
- FISCHER A.G. (1964). – The Lofer cyclothem on the Alpine Triassic. – *Kansas Geol. Surv. Bull.*, **169**, 107-149.
- FLÜGEL E. (1982). – Microfacies analysis of limestones. – Springer Verlag, Berlin, 633 p.
- INDIANA UNIVERSITY PALEONTOLOGY SEMINAR (1976). – Silurian reef complex, Rockford, Ohio : constitution, growth and significance. – *AAPG Bull.*, **60**, 3, 428-451.
- JAMES N.P. & BOURQUE P.A. (1992). – Reefs and mounds. In : K.R. WALKER & N.P. JAMES, Eds., Facies models, response to sea-level change. – *Geol. Assoc. Canada*, 323-347.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G. & SANDBERG C.A. (1985). – Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 567-587.
- JOLET P. & PHILIP J. (1994). – Paraséquences de plate-forme mixte (carbonatée-siliciclastique). Le Turonien de Provence. Séance spécialisée ASF-SGF. résumés. – *Publ. ASF*, **21**, 23-24.
- KARL D.M., Mc MURTRY G.M., MALAHOFF A. & GARCIA M.O. (1988). – Loihi Seamount, Hawaii : a mid-plate volcano with a distinctive hydrothermal system. – *Nature*, **335**, 532-535.
- LECOMPTE M. (1960). – Compte rendu de la session extraordinaire de la Soc. géol. de Belgique et de la Soc. belge de Géol. consacrée à l'étude du phénomène récifal dévonien dans la partie occidentale du Bassin de Dinant et du Bassin de Namur. – *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **83**, 1-153.
- LONGMAN M.W. (1981). – A process approach to recognizing facies of reef complexes. In : D.F. TOOMEY, Ed., European fossil reef models. – *SEPM Sp. Publ.*, **30**, 9-40.
- MAILLIEUX E. (1926). – Contribution à l'étude du «Massif» de Philippeville. – *Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydrol.*, **36**, 86-112.
- MAMET B. & BOULVAIN F. (1992). – Microflore des monticules micritiques frasniens «F2j» de Belgique. – *Rev. Micropal.*, **35**, 4, 283-302.
- NEUMANN A.C. & MACINTYRE I. (1985). – Reef response to sea level rise : keep-up, catch-up or give-up. – *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr.*, Tahiti, **3**, 105-110.
- PLAYFORD P.E. (1984). – Platform-margin and marginal-slope relationships in Devonian Reef complexes of the Canning Basin. – *The Canning Basin, W.A. – Proc. Geol. Soc. Aust. & Petr. Expl. Soc. Aust. Symp.*, Perth, Australia, 190-214.
- TSIEN H.H. (1980). – Les régimes récifaux dévoniens en Ardenne. – *Bull. Soc. belge Géol.*, **89**, 2, 71-102.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUIT T.S. & HARDENBOL J. (1988). – An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In : C.W. WILGUS *et al.*, Eds., Sea level changes : an integrated approach. – *SEPM Sp. Publ.*, **42**, 39-45.
- WALKER K.R. & ALBERSTADT L. (1975). – Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities. – *Paleobiology*, **1**, 238-257.
- WALLACE M.W. (1987). – The role of internal erosion and sedimentation in the formation of Stromatactis mudstones and associated lithologies. – *J. Sediment. Petrol.*, **57**, 695-700.
- WENDT J., BELKA Z. & MOUSSINE-POUCHKINE A. (1993). – New architectures of deep-water carbonate buildups : evolution of mud-mounds into mud ridges (Middle Devonian, Algerian Sahara). – *Geology*, **21**, 723-726.