

MICROFACIES ET CYCLICITE DANS LE GIVETIEN SUPERIEUR DE FROMELENNES (SYNCLINORIUM DE DINANT, FRANCE)

Alain PREAT¹ & Dimitri CARLIEZ²

(5 figures)

1. Université Libre de Bruxelles, Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement, P160/02, av. F.D. Roosevelt, 50, 1050, Bruxelles, Belgique

2. Tractebel, 3H10, av. Ariane, 7, 1200, Bruxelles, Belgique

RESUME. L'analyse de la cyclicité de la Formation de Fromelennes (Givetien supérieur, village de Fromelennes, France) montre la présence de 37 cycles de 5e ordre d'une épaisseur de 2 m en moyenne basés sur la succession de deux motifs fondamentaux: paraséquence granulo- et stratodécroissante ou «uftn» de type «shallowing-upward», et paraséquence d'aggradation ou «as». Ces paraséquences se regroupent en 6 ensembles de paraséquences (PSQS₁ à PSQS₆) identifiant la partie supérieure d'un intervalle transgressif et la base d'un cortège de haut niveau marin. Cinq périodes de variations du niveau marin relatif (augmentations et stabilisations) sont reconnues et affectent la partie superficielle d'une plate-forme carbonatée dominée par des bioconstructions modestes à stromatopores et coraux et d'importants platiers algaires à codiacées et stromatolithes. Ni les durées proposées pour les cycles de 5e ordre (1000 à 5000 ans), ni leur groupement en ensembles de paraséquences (4e ordre) n'indiquent un contrôle orbital évident de type Milankovitch. Les paraséquences ou cycles asymétriques de 5e ordre ne semblent pas directement traduire des cycles de productivité carbonatée et pourraient également correspondre à des oscillations du niveau marin beaucoup plus modérées que dans le Quaternaire. L'analyse séquentielle suggère que ces fluctuations ne dépassaient pas des amplitudes de quelques mètres. Enfin, des séquences élémentaires inframétriques de 6e ordre sont également mises en évidence et semblent liées aux processus diagénétiques ou au taux d'apport sédimentaire (tempêtes).

MOTS-CLES: plate-forme carbonatée, microfaciès, stratigraphie séquentielle, paléoclimat, Givetien, France.

ABSTRACT. The focus of this paper is on the the small-scale cyclicity of the Fromelennes Formation (upper Givetian, Fromelennes locality, France) and how stacking patterns of meter-scale cycles (fifth-order cycles) can be used to define internal components of a larger-scale sequence (third-order) and estimate variations in relative sea level. Thirty-seven asymmetric parasequences (5th order cycles, averaging 2 m) are recognized and show two basic patterns: an upward-fining and -thinning parasequence (or «uftn»), and an aggradational parasequence (or «as»). Their stacking pattern allows recognition of 6 parasequences sets (PSQS₁ à PSQS₆) which are used to identify the upper part of a transgressive systems tract and the lower part of a highstand systems tract. Five periods of sea level fluctuations (relative increases and stabilization phases) affected the very shallow part of a carbonate platform dominated by small-sized coral and stromatoporoid bioconstructions and extensive stromatolitic and codiacean algal mats. Neither the inferred durations for the 5th order cycles (1000 - 5000 yrs), nor their bundling within the 4th order cycles indicate clearly an orbital forcing within Milankovitch frequencies. The parasequences (5th order) do not reflect directly carbonate productivity cycles and could suggest sea level oscillations more moderate than the ones of the Quaternary. Sequential analysis indicates that these fluctuations did not exceed of a few meters. Finally, inframetric elementary sequences (6th order) are also recognized and are related to diagenetic processes or to sediment supply during storm activities.

KEYWORDS: carbonate platform, microfacies, sequence stratigraphy, paleoclimate, Givetian, France.

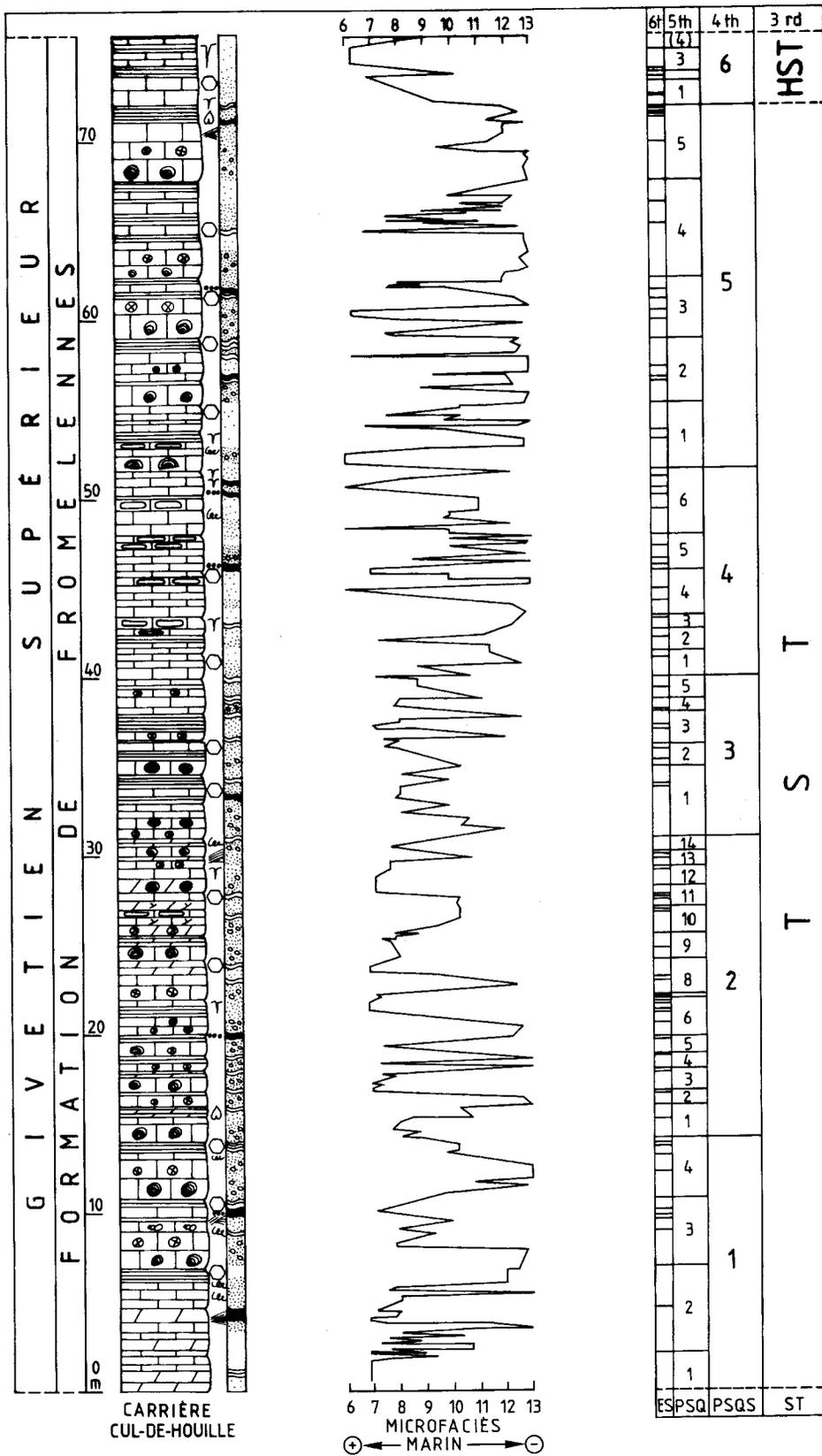


Figure 1a. Log synthétique et analyse séquentielle de la carrière du Cul de Houille à Fromelennes (bord sud du Synclinorium de Dinant). En abscisse, séquence standard des 8 microfaciès majeurs (MF6 à MF13) définis dans le texte. En ordonnée les différents ordres de la sédimentation (3th = 3e ordre, 4th = 4e ordre, 5th = 5e ordre, 6th = 6e ordre; TST = transgressive systems tract, HST = high systems tract; ES = elementary sequence, PSQ = parasequence, PSQS = parasequences set, ST = systems tract).
 Synthetic log and sequential analysis of the Cul de Houille quarry at Fromelennes (southern border of Dinant Synclinorium). X-axis: the standard sequence of the 8 major microfacies (MF6 to MF13) defined in the text. Y-axis: the different orders of the sedimentation and classical sequence stratigraphical terminology.

1. INTRODUCTION

La Formation de Fromelennes (Givetien supérieur) a déjà depuis fort longtemps fait l'objet de nombreuses études s'intéressant particulièrement à la paléontologie ou à la lithostratigraphie (Coen & Coen-Aubert, 1971; Bultynck, 1974; Cornet, 1975; Aldersons, 1981; Godefroid & Jacobs, 1986). Force est de constater que peu de travaux se sont penchés sur l'analyse de ses microfaciès et surtout de leur cyclicité. Un inventaire des microfaciès en a cependant été donné (Préat & Rouchy, 1986; Préat & Mamet, 1989) et permet de mieux cerner la sédimentation du Givetien supérieur par rapport à celle du Givetien inférieur (Préat & Mamet, *ib.*). Sur base de l'étude de laminites algaires, Boulvain & Préat (1986) et Préat & Boulvain (1987) ont également souligné une évolution paléoclimatologique au cours du Givetien, cette période montrant la transition d'un climat tropical humide de type «Bahamas» à un climat semi-aride pré-évaporitique du type «Golfe Persique». Weis & Préat (1994) ont confirmé cette évolution sur base d'analyses isotopiques du strontium (variations des rapports initiaux en $87\text{Sr}/86\text{Sr}$).

Le but de cette note est d'analyser de manière systématique la cyclicité que présente la Formation de Fromelennes dans la carrière du Cul de Houille

qui expose sur environ 75 m une série carbonatée, continue, bien stratifiée, constituée de bancs réguliers décimétriques à métriques. L'analyse de terrain montre la présence de nombreux biostromes, généralement épais, et de bancs plus minces d'apparence homogène ou au contraire laminaires (tapis algaires). La succession de ces entités majeures présente plusieurs schémas ou motifs d'organisation suivant la verticale et c'est leur étude qui est ici menée systématiquement. Il sera ainsi intéressant de comparer ultérieurement la cyclicité mise en évidence dans la Formation de Fromelennes avec celle du Givetien inférieur (Formation de Trois-Fontaines) afin d'établir un éventuel contrôle climatique sur l'évolution des faciès.

L'analyse séquentielle est ici poussée très en avant suite aux conditions d'affleurement exceptionnelles et surtout au fait que les cycles apparaissent nettement définis à l'échelle la plus petite qui soit au niveau du terrain: les cycles inframétriques à métriques sont particulièrement évidents et leurs différents modes d'empilement se succèdent rapidement. C'est une des premières fois qu'une telle cyclicité si évidente est présente dans le Givetien de Belgique et son étude a donc été menée d'une manière beaucoup plus détaillée qu'auparavant.

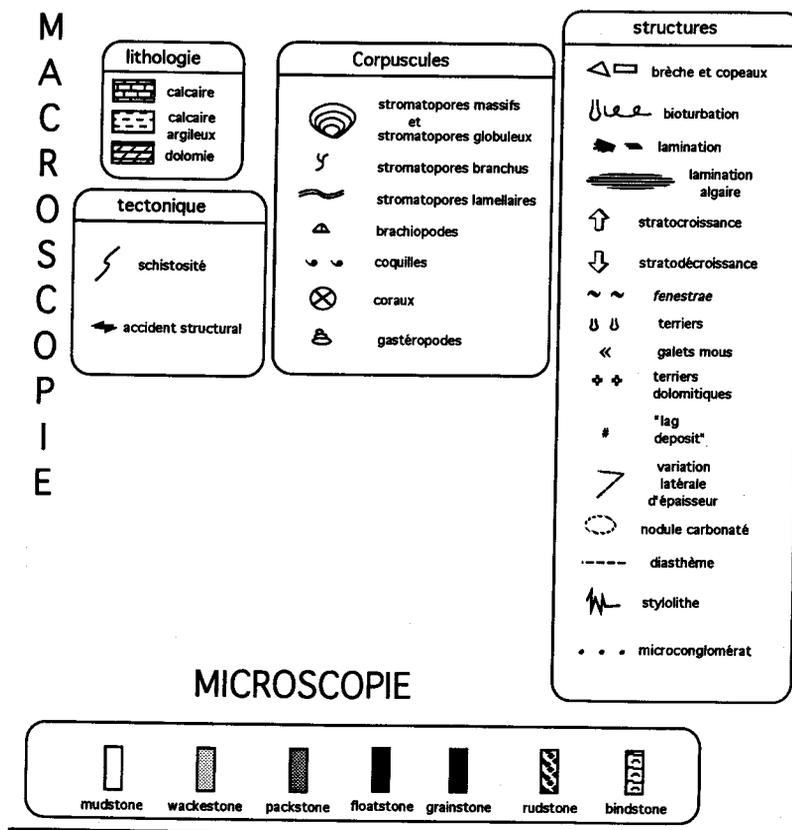


Figure 1b. Légende des principaux symboles utilisés aux figures 1a et 2. Legend of main symbols used in figures 1a and 2.

2. STRATIGRAPHIE ET DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

2.1. CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE

La coupe étudiée fait partie du stratotype de la Formation de Fromelennes (Coen-Aubert *in* Bultynck *et al.*, 1991) et est exposée dans la carrière du Cul de Houille le long du chemin longeant la rive gauche de la Houille entre les villages de Fromelennes et de Flohimont à environ 2 kilomètres au SE de Givet (carte topographique d'Agimont au 10.000^e et point n°2, p. 63 *in* Coen-Aubert, *ib.*). La carrière expose d'une manière remarquable le Membre du Moulin Boreux (F1b ou «calcaire gris, stratifié à stromatopores» sensu Maillieux & Demanet, 1929) faisant suite au Membre de Flohimont (F1a, *ib.*) et précédant le Membre du Fort Hulobiet (F1c, *ib.*), ce dernier constituant la partie sommitale du Givetien. La limite entre les étages givetien et frasnien est observable le long de la route de Flohimont et se situe à la base du premier banc de calcaire nodulaire, riche en brachiopodes (niveau des monstres) caractéristique de la Formation de Nismes (Frasnien).

2.2. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

La carrière expose le Membre du Moulin Boreux sur 75,6 mètres sans aucune discontinuité d'affleurement ou tectonique. Quelques bancs affleurant mal dans la partie inférieure située le long du chemin d'accès au sud n'ont pas été pris en considération. Un lever banc par banc avec prélèvement systématique d'échantillons pétrographiques a été mené; au total 295 échantillons représentant un pas moyen de 25 cm ont été prélevés et leur étude pétrographique a permis d'établir une séquence standard de microfaciès (voir ci-dessous). La terminologie des ensembles séquentiels est celle de Van Wagoner *et al.* (1990) et de Vail *et al.* (1991).

De la base au sommet, la coupe montre la succession des 7 ensembles décrits ci-dessous (Figs. 1 et 2).

a) De 0 à 6,5 m. Succession de bancs moyens (0,2-0,5 m) de calcaires massifs homogènes excepté deux biostromes (à 4,2 m et à 4,8 m de la base) et un mince banc laminaire au sommet. Présence de deux paraséquences faiblement granulo- et stratodécroissantes.

b) De 6,5 à 14,1 m. Succession de deux paraséquences plurimétriques (< 4,5 m) fortement granulo- et stratodécroissantes montrant en leurs bases des biostromes épais (0,5-0,8 m) à coraux et stromatopores décimétriques, et de minces bancs (0,03-0,2 m) riches en structures fenestrées et de

très minces niveaux de plaquettes argileuses en leurs sommets.

c) De 14,1 à 30,8 m. Succession régulière de 14 paraséquences inframétriques d'épaisseurs semblables (< 1,5 m) constituées de biostromes moyens à épais (0,2-0,7 m) dans leurs parties inférieures et de laminites algaires, parfois riches en copeaux anguleux centimétriques, ou dolomies très fines en bancs minces à moyens (0,03-0,5 m) dans les parties supérieures. Chacune des paraséquences présente une évolution granulo- et stratodécroissante nette. La partie supérieure de l'ensemble montre une stylolitisation plus importante et renferme de nombreux diasthèmes réguliers. Les limites de paraséquences ne correspondent pas aux limites de bancs.

d) De 30,8 à 40,0 m. Succession de 5 paraséquences montrant chacune une évolution granulo- et stratodécroissante s'inscrivant dans un ensemble d'ordre supérieur à forte évolution de même type. Cette dernière se marque également par un important changement des faciès depuis des termes biostromaux épais à très épais (2,3 m) à la base de l'ensemble jusqu'à des faciès fins homogènes ou laminaires de plus en plus minces vers le sommet (0,5 à 0,05 m). La seconde partie de l'ensemble est très fortement stylolisée et les limites de paraséquences ne correspondent pas aux limites de bancs.

e) De 40,0 à 52,5 m. Succession régulière de bancs épais à très épais (< 2 m) constitués pour l'essentiel de calcaire relativement homogène, parfois bioturbé, à copeaux ou laminations algaires et rares amphipores. Aucune variation importante d'épaisseur ou de faciès, n'est observée et plusieurs paraséquences dont les limites ne correspondent pas aux limites de bancs sont présentes. Les stylolithes et diasthèmes sont nombreux.

f) De 52,5 à 72,2 m. Succession de 5 paraséquences de même type que celles du premier ensemble (granulo- et stratodécroissantes) mais moins bien délimitées et montrant la transition de biostromes moyens à épais (< 1 m) à la base, à des laminites algaires moyennes à minces (< 0,5 m), des loférites et des plaquettes argileuses très minces (< 0,03 m) au sommet. Les stylolithes sont peu représentés et les bancs présentent parfois de fortes variations latérales d'épaisseur liées à des ondulations et biseau-tages. Les paraséquences s'inscrivent dans un ensemble d'ordre supérieur régulièrement stratodécroissant.

g) De 72,2 m à la fin de la coupe (75,6 m). Série de bancs minces à moyens (< 0,5 m) sans grandes variations d'épaisseurs et de faciès, constitués de laminites algaires et calcaires fins présentant de nombreuses structures fenestrées et quelques fentes de retrait. Cet ensemble renferme de très nombreux diasthèmes inframillimétriques.

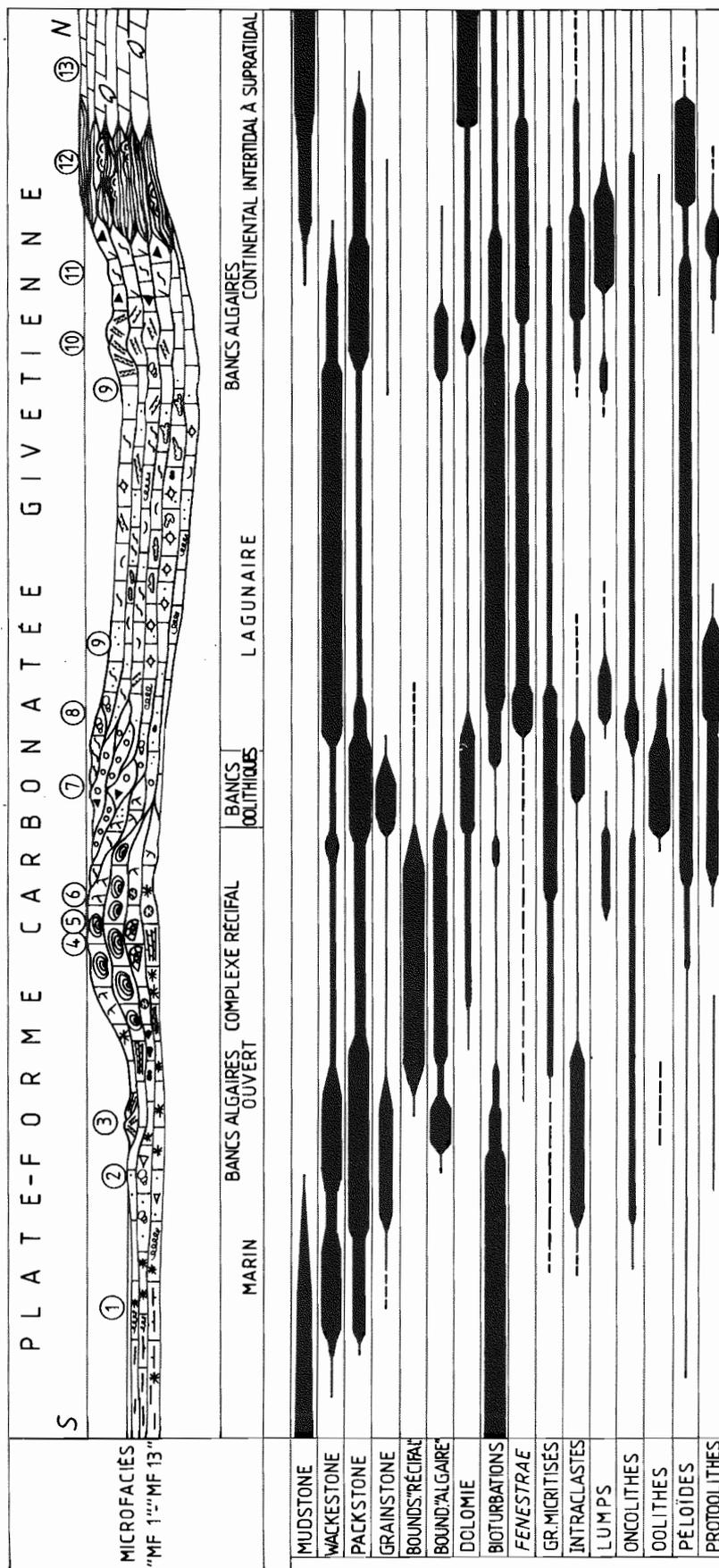


Figure 3. Distribution des microfacies du Givetien le long d'un profil idéalise de la plate-forme (modele semi-quantitatif et palinspatique, in Préat et Mamet, 1989). Seuls les microfacies 6 à 13 sont présents dans la carrière de Fromelennes et sont discutés dans le texte. *Givetian microfacies distribution along an idealized profile of the platform (semi-quantitative and palinspatic model, from Préat et Mamet, 1989. Only microfacies 6 to 13 are present in the Fromelennes quarry and discussed in this article (see text).*

L'ensemble des bases de séquences ou cycles (biostromes) correspond pour l'essentiel à des floatstones et dolofloatstones à stromatopores, coraux, bioclastes coquilliers, crinoïdes et parfois oncoïdes (microfaciès 6 à 8, voir ci-dessous), tandis que les parties supérieures des cycles correspondent à des wackestones, packstones, bindstones à algues, ostracodes, amphipores, et plus rarement à des grainstones et microconglomérats à ooïdes et copeaux de tapis algaires (microfaciès 9 à 13, id.)

3. MICROFACIES ET MODELE SEDIMENTOLOGIQUE

3.1. DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES MICROFACIES

Les microfaciès du Givetien sont connus en détail depuis plus d'une dizaine d'années (Préat, 1984) et ont été reconnus sur l'ensemble de la plate-forme carbonatée franco-belge du Synclinorium de Dinant (Préat & Mamet, 1989). La séquence standard proposée par ces auteurs est composée de 13 microfaciès majeurs traduisant le passage des milieux de mer ouverte aux milieux de plus en plus confinés, supratidaux semi-évaporitiques proches de l'émersion (Fig. 3). L'évolution des principales textures diagénétiques de cette séquence standard a également fait l'objet d'une analyse détaillée dans la Formation de Fromelennes par Préat & Rouchy (1986). L'analyse systématique des microfaciès de la Formation de Fromelennes de la coupe de Fromelennes a montré (Carliez, 1993) leur forte similitude avec ceux déjà décrits auparavant. Seuls les microfaciès 6 à 13 sensu Préat & Mamet (1989) sont présents dans la coupe de Fromelennes (Fig. 3) et leurs principales caractéristiques sont fortement résumées ci-dessous à partir des 31 lithotypes reconnus.

3.1.1. Microfaciès des milieux péri-récifaux calmes: Microfaciès 6 (MF6)

MF6a. *Floatstone à stromatopores décimétriques et coraux fortement encroûtés* auxquels s'ajoutent quelques rugueux et brachiopodes. La matrice est formée de «micro-hash» (Flügel, 1982) de fins bioclastes et de stromatopores. La microflore algale est peu représentée excepté quelques issinelles. Les encroûtements sont pour la plupart laminaires et le sédiment prend souvent l'aspect d'un bindstone. Le milieu est complexe du point de vue énergétique: la relative bonne préservation des éléments de la macrofaune constructrice témoigne d'un index énergétique modéré, devenant parfois plus faible et permettant le développement de trames

laminaires stabilisant le sédiment. La matrice bioclastique témoigne de variations secondaires d'énergie à la faveur de tempêtes épisodiques ou de plus fortes marées occasionnelles affectant un milieu subtidal peu profond comme l'indique l'abondance des organismes constructeurs (Cook *et al.*, 1972; Kobluk, 1978; Fagerstrom, 1987; Weller, 1991). La présence des algues montre que ce milieu est situé dans la zone photique et ne devait pas excéder une dizaine de mètres (Flügel, 1982).

MF6b. *Wackestone et floatstone à stromatopores et coraux sans encroûtements.* La micritisation ainsi que la perforation des organismes sont importantes. L'abondance des coraux augmente fortement par rapport au MF6a. La matrice est composée de «micro-hash» de brachiopodes, de stromatopores et de coraux. Présence de quelques manchons oncoïdiques.

MF6c. *Wackestone à coraux, amphiporides, copeaux, intraclastes et péloïdes.* La matrice micritique renferme quelques bioclastes de brachiopodes. La présence de nombreux amphipores est à mettre en relation avec la destruction de colonies formant des bafflestones dans un milieu protégé proche (Havard & Oldershaw, 1976; Falgerstrom, 1987). Le remaniement est également souligné par les intraclastes.

MF6d. *Floatstone à oncoïdes nodulaires (Bevo-castria Garwood, 1931) et oncoïdisation importante des bioclastes.* Ces derniers sont composés de stromatopores globulaires et encroûtants, d'amphipores et de quelques coraux et brachiopodes. La matrice renferme pour la première fois quelques calcisphères, péloïdes et ostracodes en plus grande quantité.

Les MF6c et MF6d sont assez proches du MF6b de Préat & Mamet (1989) mise à part l'absence d'oncoïdes dans le MF6c et d'amphipores dans le MF6d décrits ci-dessus.

MF6e. *Floatstone à amphipores et stromatopores dominants.* Les encroûtements mutuels entre les éléments de la macrofaune sont peu développés au contraire des processus d'oncoïdisation parfois très importants.

L'ensemble des MF6 caractérise le milieu péri-récifal calme de faible bathymétrie dans la zone photique. L'absence de crinoïdes souligne le caractère semi-restreint du milieu et son isolement relatif de la mer ouverte. Les bioconstructions, démantelées sur place, formaient de petits amas dont les organismes constructeurs renforçaient la charpente en s'encroûtant mutuellement. Lors du démantèlement, les fragments sont souvent stabilisés par les algues qui indiquent également des conditions de plus faible énergie dans un milieu lagunaire progressivement colonisé par les amphipores et les oncoïdes de codiacées nodulaires.

3.1.2. Dunes ou bancs de sables intralagunaires: Microfaciès 7 (MF7)

MF7a. *Wackestone et packstone à matrice riche en «micro-hash» de brachiopodes, d'ostracodes et d'issinelles.* Un fin litage est parfois présent et de rares ossicules de crinoïdes sont présents. Les figures de bioturbation d'extension millimétrique à plurimillimétrique sont importantes soit sous forme tourbillonnaire mal définie, soit sous forme de galeries et de terriers remplis de péloïdes.

MF7b. *Packstone et grainstone à laminations planes parfois entrecroisées, à copeaux, intraclastes et oolithes.* Ces derniers grains présentent un cortex micritique peu développé, sont parfaitement bien classés (0,5 mm) et renforcent la structure laminaire. Les intraclastes et copeaux sont au contraire mal classés (leur taille inframillimétrique à millimétrique variant du simple au triple), sont subarrondis et formés respectivement de mudstones à rares ostracodes et de bindstones algaires.

Les MF7 caractérisent un milieu de forte énergie où les remaniements sont la règle, soit sous forme de microbioclastes, soit sous forme d'oolithes et d'intraclastes. L'origine des microbioclastes témoigne de l'influence de la mer ouverte, et leur fragmentation très poussée, souvent accompagnée d'un tri, indique probablement l'activité de tempêtes se superposant à celle de la zone d'action des vagues. La nature des intraclastes indique au contraire un remaniement à partir de milieux lagunaires et leur mauvais classement souligne un faible transport. Le milieu est subtidal à intertidal de type chenalisé en arrière des complexes récifaux.

3.1.3. Microfaciès de milieu lagunaire semi-restreint temporairement agité: Microfaciès 8 (MF8)

MF8a. *Microconglomérat d'intraclastes et bioclastes de brachiopodes, stromatopores, amphipores et rares coraux.* Les intraclastes sont d'assez grande taille (jusqu'à 0,5 cm), très mal classés et subanguleux à anguleux; ils se composent de packstones laminaires à ostracodes, de packstones à péloïdes, à *Bevocastria* et fenestrae, de packstones à mollusques (cf. MF8d) et de mudstones. Des serpulides, issinelles et quelques galets noircis irréguliers de type «black pebble» (Strasser, 1988; Strasser & Davaud, 1993) de petites tailles (< 200 µm) et pseudomorphes de cristaux sulfatés sont occasionnellement présents. Les fragments de stromatopores et de coraux d'une part, d'amphipores et les intraclastes d'autre part, témoignent d'un mélange à partir de deux aires de dépôt différentes: l'une située dans le domaine des

bioconstructions, l'autre dans les milieux lagunaires restreints et peu profonds (galets noircis et fenestrae). L'ensemble constitue un conglomérat de copeaux et d'intraclastes mélangés aux fragments d'organismes constructeurs soulignant un «sable de rivage» en arrière immédiat des bioconstructions ou une bordure ou levée de chenal à la transition bioconstruction/lagon.

MF8b. *Packstone laminaire à amphipores micritisés et oncoïdés par Bevocastria, à copeaux arrondis de buissons plurimillimétriques (< 1 cm) de Bevocastria.* La matrice micritique est riche en grands bioclastes de brachiopodes, en péloïdes et calcisphères. Les bioclastes, oncoïdes et péloïdes sont fréquemment disposés en stratifications obliques de faible valeur angulaire. Les copeaux consistent également en mudstones à ostracodes et fentes de retrait. Même milieu que précédemment avec cependant une plus forte influence du milieu lagunaire (amphipores, calcisphères). La présence des stratifications obliques pourrait indiquer de petites levées en bordure du système lagunaire où s'accablent les bioclastes en provenance du milieu marin et les copeaux de dessiccation remaniés à partir du lagon.

MF8c. *Packstone/grainstone microconglomératique à copeaux très mal classés, pluricentimétriques, de mudstone et de bindstone de Bevocastria.* De petites cavités de dissolution sont présentes en même temps que de minces croûtes de calcite jaunâtre qui cimentent des péloïdes. Quelques *Palaeomicrocodium* Mamet & Roux, 1983 sont associés aux zones de dissolution et aux croûtes. Même milieu intertidal à supratidal que précédemment; le très mauvais classement des copeaux indique une plus forte proximité d'un milieu lagunaire en voie d'émer-sion.

MF8d. *Packstone à mollusques (surtout gastéropodes à coquille épaisse).* Même microfaciès MF8 que Preat & Mamet (1989) et interprétation identique: «milieu lagunaire calme à circulation restreinte temporairement agité... de telles concentrations de coquilles se forment à l'intervention des courants littoraux ou de marée en milieu très peu profond».

L'ensemble des MF8 montre un mélange de copeaux, d'oncoïdes et de bioclastes en proportions variables. La succession des différents lithotypes traduit une forte diminution des fragments d'organismes constructeurs ou marins et une augmentation correspondante des éléments lagunaires en même temps qu'une plus grande part des processus diagénétiques. Le classement des copeaux suit également ce gradient: d'abord très bon, il devient ensuite très mauvais soulignant la proximité de la source d'alimentation (bindstones algaires et mudstones à ostracodes du milieu lagunaire).

3.1.4. Microfaciès de milieu lagunaire restreint: Microfaciès 9 (MF9)

MF9a. *Packstone/grainstone bioturbé riche en proto-oolithes, lumps et copeaux très mal classés de mudstones et wackestones à péloïdes.* Les terriers sont millimétriques et abondants. Les copeaux de mudstones, inframillimétriques et anguleux, renferment de fines fentes de retrait et quelques fenestras. Le milieu est subtidal à intertidal proche de l'émersion comme l'indique la présence de copeaux très mal classés et les fentes de retrait qu'ils contiennent. Les copeaux ne traduisent plus ici une variation importante du paramètre d'énergie mais sont liés à la fragmentation sur place de mudstones et wackestones suite aux processus de dessiccation. Le milieu est lagunaire de faible énergie.

MF9b. *Wackestone légèrement bioturbé, à débris de mollusques, avec quelques spicules d'éponges, Bisphaera Birina, 1948, issinelles, ostracodes, calcisphères et nodules de Bevoastria.* Une très fine dolomicrite (< 5 µm) hypidiotopique à idiotopique est parfois présente. Le milieu est lagunaire subtidal restreint: seule une microflore algale associée aux mollusques est présente de manière importante. Le confinement est parfois extrême (dolomicrite).

MF9c. *Packstone à péloïdes avec quelques amphipores, ostracodes, Bisphaera et rares grains micritisés et copeaux anguleux et mal classés de mudstone.* Les amphipores sont fréquemment oncoïdisés. Ce microfaciès, constitué pratiquement que de péloïdes bien réguliers est très proche du MF9g de Préal & Mamet (1989), et correspond à la désagrégation sur place de tapis algaires.

MF9d. *Wackestone, packstone et bafflestone à amphipores de petites tailles.* Des copeaux de mudstones/bindstones algaires à *Bevoastria*, des péloïdes, des issinelles et fentes de retrait s'y observent également. Les amphipores oncoïdisés sont nombreux et forment des alignements donnant une structure laminaire grossière au sédiment. Milieu lagunaire restreint dominé par de petits édifices à amphipores et à issinelles démantelés sur place et mélangés à des copeaux de mudstones et tapis à codiacées. Le milieu est très proche de l'émersion (fentes de retrait). L'énergie y est intermittente permettant à la fois le démantèlement des bioconstructions, leurs mélanges entre elles et avec les copeaux provenant de milieux proches colonisés par les codiacées nodulaires.

MF9e et MF9f. *Mudstone/wackestone à calcisphères, péloïdes et Bisphaera (MF9e) et mudstone à nombreuses fentes de retrait, ostracodes et calcisphères. (MF9f).* Milieu lagunaire fort restreint, intertidal à supratidal, proche de l'émersion.

3.1.5. Microfaciès des tapis d'éponges et d'algues: Microfaciès 10 (MF10)

MF10a. *Packstone/bindstone de péloïdes irréguliers et petits copeaux subanguleux de tapis algaires à ostracodes.* De nombreuses très petites structures fenestrées prennent place autour des péloïdes. Ces derniers forment également des amas cimentés par de fines croûtes de calcite jaunâtre fibreuse.

MF10b. *Bindstone laminaire et pseudo-nodulaire de tapis algaires à ostracodes et péloïdes.* Les fentes de retrait sont fréquentes. La microflore, excepté les ostracodes, est pauvre et contient uniquement quelques serpulides et amphipores. La microflore, excepté les tapis cryptalgaires, est pauvre et montre uniquement de grands oncoïdes asymétriques plurimillimétriques de *Bevoastria*. La matrice contient d'abondants fenestras tubulaires et irréguliers.

MF10c. *Bindstone de même type que précédemment avec d'abondants copeaux, oolithes et proto-oolithes.* Le nucléus des oolithes est fréquemment constitué de valves d'ostracodes.

Le milieu de dépôt des MF10 est restreint, intertidal à supratidal en voie d'émersion (copeaux, fentes de retrait, etc.). L'énergie y est faible, voire très faible, et les oolithes et proto-oolithes ne sont jamais fort développés.

3.1.6. Microfaciès des tapis stromatolithiques: Microfaciès 11 (MF11)

MF11a. *Packstone/grainstone et bindstones laminaires de tapis algaires à copeaux, péloïdes et calcisphères.* Les bindstones montrent de nombreuses laminations se chevauchant suivant des angles parfois fort élevés (> 45°) et renfermant quelques microtubules algaires dichotomiques. Il s'agit de petits dômes stromatolithiques de type LLH *sensu* Logan *et al.* (1964). Les copeaux et péloïdes sont fréquemment repris dans des niveaux limités par des surfaces durcies parfois soulignées par la présence de *Palaeomicrocodium* Mamet & Roux, 1982.

MF11b. *Bindstone algale de type stromatolithique à péloïdes, copeaux et petits dômes stromatolithiques.* Ces derniers sont nettement plus abondants que dans le MF11a et les péloïdes sont de type «black pebble». La matrice micritique présente une fraction détritique non négligeable (1 à 5%) constituée de fin silt quartzeux anguleux et de minces paillettes de muscovite.

MF11c. *Microconglomérat/«rudstone» de copeaux de tapis algaires.* Les copeaux sont fort abondants, très mal classés (quelques dizaines de µm à plusieurs millimètres), anguleux à «carrés», disposés

soit de façon quelconque ou au contraire en lamines parallèles. Ils sont constitués de bindstones algaires à péloïdes et de mudstones à éponges et fentes de retrait.

Les MF11 traduisent un milieu supratidal particulièrement restreint à la limite des domaines marin et continental. Le MF11c s'apparente à un beach-rock (*sensu* Purser, 1969). Les copeaux proviennent de la dessiccation sur place des tapis.

3.1.7. Microfaciès des milieux supratidaux restreints: Microfaciès 12 (MF12)

MF12a et MF12b. *Alternance régulière (MF12a) ou irrégulière (MF12b) de laminae de mudstone et de laminae de packstone à péloïdes formant des «doubles».* Présence de nombreuses fenestres tubulaires, de quelques fentes de retrait et dômes stromatolithiques de type LLH. Laminites supratidales comparables aux MF12 de type 1' et 2' décrits par Boulvain & Préat (1986) et correspondant à l'inondation de la plaine littorale par des ouragans (Hardie, 1977).

MF12c, MF12d, MF12e et MF12f. *Toute une série de mudstones et wackestones, dolomitiques ou non, à structures fenestrées, pseudomorphes de cristaux sulfatés, fentes de retrait et glaebules (Wright et al., 1988).* L'analyse détaillée de ces microfaciès est donnée dans Carliez (1993). Milieux supratidaux hypersalins, pré-évaporitiques, en voie d'altération pédogénétique.

3.1.8. Microfaciès des milieux «de sabkhas»: Microfaciès 13 (MF13)

MF13a et MF13b. *Dolomicrites homogènes (MF13a) ou laminaires (MF13b) à pseudomorphes de gypse en rosettes ou en cristaux lenticulaires.* Même microfaciès que celui décrit par Préat et Mamet (1989) correspondant à un milieu très peu profond, intertidal à supratidal comparable aux «sabkhas» actuelles.

3.2. MODELE SEDIMENTOLOGIQUE

Le modèle sédimentologique de l'ensemble des sédiments décrits ci-dessus est celui du domaine tout à fait superficiel d'une large plate-forme carbonatée sans pente véritable, ni barrière récifale (ou de quelque autre nature), au sens moderne du terme. Ce modèle est décrit en détail par Préat & Mamet (1989) qui montrent également que la subsidence était continue durant tout le Givetien, le taux de sédimentation compensant en moyenne celui de subsidence.

4. CYCLICITE ET EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE

4.1. ANALYSE EN STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

La courbe lithologique des microfaciès est tracée à partir des 31 lithotypes reconnus rangés suivant la séquence standard (Fig. 1). L'analyse de la courbe montre immédiatement les rapides fluctuations de la sédimentation, ces dernières sont particulièrement importantes dans la première moitié de la coupe (jusqu'à 31,5 m). Un examen détaillé de la courbe révèle immédiatement le caractère cyclique de la sédimentation; différents motifs apparaissent régulièrement dans la série. De plus comme nous le verrons par la suite ces motifs sont fortement imbriqués aux différentes échelles d'analyse.

Le découpage de la courbe montre 6 ensembles majeurs d'épaisseurs plurimétriques à pluridécamétriques à tendances granulo- et stratodécroissantes («upward-fining and upward-thinning» i.e. «UFTN»), ou granodécroissantes et stratocroissantes («upward-fining and upward-thickening» i.e. «UFTK»), ou encore sans évolution de ces deux paramètres («AS», voir plus loin). Leurs épaisseurs et caractéristiques stratonomiques permettent de les considérer comme des ensembles de paraséquences ou «parasequence sets» («PSQS») représentant la sédimentation au niveau du 4e ordre *sensu* Van Wagoner et al. (1990) et Vail et al. (1991). Ces ensembles sont donc constitués de paraséquences simples («PSQ», 5e ordre) décrites lors de l'analyse macroscopique et reprises ici en lettres minuscules («uftn», «uftk» ou «as») suivant les évolutions observées (se reporter ci-dessus aux évolutions de 4e ordre pour la signification des abréviations utilisées). L'analyse pétrographique à la fois des constituants diagénétiques et sédimentaires met également en évidence des unités minces, inframétriques, parfois métriques, formant des séquences élémentaires («ES») de 6e ordre. La courbe enveloppe de la série montre un déplacement régulier et continu des microfaciès depuis un pôle plus ouvert à sa base vers un pôle plus restreint en son sommet. Cette courbe enveloppe correspond pour partie à la séquence de troisième ordre de la sédimentation (voir plus loin). La description détaillée de la courbe lithologique en termes séquentiels se présente de bas en haut de la manière décrite ci-dessous (Figs. 1 et 2).

PSQS₁ (de 0 à 14,1 m). Ensemble de paraséquences constitué d'au moins 4 paraséquences métriques à plurimétriques (< 4 m) fortement

granulo- et stratodécroissantes (uftn1 à uftn4, en minuscules pour le 5e ordre), montrant le passage des milieux subtidaux péri-récifaux ouverts (MF6) aux laminites et dolomies supratidales proches de l'émergence (MF12 à MF13). Le motif de base est donc une séquence de 5e ordre se répétant de manière identique avec cependant une faible augmentation de l'épaisseur. Cette évolution de l'épaisseur est par contre présente de manière inverse au niveau du 6e ordre où les séquences élémentaires montrent la succession à plus petite échelle des différents milieux de sédimentation: ici c'est principalement le paramètre énergétique qui permet les coupures de 6e ordre. Dans le détail ces paraséquences présentent une nette évolution des paramètres pétrographiques majeurs suivant la succession verticale et permettent de reconstituer la dynamique sédimentaire de formation des biostromes (MF6 au sens large) en au moins 7 étapes de la façon décrite ci-dessous.

- a) Edification probable de bioconstructions relativement modestes de stromatopores et de coraux (surtout tabulés). Les bioconstructions devaient être de petites dimensions vu les passées peu épaisses qu'elles ont formé (quelques décimètres). De nombreuses relations d'encroûtements mutuels s'observent et témoignent probablement d'un index énergétique assez élevé (Fagerstrom, 1987).
- b) Démantèlement quasi sur place des bioconstructions comme en témoigne la présence de fragments subarrondis à subanguleux, centimétriques à décimétriques. La plupart des organismes constructeurs présente également de nombreuses traces de perforation ou de bioérosion. Les agents mécaniques et biologiques sont à l'origine de la destruction de ces petits édifices récifaux qui a lieu en régime de haute énergie.
- c) Le paramètre énergétique diminuant, le milieu est colonisé par de nombreuses algues formant le cortex d'oncolithes autour des débris d'éléments récifaux. Le milieu est probablement d'énergie intermittente comme en témoigne la présence des oncolithes composites et souvent asymétriques (Flügel, 1982);
- d) Reprise de fortes conditions énergétiques et fragmentation à la fois des éléments récifaux et des oncolithes avec mélange de bioclastes divers.
- e) Apports d'éléments microbioclastiques constituant l'essentiel de la matrice micritique des packstones et floatstones des MF7 et MF8.
- f) Mélange de brachiopodes généralement entiers, et apparition des péloïdes en grand nombre. Ces derniers pourraient traduire un remaniement des tapis algaires à partir des milieux lagunaires.
- g) Le sédiment est alors fortement bioturbé et de nombreux terriers aux parois bien définies s'observent. Le taux de sédimentation est probablement faible de même que l'index énergétique.

A cette succession caractéristique des biostromes au sens large fait alors suite le domaine lagunaire des parties sommitales des paraséquences. Ces dernières correspondent donc à une variation complexe du paramètre énergétique (étapes 1 à 7), à une diminution brutale du taux de sédimentation (étape 7) et une diminution générale de la bathymétrie (étapes 2 et 6). Ces évolutions depuis la partie basale (biostrome) jusqu'au sommet de la paraséquence (tapis algaires et dolomies) sont typiquement celles de «shallowing-upward» et ont déjà été maintes fois rapportées dans la littérature (James, 1980, 1983). Il s'agit donc de paraséquences de type «upper fining thinning cycle» ou «uftn» métriques à plurimétriques (5e ordre) formant un ensemble de paraséquences faiblement stratocroissant ou «UFTK» au 4e ordre (Vail *et al.*, 1991).

PSQS₂ (de 14,1 à 30,8 m). Cet ensemble est constitué de 14 paraséquences inframétriques à métriques, granulo- et stratodécroissantes «uftn» de 5e ordre. Les transitions de faciès sont de même type que précédemment mais beaucoup plus brutales et rapides ce qui est souligné par leurs tailles beaucoup plus faibles. L'examen détaillé de leurs épaisseurs successives révèle deux parties dans PSQS₂: la première (jusqu'à 21,6 m) présente une évolution légèrement stratocroissante alors que la seconde est faiblement stratodécroissante. La séparation semble à la fois soulignée par la 7^e paraséquence et par une augmentation importante des discontinuités de 6e ordre. Les limites de bancs correspondent aux limites des paraséquences dans la partie inférieure alors que cette règle n'est plus d'application dans la partie supérieure où les limites passent à travers les bancs et semblent liées aux stylolithes et diasthèmes. Les séquences élémentaires de 6e ordre sont comme précédemment sédimentaires et diagénétiques. Elles sont surtout liées aux variations de l'index énergétique à très petite échelle et aux conditions d'exposition (altération pédogénétique). Elles sont d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique, et présentent une évolution légèrement stratodécroissante dans les deux parties de PSQS₂. A l'échelle du 4e ordre aucune évolution bien tranchée n'est visible et l'ensemble est de type aggradationnel ou «AS» (=«aggradationnal sequence») ou de type amalgamé *sensu* Vail *et al.* (1991) et Einsele (1992).

PSQS₃ (de 30,8 à 40,0 m). Ensemble constitué de 5 paraséquences inframétriques à plurimétriques (< 2 m), granulo- et stratodécroissantes, montrant un fort développement des milieux supratidaux restreints (MF12) dans la partie supérieure. La partie inférieure est différente des parties inférieures des PSQS précédents et montre systématiquement la présence de faciès ouverts moins francs à débris

récifaux oncolithisés (MF6). Il s'agit de paraséquences de type «uftn» se succédant à l'échelle supérieure (4e ordre) suivant une mégaséquence granulo- et stratodécroissante «UFTN». A cette échelle la mégaséquence montre une transition assez directe depuis un biostrome (MF6) aux faciès lagunaires proches de l'émersion (MF9 à MF12) en passant par les milieux chenalisés oolithiques (MF7). Cette transition est particulièrement rapide et a lieu en moins de deux mètres. L'ensemble PSQS₃ présente les deux caractéristiques principales suivantes: il s'agit d'abord de l'ensemble le moins épais dans la série étudiée, ensuite il s'agit du premier ensemble montrant une importante succession continue de faciès restreints (MF10 à MF12) caractérisés par de nombreuses marques de dessiccation, de copeaux de toutes tailles et de péloïdes, liés aux bindstones de tapis algaires.

PSQS₄ (de 40,0 à 52,5 m). Ensemble constitué de 6 paraséquences inframétriques à métriques (< 4 m) sans évolution bien nette de la granulométrie ou de la stratification. Les variations de faciès sont également ténues et ont lieu dans les milieux intertidaux à supratidaux (MF10 à MF12). Il faut insister sur l'importance des faciès proches de l'émersion et des traces de pédogenèse dans la partie sommitale des paraséquences. Ces paraséquences ne montrant aucune évolution particulière de la sédimentation pourraient correspondre à des séquences d'aggradation («as»). Cet ensemble PSQS₄ montre à sa base une intense stylolisation des bancs qui renferment ensuite de très nombreux diasthèmes. A nouveau ces processus rendent délicate l'étude des épaisseurs des cycles de 6e ordre (au total 20), dont la plupart ne sont que rarement complets, les processus d'érosion, les lacunes synsédimentaires et la compaction les ayant réduits. L'agencement des paraséquences au niveau du 4e ordre est granulodécroissant et stratocroissant de type «UFTK».

PSQS₅ (de 52,5 à 72,1 m). Ensemble constitué de 5 paraséquences métriques à plurimétriques (< 6 m) fortement granulo- et stratodécroissantes de type «uftn» bien nettes semblables à celles de PSQS₁, mais montrant une plus forte proportion des faciès protégés inter- à supratidaux (MF11 à MF12) par rapport aux faciès récifaux (MF6). Les limites de paraséquences sont en bonne conformité avec celles des bancs. Les séquences de 6e ordre sont surtout bien représentées au sommet de PSQS₅ et liées au démantèlement des tapis algaires et stromatolithiques (MF11 et MF12) et à la formation de sédiments de type beach-rock. Les processus de dessiccation sont toujours importants au sein de chacune des paraséquences et ceux d'altération pédogénétique prépondérants au sommet de l'ensemble. Ils traduisent la diminution générale de la

profondeur. L'ensemble des paraséquences présente une évolution «UFTK» granulodécroissante et stratocroissante des faciès au niveau du 4e ordre.

PSQS₆ (de 72,1 à au moins 76,5 m). Ensemble constitué d'au moins 4 paraséquences inframétriques sans évolution particulière de la granulométrie et de l'épaisseur. Il s'agit probablement de paraséquences d'aggradation («as») dans les milieux supratidaux proches de l'émersion avec forte altération pédogénétique des tapis algaires. Ces paraséquences renferment de très nombreux diasthèmes rendant délicat la délimitation des séquences de 6e ordre, mais également celle des paraséquences elles-mêmes. Ceci se marque d'ailleurs par des limites systématiques intra-bancs. Cet ensemble PSQS₆ qui constitue le sommet de la coupe de la carrière n'affleure que sur quelques mètres seulement (environ 4 m) et il est impossible d'y déceler une organisation à l'échelle du 4e ordre. L'absence de toute variation à la fois des faciès et de leurs épaisseurs semble cependant indiquer une évolution de type «AS».

4.2. INTERPRETATION SEQUENTIELLE ET VARIATIONS DU NIVEAU MARIN

4.2.1. Mécanismes à l'origine de la cyclicité

Avant de considérer les variations de l'espace d'accommodation, base de toute interprétation en stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1977, 1991), il faut d'abord tenter d'expliquer le motif de base ou (para)séquence-type à l'origine même de la cyclicité dans la série étudiée. Cette séquence est donc métrique, asymétrique (Fig. 2) et de type «shallowing-upward» (James, 1980) montrant le passage des faciès récifaux (MF6) aux faciès pré-évaporitiques (MF13). Ce type de séquence a été reconnu de nombreuses fois dans la littérature (voir Einsele, 1992 pour une synthèse) et plusieurs interprétations en ont été données. Ces interprétations se rangent entre deux extrêmes suivant la part prépondérante des mécanismes autocycliques ou allocycliques (Strasser, 1991). Pour rendre compte de ces derniers il faut considérer une large portion de la plateforme, ce qui bien entendu n'est pas le cas de ce travail relativement ponctuel. Parmi les quelques mécanismes qui ont déjà été proposés pour des cycles assez similaires à ceux décrits ici il faut surtout rappeler celui invoqué pour la première fois par Ginsburg (1971) pour qui ce sont les tempêtes qui déplacent les fragments de récifs vers les tidal flats, ces derniers progradant alors en direction du large en comblant l'espace sédimentaire disponible. Durant cette progradation, l'étendue des sources d'alimentation récifale diminue très fortement, de même

que le taux général de production carbonatée jusqu'à ce que la subsidence continue ou stationnaire à l'endroit considéré l'emporte et crée un nouvel espace d'accommodation. Après un certain temps les communautés benthiques se reforment et un nouveau cycle peut débuter. Un tel mécanisme a été plusieurs fois repris pour expliquer la cyclicité des faciès lagunaires à péritidaux de différentes périodes géologiques (Bosellini & Hardie, 1973; James, 1980; Wong & Oldershaw, 1980; Read *et al.*, 1986; Selg, 1988; Préat & Mamet, 1989; Strasser, 1991; Einsele, 1992; Préat & Racki, 1993). Il faut également noter que d'autres interprétations ont été proposées pour de telles séquences: citons par exemple Fischer (1964), Matti & McKee (1976) et Mossop (1979) pour qui le mécanisme est pratiquement inverse. Selon ces auteurs les tidal flats progradent vers le large, la productivité carbonatée diminue fortement lorsqu'ils atteignent des faciès trop profonds et il s'ensuit un événement de type transgressif par augmentation relative du niveau marin et installation de colonies récifales.

Parmi les différents mécanismes reportés ici et dans la littérature, celui proposé par Ginsburg semble le mieux s'appliquer aux séquences de la coupe de Fromelennes: l'influence des tempêtes et des forts remaniements y sont en effet prépondérants, et s'y marquent d'autant mieux que le marnage caractérisant l'ensemble du Givetien était faible (Préat & Mamet, 1989).

4.2.2. Courbe de troisième ordre

a) Introduction

Les résultats précédents ne s'intéressaient qu'aux ordres inférieurs de la sédimentation: leur synthèse à plus grande échelle doit maintenant permettre la définition de la courbe de 3e ordre et des mécanismes sédimentaires qui la déterminent. D'une manière générale la courbe eustatique de 3e ordre est l'unité de référence à l'échelle globale en stratigraphie séquentielle (Haq, 1991; Vail *et al.*, 1991) et sa reconnaissance est extrêmement utile pour déterminer les éventuelles variations absolues du niveau marin dans les bassins sédimentaires.

Une telle séquence est comprise entre deux baisses eustatiques prononcées qui s'accompagnent (séquence de 3e ordre de type-1) ou non (type-2) d'érosion importante ou de développement de karsts (en domaine carbonaté). Cette séquence est ensuite subdivisée en quatre systèmes ou cortèges sédimentaires (=»systems tracts» ou ST) suivant la position des sédiments le long de la courbe de 3e ordre. Ces cortèges regroupent plusieurs ensembles de paraséquences à évolution bien nette au niveau du 4e ordre. Les systèmes de bas niveau marin (LST pour «lowstand systems tract» correspondant à la

baisse du niveau marin et LWST pour «lowstand wedge systems tract» correspondant au prisme de bas niveau marin) montrent généralement des remplissages par des ensembles de paraséquences granulo- et stratocroissants progradants *sensu stricto* (Van Wagoner *et al.*, 1990), les intervalles transgressifs liés à la remontée du niveau marin (TST pour «transgressive systems tract») présentent des ensembles de paraséquences rétrogradants, parfois aggradants si le niveau marin remonte lentement (*ib*), enfin, les systèmes de haut niveau marin (HST pour «high systems tract») montrent des ensembles de paraséquences généralement aggradants. Finalement les interférences de tous les paramètres possibles déterminent un espace disponible pour la sédimentation: c'est bien ce seul espace qui constitue le paramètre objectif clé pour le dépôt des paraséquences (Guillocheau, 1991). Cet espace correspond à l'espace d'accommodation souvent rapporté dans la littérature (Van Wagoner *et al.*, 1990; Haq, 1991).

b) Application à la carrière de Fromelennes

En ce qui concerne la carrière de Fromelennes, il s'agit ici d'une première application pour le Givetien franco-belge des concepts de la stratigraphie séquentielle: l'analyse s'avère délicate vu les nombreuses divergences de points de vue qui existent encore à l'heure actuelle dans l'application de la stratigraphie séquentielle aux séries carbonatées (Ferry, 1991). L'ordre de grandeur de l'épaisseur de la série étudiée à Fromelennes montre immédiatement qu'elle ne représente qu'une petite partie de la courbe de 3e ordre. L'ensemble des données sédimentologiques et séquentielles (Préat & Mamet, 1989; Préat & Weis, 1994) montre que la ou les courbes de 3e ordre du Givetien sont de type 2 vu l'absence de tout processus majeur d'érosion et de karstification synsédimentaire. La majorité des paraséquences mises en évidence lors de l'analyse de la courbe lithologique de la carrière de Fromelennes est de type aggradant (as) ou granulo- et stratodécroissant (uftn) à l'échelle du 5e ordre ce qui laisse supposer que la série correspond aux cortèges transgressifs (TST) ou de haut niveau marin (HST) liés à une faible remontée du niveau marin. L'importance des fluctuations de microfaciès dans les trois premiers ensembles de paraséquences PSQS1-3, confirmée par l'analyse mathématique (Carliez, 1993), et les épaisseurs moyennes de ces paraséquences montrent que l'espace d'accommodation diminue sans cesse le long des trois ensembles. Cet espace est cependant supérieur à celui des trois derniers ensembles PSQS4-6, où dominent les microfaciès proches de l'émersion. Ces résultats peuvent s'interpréter en considérant une variation de l'espace d'accommodation à plus grande échelle le long d'un intervalle transgressif (TST) dans sa partie précédant immédiatement le cortège de

haut niveau marin stabilisé (HST), la transition entre les deux systèmes étant soulignée par les premières paraséquences d'aggradation «as» montrant des traces importantes d'altération pédogénétique (PSQS₆). La localisation particulière des ensembles de paraséquences dans la partie supérieure de l'intervalle transgressif, plutôt que dans sa partie inférieure, se justifie également par l'absence de tout niveau de condensation ou de niveaux argileux importants à la base de la coupe. Notons cependant qu'une épaisse passée argileuse d'une trentaine de mètres (Membre de Flohimont, épais de 29 m, le long de la route de Flohimont, Coen-Aubert, *in* Bultynck *et al.*, 1991) riche en spiriféridés (Errera *et al.*, 1972; Bultynck, 1974) constitue l'extrême base de la Formation de Fromelennes et pourrait correspondre en grande partie à cet intervalle transgressif. L'étude de ce niveau devrait également être approchée suivant l'esprit du présent travail en tenant particulièrement compte des ichnofaciès qui accompagnent généralement les surfaces d'inondations marines.

Les variations au sein des ensembles de paraséquences peuvent préciser l'allure de la courbe du 3e ordre dans la partie reconnue (Fig. 2). Dans ce contexte les PSQS et les PSQ peuvent s'expliquer en fonction des variations de l'espace d'accommodation.

PSQS₁ est de type «UFTK», composé d'au moins quatre PSQ présentant les plus grandes épaisseurs dans la série analysée. Cet ensemble correspond aux plus grands espaces d'accommodation mis en évidence dans la série, donc aux plus fortes augmentations relatives du niveau marin, ces dernières ne dépassant pas 4 m au maximum (épaisseur d'uftn₃). Cette valeur est donnée à titre indicatif et pourrait même être légèrement supérieure si l'on tient compte de la décompaction.

PSQS₂ est de type «AS», composé de 14 «uftn» enregistrant de nombreuses et faibles variations du niveau marin relatif. Les fluctuations sont métriques, inférieures à 2 m. Par rapport à PSQS₁, l'ensemble PSQS₂ montre que l'espace d'accommodation a fortement diminué et que la sédimentation a progressivement lieu dans la partie la plus superficielle de la plate-forme enregistrant par là l'atténuation sensible de l'augmentation du niveau marin. Ce dernier montre donc une décroissance régulière depuis la base de la PSQS₁.

PSQS₃ est de type «UFTN», composée de cinq paraséquences «uftn». Hormis une fluctuation ponctuelle un peu plus importante à sa base, PSQS₃ traduit donc la poursuite de la forte diminution de l'espace d'accommodation entamée dès la base de PSQS₂. Un nouveau changement important est sou-

ligné par les «uftn» qui traduisent ici la première stabilisation progressive du niveau marin relatif. Les environnements sont presque tous supratidaux protégés proches de l'émersion.

PSQS₄ est de type «UFTK» composé de 6 paraséquences «as». Ici aucune évolution particulière de la sédimentation ne se marque et le niveau marin relatif semble très stable au niveau du 5e ordre. Le sédiment comble cependant un espace d'accommodation devenant systématiquement plus important au niveau du 4e ordre. L'abondance des discontinuités internes (diasthèmes), des niveaux de remaniements (microconglomérats) et des traces de paléaltérations (de type pédogenèse) dans les tapis algaires (MF11) montre que c'est ici le taux de productivité carbonatée (algues) qui compense l'augmentation de l'espace d'accommodation.

PSQS₅ est de type «UFTK» et composé de 5 paraséquences «uftn» traduisant une reprise de l'augmentation du niveau marin relatif. Cette augmentation est de même type que celle enregistrée dans PSQS₁, mais ici les faciès ouverts sont moins bien représentés: les biostromes sont en effet systématiquement moins épais et moins continus suivant la verticale. Par contre les faciès restreints sont bien développés. Cette différence traduit le passage à plus grande échelle du cortège transgressif (TST) au cortège de haut niveau marin relatif (HST), les fluctuations du 4e ordre prenant le pas sur celles du 3e ordre identifiées contrairement à ce qui se passe dans l'intervalle transgressif. Le résultat est d'apparence identique, mais la distribution des faciès est différente.

PSQS₆ est probablement de type aggradational et correspond à nouveau à une stabilisation du niveau marin avec forte réduction de l'espace d'accommodation (présence de diasthèmes etc.).

4.2.3. Diagramme de Fischer

Ces données permettent de proposer une évolution détaillée du niveau marin relatif pour la partie inférieure (Membre Moyen) de la Formation de Fromelennes. A cette fin, un «diagramme de Fischer» (Fischer, 1964) de même type que ceux établis par Hardie *et al.* (1991) a été réalisé dans cette partie de la Formation de Fromelennes (Fig. 4). La représentation graphique de la Figure 4 met en évidence de manière très claire les fluctuations du niveau marin relatif. Plusieurs périodes de fluctuations sont reconnaissables (voir également Fig. 5):

- a) première période.** Forte élévation du niveau marin relatif correspondant à PSQS₁.
- b) deuxième période.** Stabilisation du niveau marin relatif avec une très légère fluctuation au milieu de la période permettant de considérer deux pha-

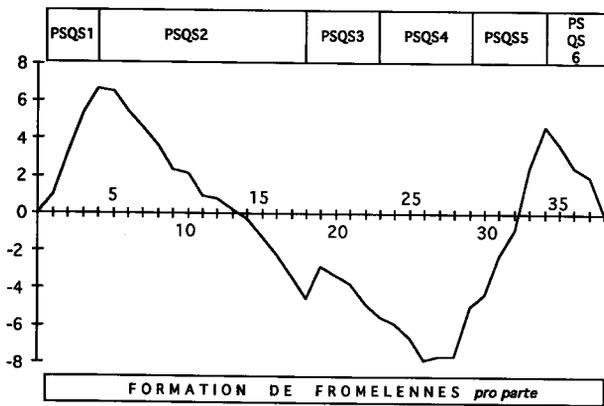


Figure 4. Diagramme Fischer de la coupe de Fromelennes. En abscisse, la succession des 37 cycles à pas constant. En ordonnée, en chaque point on a l'épaisseur du cycle plus celle du cycle précédent, moins le n° de cycle multiplié par l'épaisseur totale (74,05m) divisé par le nombre de cycles (37). La courbe de Fischer ainsi obtenue donne les fluctuations du niveau marin relatif (voir texte). *Fischer's diagram. X-axis: the succession of the 37 cycles at a constant rate. Y-axis: each point corresponds to the thickness of the cycle plus the preceding one, minus the n° of the cycle multiplied by total thickness (74,05m) divided by the number of cycles (37). Fischer's curve gives the relative sea-level fluctuations (see text).*

SEQUENCE DE TROISIEME ORDRE				
№	LST	LWST	TST	HST
GIVETIEN SUPERIEUR <i>pro parte</i>				
FORMATION DE FROMELENNES <i>pro parte</i>				

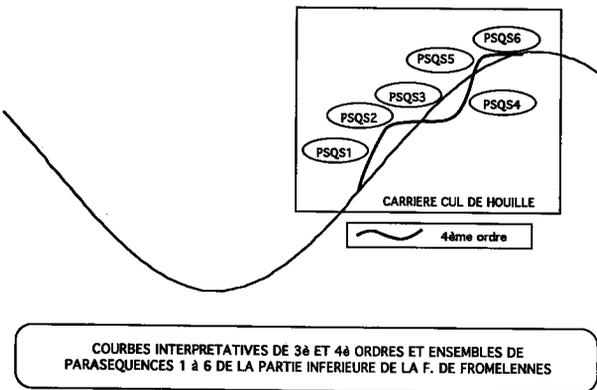


Figure 5. Interprétation de la courbe lithologique de la coupe de Fromelennes en terme de séquence de 3e ordre. Abréviations: SB = limite de séquence ou *sequence boundary*, LST = systèmes liés à la chute du niveau marin ou *lowstand systems tract*, LWST = prisme de bas niveau marin ou *lowstand wedge systems tract*, TST = intervalle transgressif ou *transgressive systems tract*, HST = prisme de haut niveau marin ou *highstand systems tract*.

ses de stabilisation quasi identiques (déjà suggérées lors de l'analyse séquentielle de PSQS₂).

c) troisième période. Augmentation brutale (base de la PSQS₃) immédiatement suivie d'une stabilisation du niveau marin relatif (PSQS₃ *pro parte* et les trois premières paraséquences de PSQS₄) de même pente que celle de la deuxième période.

d) quatrième période. Longue période d'augmentation importante du niveau marin relatif (trois dernières paraséquences de la PSQS₄ et PSQS₅ entière).

e) cinquième période. Stabilisation du niveau marin relatif (PSQS₆, partie visible).

Il faut rappeler que cette courbe (Fig. 5) est la composée des fluctuations au niveau des 3e, 4e et 5e ordres de la sédimentation. Sa position sur la courbe théorique du 3e ordre a été discutée précédemment et ne peut être confirmée que par l'examen systématique de coupes stratigraphiques strictement équivalentes. Les deux points qui apparaissent cependant essentiels au niveau plus général correspondent aux deux fortes élévations «relatives» du niveau marin des première et quatrième périodes. Rappelons que ces variations relatives restent néanmoins toujours très faibles.

4.3. DUREE ET NATURE DES CYCLES MIS EN EVIDENCE A FROMELENNES

Il s'agit ici du problème le plus délicat de l'interprétation. De trop nombreux facteurs difficilement quantifiables sont présents: taux de subsidence, taux de productivité carbonatée, taux de compaction, pourcentage des épisodes argileux, etc. Ce problème est souvent résolu, pour ne pas dire évacué, de la manière la plus brutale qui soit, en divisant tout simplement la période de temps considérée par la puissance de la série. Cette approche appliquée à l'ensemble du Givetien franco-belge donnerait environ 10.000 ans/mètre (soit 4 Ma/ 432 m). Cette moyenne ne peut évidemment rien apporter dans le cas des cycles mis en évidence dans cette étude car elle intègre de nombreuses passées argileuses absentes dans la partie de la Formation de Fromelennes considérée dans ce travail. Il faut également insister sur le fait que les biozones à conodontes ne sont d'aucune utilité dans ce problème les meilleures résolutions temporelles données par ces organismes sont de 0,5 Ma (Ziegler & Sandberg, 1990) pour des séries épaisses de plus de 150 m en moyenne. Seuls les travaux de Read *et al.* (1986) qui ont modélisé des cycles semblables à ceux décrits ici peuvent fournir une indication temporelle intéressante: ces cycles de «shallowing-upward» (5e ordre) se forment entre 1000 et 5000 ans, ce qui donne pour les 37 cycles de 5e ordre de la série étudiée une durée comprise entre 37.000 et 185.000 ans, soit en moyenne 500 à 2400 ans/m, ou 2 mm à 0,4 mm/an (sans tenir compte de la décompaction). Ces chiffres sont également du même ordre de grandeur que ceux mis en évidence dans le Givetien inférieur de Restaigne par Prétat et Weis (1994). Ces auteurs, sur base de la géochimie isotopique du Sr, ont également montré que la durée d'un cycle était

probablement plus proche de 1000 ans que de 5000 ans. Ces chiffres sont également comparables à ceux rapportés dans la littérature pour les tidal flats et les boues algaires (Strasser, 1991).

5. CONCLUSIONS

L'analyse des microfaciès et de leur empilement montre la diversité de la cyclicité présente dans la première partie de la Formation de Fromelennes: les cycles sont peu épais, et correspondent probablement à de courtes durées de quelques milliers d'années seulement. Ces chiffres montrent également que le calcul initial de type «brutal» (division de l'intervalle de temps supposé par le nombre de cycles présents) est certainement à rejeter puisque son ordre de grandeur est au moins 10 fois plus grand. Ces cycles traduisent ainsi une oscillation à haute fréquence du niveau marin s'inscrivant dans un abaissement relatif généralisé de ce niveau avec émerSIONS répétées dans le cortège transgressif progradant de 3e ordre. La nature du phénomène à la base de l'évolution du prisme progradant doit être recherchée dans le couplage d'un contrôle climatique de haute fréquence (5e ordre) et tectonique se marquant dans les cycles de plus grande longueur d'onde (4e et 3e ordres).

Ni les durées proposées pour les cycles de 5e ordre, ni leur groupement dans les ensembles de paraséquences (4e ordre) n'indiquent un contrôle orbital évident de type Milankovitch. En tout état de cause les paraséquences ou cycles asymétriques de 5e ordre ne semblent pas directement traduire des cycles de productivité carbonatée (Fischer, 1986) et pourraient également correspondre à des oscillations du niveau marin beaucoup plus modérées que dans le Quaternaire (Ferry, 1991). L'analyse séquentielle a montré que l'amplitude maximale de ces fluctuations ne dépassait pas au Givetien quelques mètres. Ces amplitudes sont de même ordre de grandeur que celles rapportées par Koerschner & Read (1989) dans des faciès péritidaux semblables du Cambrien des Etats-Unis. De tels cycles asymétriques ont déjà été bien expliqués par Cross (1988) en superposant les effets d'une oscillation eustatique modérée et d'un taux de subsidence constant sur l'espace disponible pour les sédiments.

L'importance du facteur climatique en stratigraphie séquentielle devra également être prise en considération par l'analyse d'autres coupes, à la fois dans le Givetien supérieur (climat tropical semi-aride) et dans le Givetien inférieur (climat tropical humide): pour Ferry (1991) une des faiblesses du modèle d'Exxon (groupe pétrolier à l'origine de la stratigraphie séquentielle «de type Vail») est qu'il

néglige les effets des changements climatiques. Ces derniers peuvent cependant avoir des conséquences fort importantes sur la géométrie des dépôts. Un refroidissement climatique peut par exemple provoquer une amplification du signal climatique à haute fréquence et se marque également par l'importance grandissante des abaissements à haute fréquence du niveau marin (Ferry, *ib.*). La comparaison de la coupe de Resteigne (Givetien inférieur, Preat & Weis, 1994) permettra probablement d'avancer sur ce point. Notons enfin que les évolutions de 6e ordre semblent liées soit aux apports sédimentaires à la faveur de tempêtes, soit à des processus diagenétiques particuliers.

6. BIBLIOGRAPHIE

- ALDERSON, F., 1971. Sédimentologie et géochimie de la Formation de Fromelennes (Givetien) à Nismes et à Dourbes (bord sud du Synclinorium de Dinant). *Mémoire inédit de l'Université Libre de Bruxelles*, 111 p.
- BOULVAIN, F. & PREAT, A., 1987. Les calcaires laminaires du Givetien supérieur du bord sud du bassin de Dinant (Belgique, France): Témoins d'une évolution paléoclimatique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 109: 609-619.
- BOSELLINI, A. & HARDIE, L.A., 1973. Depositional theme of a marginal marine evaporite. *Sedimentology*, 20: 5-27.
- BULTYNCK, P., 1974. Conodontes de la Formation de Fromelennes du Givetien de l'Ardenne franco-belge. *Bull. Inst. roy. Sc. Nat. Belg., Sc. Terre*, 57: 149-181.
- BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., GODEFROID, J., HANCE, L., LACROIX, D., PREAT, A., STAINIER, P., STEEMANS, Ph., STREEL, M. & TOURNEUR, F., 1991. Les Formations du Dévonien Moyen de la Belgique. *Mém. pour servir à l'Explic. des Cartes Géol. et Min. de la Belgique*, 30, 106 p.
- CARLIEZ, D., 1993. Comparaisons entre diverses méthodes d'acquisition et de traitement des données sédimentologiques en domaine carbonaté: l'exemple du Givetien supérieur du bord sud du Synclinorium de Dinant (Belgique). *Mémoire inédit de l'Université Libre de Bruxelles*, 141 p.
- COEN, M. & COEN-AUBERT, M., 1971. L'assise de Fromelennes aux bords sud et est du Bassin de Dinant et dans le Massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 94: 5-20.
- COOK, H.E., McDANIEL, P.N., MOUNTJOY, E.W. & PRAY, L.C., 1972. Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ('reef') margins, Alberta, Canada. *Bull. of Canadian Petrol. Geology*, 20: 439-497.
- CORNET, P., 1975. Morphogenèse, caractères écologiques et distribution des stromatoporoïdes dévoniens au bord sud du Bassin de Dinant (Belgique). *Thèse de Doctorat inédite de l'Université Catholique de Louvain*, 195 p.
- CROSS, T.A. (1988). Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A. in *Wilgus C.K. et al. (eds): Sea-Level Changes: An Integrated Approach, Soc. of Econ. Paleontol. and Mineral. Sp. Publ.*, 42: 371-380.
- EINSELE, G., 1992. Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget. *Springer Verlag*, 628 p.
- ERRERA, M., MAMET, B. & SARTENAER, P., 1972. Le Calcaire de Givet et le Givetien à Givet. *Bull. Inst. roy. Sc. Nat. Belg., Sc. Terre*, 48: 1-59.
- FAGERTSROM, J.A. 1987. The evolution of the reef communities. *John Wiley & Sons (Ed.)*, 600 p.

- FERRY, S., 1991. Une alternative au modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon: la modulation tectono-climatique des cycles orbitaux. *Géol. Alpine, Mém. H.S.*, 18: 47-99.
- FERRY, S., 1992. High-frequency channeling of outer platform to slope carbonates with regard to sequence stratigraphy. In *Platform Margins, Int. Symp., Chichilianne, France*, 44-45.
- FISCHER, A.G., 1964. The Lofser cyclothem of the Alpine Triassic. *Bull. Kansas geol. Survey*, 169: 107-149.
- FISCHER, A.G., 1986. Climatic rhythms recorded in strata. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 351-376.
- FLUGEL, E., 1982. Microfacies Analysis of Limestones. *Springer Verlag*, 633 p.
- GODEFROID, J. & JACOBS, L., 1986. Atrypidae (Brachiopoda) de la Formation de Fromelennes (fin du Givetien) et de la partie inférieure de la Formation de Nismes (début du Frasnien) aux bords sud et sud-est du Synclinorium de Dinant (Belgique). *Bull. Inst. roy. Sc. Nat. Belg., Sc. Terre*, 56: 67-136.
- GINSBURG, R.N., 1971. Landward movement of carbonate mud: a new model for regressive cycles in carbonates. *Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., Abstr.*, 55: 340.
- GUILLOCHEAU, F., 1991. Modalité d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme, Dévonien Armoricaïn. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 15(2): 453-473.
- HAVARD, L. & OLDERSHAW, A.E., 1976. Early diagenesis in rock back-reef sedimentary cycles. Snipe Lake Reef Complex, Alberta. *Bull. of Canadian Petrol. Geology*, 24: 27-69.
- HARDIE, L.A., 1977. (Ed.) Sedimentation of the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros, Bahamas. *John Hopkins Univ. Stud. geol.*, 22, 202 p. Baltimore.
- HARDIE, L.A., WILSON, E.N. & GOLDHAMMER, R.K., 1991. Cyclostratigraphy and dolomitization of the Middle Triassic Latemar buildup, The Dolomites, northern Italy. *Exc. Guidebook of 200 Years Dolomite, Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization*, 56 p.
- HAQ, B.U., 1991. Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. in *MacDonald, D.I.M. (ed.): Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 12: 3-39, *Blackwell Sc. Publ.*
- JAMES, N.P., 1980. Shallowing-Upward Sequences in Carbonates. In *Walker, R.G. (ed.) Facies Models, Geosc. Canada, Reprint Series 1*: 109-119.
- JAMES, N.P., 1983. Reef Environment. In *Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (eds.): Carbonate Depositional Environments, Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 33: 345-440.
- KOBLUK, D.R., 1978. Reef stromatoporoid morphologies as dynamic populations: application of field data to a model and the reconstruction of an Upper Devonian reef. *Bull. of Canadian Petrol. Geology*, 26: 218-236.
- KOERSCHNER W.F. & READ, J.F., 1989. Field and modelling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia, Appalachians. *Journ. Sedim. Petrology*, 59: 654-687.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.*, 72: 68-83.
- MAILLIEUX, E. & DEMANET, F., 1929. L'échelle stratigraphique des terrains Primaires de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, 38: 124-131.
- MATTI, J.C. & McKEE, E.H., 1976. Stable eustacy, regional subsidence, and a carbonate factory: a self-generating model for onlap-offlap cycles in shallow carbonate sequences. *Geol. Soc. Am. Abstr.*, 8: 1000-1001.
- MOSSOP, G.D., 1979. The evaporites of the Ordovician Baumann Fjord Formation, Ellesmere Island, Arctic Canada. *Bull. geol. Survey Canada*, 298: 52 p.
- PREAT, A. & BOULVAIN, F., 1986. Les calcaires laminaires du Givetien inférieur du Bassin de Dinant: témoins paléogéographiques et paléoclimatiques. *Ann. Soc. géol. Nord*, 56: 49-64.
- PREAT, A. & ROUCHY, J.M., 1986. Faciès pré-évaporitiques dans le Givetien des bassins de Dinant et de Namur. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95(2/3): 177-189.
- PREAT, A. & MAMET, B., 1989. Sédimentation de la plate-forme carbonatée givetienne franco-belge. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13: 47-86.
- PREAT, A. & RACKI, G., 1993. Small-scale cyclic sedimentation in the Early Givetian of the Gory Swietokrzykie Mountains: Comparison with the Ardenne sequence. *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 63: 13-31.
- PREAT, A. & WEIS, D., 1994. Variations du niveau marin dans le Dévonien carbonaté de Belgique: approches sédimentologique et séquentielle (1^è partie). *Bull. Soc. géol. France*, 165(5): 74-89.
- PURSER, B.H., 1969. Synsedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin. *Sedimentology*, 12: 105-230.
- READ, J.F., GROTZINGER, J.P., BOVA, J.A. & KOERSCHNER, W.F., 1986. Models for generation of carbonate cycles. *Geology*, 14: 107-110.
- SELG, M., 1988. Origin of peritidal carbonate cycles: Early Cambrian, Sardinia. *Sedim. Geol.*, 59: 115-124.
- STRASSER, A., 1988. Shallowing-upward sequence in Purbeckian carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 35: 369-383.
- STRASSER, A., 1991. Lagoonal-Peritidal Sequences in Carbonate Environments: Autocyclic and Allo cyclic Processes. In *Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds): Cycles and Events in Stratigraphy, Springer Verlag*, 709-721.
- STRASSER, A. & DAVAUD, E., 1983. Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclogae geol. Helv.*, 73: 551-580.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., TODD, R.G., WIDMER, J.M., THOMPSON, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. & HATTLZLID, W.G., 1977. Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. *Amer. Assoc. of Petrol. Geol., Mem.*, 26: 49-212.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C., 1991. The stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustacy and Sedimentology. - an Overview. In *Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds): Cycles and Events in Stratigraphy, Springer Verlag*, 617-659.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D., 1990. Siliclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *Amer. Assoc. of Petrol. Geol., Methods in Explor. Series*, 7, 52 p.
- WEIS, D. & PREAT, A., 1994. Variations du niveau marin dans le Dévonien carbonaté de Belgique: approches géochimique et isotopique (Sr, C et O) (2^e partie). *Bull. Soc. géol. France*, 165(5): 90-103.
- WELLER, H., 1991. Facies and Development of the Devonian (Givetian/Frasnian) Elbingerode Reef Complex in the Harz Area (Germany). *Facies*, 25: 1-50.
- WONG, P.K. & OLDERSHAW, A., 1980. Causes of cyclic sedimentation in reef-inert sediments of Kaybob Reef Complex, Alberta. *Bull. of Canadian Petrol. Geology*, 28: 411-424.
- WRIGHT, V.P., PLATT, N.H. & WIMBLETON, W.A., 1988. Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root-mat horizons in paleosols. *Sedimentology*, 35: 603-620.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C., 1990. The late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, 121: 1-115.