

4ème Congrès Français de Sédimentologie

Lille, Livret-guide des Excursions 15-16, 20-21 Novembre 1993





AVANT-PROPOS

A l'occasion du 4 ^{ème} Congrès Français de Sédimentologie qui s'est tenu à Lille du 15 au 21 novembre 1993, cinq excursions sur le terrain ont été organisées.

La situation privilégiée de Lille, aux portes de l'Europe du Nord, et à proximité du littoral, a permis de proposer un éventail diversifié d'excursions dans le Nord de la France, en Belgique et aux Pays-Bas. Ce livret-guide regroupe les principaux aspects abordés au cours de ces excursions, et qui vont de l'étude d'environnements actuels à l'analyse sédimentologique moderne de différentes formations anciennes.

Deux excursions, l'une en Baie de Somme sur la Côte picarde, l'autre dans l'estuaire de l'Escaut aux Pays-Bas, sont l'occasion d'illustrer la dynamique sédimentaire d'environnements macrotidaux actuels, et d'aborder les problèmes d'aménagement et de protection du littoral, devenus, en particulier pour la région Nord-Pas de Calais, une préoccupation majeure en cette fin de XX ème siècle.

L'analyse puis l'interprétation des faciès anciens sont présentées grâce à trois excursions. La première a pour objet les monticules micritiques ("mud-mounds") frasniens affleurant en Ardenne (Belgique). Les deux autres ont pour cadre les falaises de la Côte d'Opale entre Boulogne/Mer et Calais, et concernent d'une part, les formations de plate-forme du Kimméridgien et du Tithonien, ossature du Cap Gris-Nez, et d'autre part, les craies du Crétacé supérieur qui constituent le majestueux Cap Blanc-Nez. Ces excursions sont focalisées sur des analyses de faciès très précises permettant une application rigoureuse des concepts de la stratigraphie séquentielle dans un cadre biostratigraphique moderne.

L'organisation de ces cinq excursions autour de la région lilloise et l'étendue des thèmes abordés mettent en avant l'importance des collaborations que le laboratoire de Sédimentologie de l'Université de Lille I développe avec de nombreux instituts et universités français, belges et néerlandais, et reflètent le dynamisme et l'ouverture de notre association.



Lille - Excursions



E5 - 15-16 novembre 1993 BOULVAIN Frédéric et HERBOSCH Alain

Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques		
"F2j" et "F2d" du Frasnien belge.	р.	1

E1 - 20-21 novembre 1993 DUPONT Jean-Paul, BEAUCHAMP Jacques, BADAIRE Catherine et RYBARCSYK Hervé

E2 - 20 novembre 1993 PROUST Jean-Noël et DECONINCK Jean-Fran								
Sédimentologie des dép du Boulonnais	ôts kimméridgiens et tithoniens p. 89							
E 3 - 20 novembre 1993	ROBASZYNSKI Francis et AMEDRO François							
Cycles et séquences dan	s le Crétacé du Boulonnais p. 125							
E4 - 20-21 novembre 1993	VAN DEN BERG Janrik, JEUKEN Marie-Claire J.L., VAN GELDER André, Ad. VAN DER SPEK J.F. et VOS Peter C.							
Aspects of the evolution of the Westerschelde est	a, morphology and sedimentology tuary p. 171							



4^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Excursions, 1993, Publication ASF, Paris, n° 20, 206 p.

SEDIMENTOLOGIE ET DIAGENESE DES MONTICULES MICRITIQUES "F2J" ET "F2D" DU FRASNIEN BELGE.

Frédéric BOULVAIN¹ et Alain HERBOSCH²

 ¹⁾ Service Géologique de Belgique, 13, rue Jenner, B-1040 Bruxelles, Belgique.
²⁾ Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement, Sédimentologie et Géodynamique des Bassins, Université Libre de Bruxelles, 50, Av. Roosevelt, B-1050 Bruxelles, Belgique.



SEDIMENTOLOGIE ET DIAGENESE DES MONTICULES MICRITIQUES "F2j" et "F2d" DU FRASNIEN BELGE.

Frédéric Boulvain¹ & Alain Herbosch²

RESUME

Cette excursion présente une synthèse de la géologie des monticules micritiques "F2j" (Formation de Neuville et des Valisettes) et "F2d" (Membre de l'Arche) du Frasnien de la Belgique. Il aborde successivement la sédimentologie des édifices, l'évolution paléogéographique du bassin de sédimentation en relation avec les fluctuations eustatiques et l'évolution diagénétique des monticules et de leur encaissant. Une sélection de coupes de monticules et des faciès stratigraphiquement équivalents des zones internes de la rampe carbonatée frasnienne seront examinées.

ABSTRACT

A global view of the geology of "F2j" (Neuville and Valisettes Formations) and "F2d" (Arche Member) mud mounds from the Belgian Frasnian is presented. The paper deals successively with the sedimentology of the mounds and the paleogeographic evolution of the Frasnian ramp in relation with eustatism. Diagenetic evolution of buildups and enclosing rocks is also considered. A selection of sections from mound, peri-mound and off-mound environments will be described in detail.

A. INTRODUCTION

Depuis les études classiques de Maillieux (1913, 1926) et de Lecompte (1956, par ex.), on sait que trois générations de monticules micritiques frasniens 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 famenniens de la Fagne et du Condroz (fig. 1), seul le troisième niveau de bioconstructions est représenté ("F2j"); près de cinquante édifices y sont inclus dans les Formations de Neuville et des Valisettes. Les autres niveaux de monticules font place à des calcaires stratifiés, parfois de nature biostromale (parties moyenne et supérieure de la Formation de Philippeville, Boulvain & coll., 1993). Au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, l'ensemble du Frasnien est représenté par des sédiments argilocarbonatés stratifiés.

^{1:} Service Géologique de Belgique, 13 rue Jenner, B-1040 Bruxelles.

²: Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement, Sédimentologie & géodynamique des bassins, Université Libre de Bruxelles, 50 av. Roosevelt, B-1050 Bruxelles.



Figure 1: contexte géologique et localisation des biohermes et coupes visitées au cours de l'excursion.



Figure 2: coupe stratigraphique schématique du bassin de sédimentation frasnien.

	1 segment	2 segments	3 segments	4 segments	5 segments	6 segments
S1 Schistes à faune ap- pauvrie	sch. à lamell., brach., biocl.	sch. bioturbés	sch. laminai- res			
S2 Sch. et calc. à brach., sp., cor., crinoïdes,	<u>M</u> à spicules	<u>W, P</u> à biocl., coraux, sp.	<u>F, C</u> à coraux lamellaires	<u>M</u> bioturbés		
S3 Calc. à <i>Stromatactis</i> , spicules d'éponges	<u>M</u> à <i>Str-is</i> , spicules	<u>M</u> à Str-is, sp. bioclastes	W à biocl., spicules			
S4 Calc. à <i>Str-is</i> , coraux, crinoïdes	<u>W</u> à <i>Str-is</i> , sp., crin., coraux	W à biocl. (crin.,)				
S5 Calc. à coraux, crin., brach., <i>fen.</i> , str-pores		<u>C</u> à crin., pél., cor., str-pores	<u>P,G, R</u> à biocl crin., fén., pél.	<u>W.F</u> à crin., coraux, biocl.	<u>W</u> à Str-is, crin., fén., pél.	<u>W</u> à Str-is, spicules, pél.
S6 Calc. à brach., crin. = "nébuloïdes"	<u>G</u> à brach., pél. crinoïdes		1 = 52			
S7 Calc. à <i>fen.</i> , tabulés branchus, brach.	<u>G</u> à pél., girv. Sphaeroc.,	Wà pél., fen. tabulés branch.				
S8 Calc. à coraux, str-pores, thromb., tapis laminaires	<u>P, G, R</u> bréch. à coraux,	<u>Bi</u> à tapis laminaires, coraux,	<u>Bi</u> à péloïdes, thrombolites	<u>Ba</u> à Renalcis, Palaeomicr.		
S9 Calc. à crinoïdes	<u>R</u> , <u>G</u> bréch. à crin., biocl.	<u>G</u> à crin., pél., biocl. class.	<u>R</u> à crin., fén., biocl.	<u>R</u> à fén., crin., brach., pél.	<u>G</u> à pél., biocl. classement.	

LITHOFACIES REPRESENTATION GRAPHIQUE DU MICROFACIES

<u>Ba</u> = bafflestone, <u>Bi</u> = bindstone, <u>C</u> = coverstone, <u>F</u> = floatstone, <u>G</u> = grainstone, <u>M</u> = mudstone, <u>P</u> = packstone, <u>R</u> = rudstone, <u>W</u> = wackestone. Calc. = calcaire, Sch. = schistes.

biocl. = bioclastes, brach.= brachiopodes, branch.= branchus, bréch.= bréchique, class.= classement, cor. = coraux, crin.= crinoïdes, fén.= fénestelles, fen. = fenestrae, girv.= girvanelles, lamell.= lamellibranches, Palaeomicr. = Palaeomicrocodium, pél.= péloïdes, Ren.= Renalcis,, Sphaeroc. = Sphaerocodium, sp. = spicules, Str-is= Stromatactis, str-pores= stromatopores, thromb.= thrombolite

<u>Tableau 1</u>: présentation synthétique des lithofaciès et microfaciès des coupes du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant, avec leur représentation graphique.

<u>Tableau 2</u>: présentation synthétique des lithofaciès et microfaciès des coupes du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur, avec leur représentation graphique.

LITHOFACIES	REPRESENTATIO	N GRAPHIQUE DU	MICROFACIES
	1 segment	2 segments	3 segments
N1 Schistes et siltites argileuses	siltites	schistes silteux à bioclastes	schistes silteux bioturbés
N2 Calcaires argileux à brachiopodes, crinoï- des, bioclastes, etc	<u>P</u> bioclastiques à brachiopodes et lamellibranches	W argileux à brachiopodes	M argilo-silteux
N3 Calcaires à oncolithes coraux, lamellib., brach., stromatopores	P et <u>G</u> à oncolithes et péloïdes	W bioclastiques à péloïdes, coraux, brachiopodes, etc	
N4 Calcaires bioturbés	Pà péloïdes et bioclastes	\underline{W} et \underline{P} à péloïdes, issinelles, bioclastes	
N5 Calcaires laminaires	<u>W</u> laminaires à péloïdes et bioclastes		
N6 "Loférites"	<u>G</u> à péloïdes et fenestrae irrégulières		

 \underline{G} = grainstone, \underline{M} = mudstone, \underline{P} = packstone, \underline{W} = wackestone. brach. = brachiopodes, lamellib. = lamellibranches. Le but de l'excursion est d'illustrer la sédimentologie des monticules micritiques "F2j" et "F2d", leurs rapports avec le milieu environnant, l'évolution de ce milieu en fonction des fluctuations eustatiques et le devenir diagénétique des édifices (Boulvain, 1990, 1993; Boulvain & Coen-Aubert, 1992; Boulvain & coll., 1992).

Après un court paragraphe stratigraphique et avant d'aborder la description des affleurements qui seront visités lors de l'excursion, chacun des thèmes abordés sera traité brièvement, en insistant sur les apports récents à une étude entamée déjà depuis plus d'un siècle.

B. BIOSTRATIGRAPHIE

La stratigraphie basée sur les rugueux massifs (fig. 2) a été mise au point par Coen, Coen-Aubert & Cornet (1977) et Coen-Aubert (1982). Trois associations de rugueux massifs ou cénozones, indépendantes du faciès, caractérisent en effet la partie supérieure du Frasnien où se développent les monticules micritiques "F2j". Dans la première association (faune 1) domine *Frechastraea carinata* Scrutton, 1968 associé au conodonte Ancyrognathus triangularis triangularis Y oungquist, 1945. La faune du second assemblage (faune 2) plus variée se dégage progressivement du premier et se compose de *Frechastraea pentagona micrastraea* (Penecke, 1904), *F. limitata* (Milne-Edwards & Haime, 1851), *Phillipsastrea ananas ananas* (Goldfuss, 1826) et parfois de *P. macrommata* (Roemer, 1855). Dès que cette faune est bien individualisée, elle est associée au conodonte Ancyrognathus asymmetricus (Ulrich & Bassler, 1926). Quant au troisième assemblage (faune 3) toujours accompagné d'A. asymmetricus, il est caractérisé par l'occurrence de Frechastraea pentagona pentagona (Goldfuss, 1826), *Phillipsastrea ananas veserensis* Coen-Aubert, 1974 et Iowaphyllum rhenanum (Schläter, 1880) associés à I. mutabile Tsien, 1978, Frechastraea kaisini (Tsien, 1978), F. pentagona minima (Rozkowska, 1953) et Phillipsastrea hennahi falsa Coen-Aubert, 1987.

C. APERCU SEDIMENTOLOGIQUE ET DIAGENETIQUE

I. MODELES DE MONTICULES "F2j"

Neuf lithofaciès (S1 à S9), auxquels correspondent vingt-neuf microfaciès (tabl. 1), ont été définis sur base de l'étude sédimentologique détaillée d'une dizaine d'édifices "F2j" bien exposés dans le Massif de Philippeville et au bord sud du Synclinorium de Dinant (fig. 1). Au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, douze microfaciès se répartissent entre six lithofaciès (N1 à N6, tabl. 2), dans les sédiments stratigraphiquement équivalents aux monticules.

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

1. Les monticules du type "Les Bulants"

Ces monticules en forme de lentille applatie 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) qui s'enrichissent en éponges à leur proximité. Ces édifices ne possèdent qu'un relief modéré et de faibles pentes



Figure 3: modèles des monticules micritiques "F2j" du Massif de Philippeville: dans le bas à droite, monticule du type "Les Bulants", au-dessus à gauche, monticule du type "Les Wayons-Hautmont". La position des coupes est indiquée par un trait noir (NV: Neuville, SZ: Beauchâteau, HM: Hautmont, BL: Les Bulants, WY: Les Wayons). 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. 3):

- 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" (S6): 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 (pl. II, c). Les microfaciès correspondants sont surtout des wackestones à petits *Stromatactis*, péloïdes, spicules, crinoïdes, fénestelles;

- calcaires gris à *fenestrae* stromatactoïdes (définies comme des structures à base plane et sommet digité, cimentées par de la sparite granulaire, à la différence des *Stromatactis* qui sont cimentés par de la sparite fibreuse), tabulés branchus, brachiopodes (S7). L'établissement de ce lithofaciès correspond aussi à une forte augmentation de l'extension horizontale des édifices.

Les monticules du type "Les Bulants" sont surmontés de schistes fins, dans lesquels les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" commencent ou poursuivent leur développement.

2. Les monticules du type "Les Wayons-Hautmont"

Ces monticules forment des dômes de 60 à 80 mètres de puissance et environ 200 mètres de diamètre. Ils sont environnés dès leur niveau inférieur ou moyen de schistes fins (S1) et sont peu indentés avec leur encaissant. Ces édifices développent un relief et des pentes périphériques d'inclinaison atteignant par endroit 30°. C'est ce relief qui est responsable d'une différenciation sédimentologique horizontale qui se superpose à la différenciation verticale. Il est également à l'origine de la formation de "talus bioclastiques" embryonnaires (calcaires crinoïdiques S9). De la base vers le sommet des monticules, on observe la séquence des lithofaciès suivants (fig. 3):

- calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'éponges (S3)(pl. I, a). Au centre des édifices dominent les mudstones à *Stromatactis*;

- calcaires rouges à Stromatactis, coraux et crinoïdes (S4);

- calcaires roses et rouges à coraux, crinoïdes, brachiopodes, petits *Stromatactis*, stromatopores (S5) (pl. II, b) avec, en zone centrale des édifices, des "nébuloïdes" (S6). Les microfaciès sont représentés par des wackestones à petits *Stromatactis*, péloïdes, spicules, crinoïdes, fénestelles 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; les crinoïdes semblent avoir colonisé la zone de rupture de pente entre le fond marin et les pentes des monticules, formant par l'accumulation de leurs ossicules désarticulés 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) (pl. II, e) auxquels s'ajoutent en situation plus abritée, des calcaires gris à *fenestrae* stromatactoïdes, tabulés branchus, brachiopodes, *Trelonella* (S7) (pl. II, d); en périphérie, des calcaires roses à coraux, crinoïdes, brachiopodes, petits *Stromatactis*, stromatopores (S5), contenant par endroits de petits édifices thrombolitiques à *Renalcis* et *Palaeomicrocodium* (pl. II, f); vers l'extérieur, en direction du milieu péri-biohermal apparaissent à ce niveau des calcaires rouges à *Stromatactis*, coraux et crinoïdes (S4). Ce



<u>Figure 4</u>: courbe de variation relative du niveau marin pour la partie supérieure du Frasnien. Les lettres A, B, C et D situent les blocs-diagrammes de la figure 5 sur la courbe de variation relative du niveau marin.

lithofaciès prograde au-dessus des schistes fins à bancs crinoïdiques péri-biohermaux et marque une nette augmentation du diamètre des édifices;

- des calcaires rouges à *Stromatactis*, coraux et crinoïdes (S4) et des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'éponges (S3) formant au-dessus d'un fond durci, un "capuchon" en zone centrale des monticules.

Ces monticules sont toujours surmontés de schistes fins. Dans le cas du bioherme de Petit-Mont, à Vodelée (fig. 1), la base de l'édifice est constituée de calcaires rouges à *Stromatactis*, coraux et crinoïdes (S4) entourés de calcaires argileux (S2). Ces sédiments sont contemporains des monticules du type "Les Bulants". Les niveaux moyen et supérieur sont entourés de schistes fins (S1) et se conforment au modèle du type "Les Wayons-Hautmont".

3. Les monticules du type "Saint-Rémy"

Ces monticules en forme de dôme de 20 à 40 mètres 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.

II. CORRELATIONS SEQUENTIELLES

Après définition d'une séquence virtuelle locale, basée sur la succession des neuf lithofaciès (S1 à S9), des corrélations séquentielles (au sens de Lombard, 1972) et biostratigraphiques ont été réalisées entre les différents monticules du Massif de Philippeville, du bord sud du Synclinorium de Dinant (Boulvain & Coen-Aubert, 1989) et du Massif de la Vesdre. L'établissement d'une deuxième série virtuelle locale, pour les sédiments stratifiés du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur a permis d'étendre les corrélations séquentielles à l'ensemble du bassin de sédimentation (fig. 4). Ces corrélations tiennent compte du caractère dynamique de la réponse des monticules aux variations de leur environnement (Boulvain, 1990).

A l'échelle du Massif de Philippeville, les corrélations séquentielles montrent que les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" ont continué à se développer après que les monticules du type "Les Bulants" aient été enfouis sous des sédiments argileux.

L'analyse séquentielle sert également de base objective à une interprétation en terme de stratigraphie séquentielle (au sens de Vail & coll., 1977).

III. INTERPRETATION DES PALEOENVIRONNEMENTS

1. Origine de la pigmentation rouge de certains faciès des monticules

L'hématite responsable de la coloration rouge s'observe essentiellement sous forme de cristaux microniques dispersés dans la matrice des calcaires à *Stromatactis* et spicules d'éponges (S3), des calcaires à *Stromatactis*, coraux et crinoïdes (S4) et dans une moindre mesure des calcaires roses à coraux, crinoïdes, brachiopodes, petits *Stromatactis*, stromatopores (S5). Elle se présente aussi dans les cavités sous l'aspect de microstromatolithes et formes associées (Mamet & Boulvain, 1988) et de filaments et coccoïdes (Boulvain, 1989 b). Les

filaments ont pu être formellement attribués aux ferrobactéries du groupe Sphaerotilus-Leptothrix. Les coccoïdes pourraient quant à eux se rapprocher des Siderocapsaceae. Ces deux types de microorganismes sont microaérophiles (pl. II, g).

Des reliques de gaines bactériennes ont également été mises en évidence dans des zones peu néomorphiques de la matrice. La coloration rouge caractéristique de certains faciès biohermaux peut donc être attribuée à des communautés ferrobactériennes colonisant un environnement dysaérobique suite à une forte production locale de matière organique. La destruction des gaines bactériennes lors de la lithification est liée au néomorphisme de la micrite (Boulvain, 1989 b); dans les cavités, la précipitation de sparite a fossilisé les bactéries.

L'absence des ferrobactéries dans les faciès gris du niveau supérieur des monticules est liée à une diminution de la profondeur, responsable d'une augmentation de la turbulence, ellemême à l'origine d'une meilleure oxygénation.

2. Analyse de la microflore

L'étude systématique des monticules en lame mince a permis de décrire trois taxa nouveaux (Mamet & Boulvain, 1992): les genres *Trelonella*, *Radiosphaeroporella* et *Kleinbergella*.

L'analyse de la microflore montre qu'à chaque lithofaciès des monticules correspond une algue ou une association d'algues dominantes: les calcaires rouges à *Stromatactis*, coraux et crinoïdes (S4) sont riches en *Kleinbergella*; *Sphaerocodium* domine dans les calcaires roses à coraux, crinoïdes, brachiopodes, petits *Stromatactis*, stromatopores (S5); les calcaires gris à coraux, stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8) du coeur des édifices sont caractérisés par d'abondantes *Renalcis* et enfin, les calcaires gris à *fenestrae*, tabulés branchus et brachiopodes (S7) sont riches en *Girvanella* et *Trelonella*.

Cette séquence témoigne d'une diminution de la profondeur et d'une augmentation corrélative de l'éclairement.

3. Interprétation en termes de paléoenvironnement des faciès biohermaux et extra-biohermaux

La synthèse des données relatives à l'analyse des microfaciès (proportion de la matrice, litage, nature des organismes, diversité biologique,...), à leur répartition, à celle des algues et des bactéries ferro-oxydantes, auxquelles s'ajoutent 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, dans un environnement déficitaire en oxygène (présence des bactéries ferro-oxydantes, absence d'endofaune, pauvreté de la communauté organique: Byers, 1977). Les *Stromatactis* y dominent une faune de faible diversité.

Ces structures énigmatiques ont été définies par Dupont en 1881 (p. 266) comme "de longues bandes ou de petites masses cristallines irrégulières" fréquentes dans les "récifs de marbre rouge". En 1882 (p. 93), le même auteur en précise la description: "d'un tissu extrêmement délicat, souvent voilé par une recristallisation, son squelette présente une disposition en bandes parallèles; l'intérieur de celles-ci se divise en chambres irrégulières et perpendiculaires dont les parois ont une structure rayonnée penniforme". Lecompte (1937 p. 7)

en précise la morphologie: il s'agit d'"amas cristallins à surface inférieure subplane et à surface supérieure très digitée, régulièrement disposés en allure à peu près concordante avec les terrasses".

L'origine des *Stromatactis* reste une question périodiquement débattue dans la littérature. On trouvera dans Boulvain (1993) et Bourque & 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 bactéries et de grandes quantités de matière organique) de cavités résultant de la décomposition d'éponges (Bourque & Gignac, 1983; Bourque & 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 montre d'ailleurs fréquemment des accumulations de spicules à la base des *Stromatactis* (pl. I, a).

Suivant la teneur du sédiment en argiles et sa richesse en éléments figurés, on obtient des *fenestrae* de morphologie variée:

- petites et de faible extension verticale dans les faciès les plus riches en argiles;

- à sommet digité, base plane (*Stromatactis* s.s.) et importante extension verticale et horizontale dans les sédiments pauvres en argiles et en éléments figurés (pl. I, a; II, a);

- à base plane et sommet limité par la base d'organismes lamellaires dans les sédiments où abondent les coraux lamellaires;

- sous forme de "trains" de petits *Stromatactis* et *fenestrae* stromatactoïdes dans les sédiments riches en éléments figurés (pl. II, b).

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 (tempestite). Pour les édifices possédant un certain relief (type "les Wayons-Hautmont"), 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.

Les calcaires gris à *fenestrae* 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 quoique faible, près de la base de la zone d'action des vagues "normales" (formation d'encroûtements symétriques complexes, apparition de grainstones et formation de lithoclastes; pl. I, b) et dans la zone photique des algues vertes (*Trelonella*). 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 & Alberstadt, 1975). Cette modification de la communauté écologique coïncide avec l'apparition des tapis laminaires et des thrombolites, tous deux d'origine cryptalgaire. La disparition des bactéries ferro-oxydantes témoigne d'une bonne oxygénation du milieu.

En dehors des monticules, les schistes noduleux et calcaires argileux à brachiopodes, éponges, coraux, crinoïdes (S2) qui entourent les monticules du type "Les Bulants", 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-Hautmont" et "Saint-Rémy", traduisent un milieu anoxique, plus profond que le précédent.

4. Paléobathymétrie

Des valeurs indicatives de la profondeur de développement de certains faciès ont pu être avancées (Boulvain, 1990). Ainsi, les calcaires gris à petites *fenestrae*, tabulés branchus, brachiopodes (S7) témoignent du passage des édifices dans la zone d'action des vagues "normales".

Une certaine incertitude existe cependant sur la profondeur de cette zone, liée à des caractéristiques géométriques du bassin, aux paramètres climatiques, etc... Une valeur d'une trentaine de mètres de profondeur peut être utilisée comme base de calcul (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 à la fois:

- l'épaisseur moyenne de sédiments "décompactés" séparant ces deux faciès (pour le lithofaciès S5 par exemple, le taux de compaction a pu être estimé à 1,5);

- l'amplitude des mouvements eustatiques, dont l'estimation peut être effectuée à la fois dans les zones plus internes de la rampe et au sein même des biohermes du type "Les Wayons-Hautmont", par mesure de l'ampleur de la progradation des faciès biohermaux sur les sédiments péribiohermaux plus profonds (Longman, 1981 p. 19, Boulvain, 1990).

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 profondeur de la zone photique peut être estimée à environ 70 mètres, avec l'apparition des péloïdes, de *Sphaerocodium* et de *Renalcis*.

Ces valeurs de paléobathymétrie permettent également de supposer que le dépôt des schistes fins, en milieu dysaérobique, a eu lieu en environnement extra-biohermal à des profondeurs de l'ordre de la centaine de mètres. Ceci indique un certain confinement ou isolement du bassin de sédimentation, observation également étayée par la présence de faciès cryptalgaires au niveau supérieur des monticules et dans les zones internes de la rampe.

5. Les faciès au bord nord du Synclinorium de Dinant et aux bords sud et nord-est du Synclinorium de Namur

Une grande ressemblance de faciès et un parallélisme d'évolution caractérisent ces trois régions. On y observe au-dessus des calcaires lagunaires de la Formation de Lustin (fig. 2) ou de Huccorgne, un ensemble de schistes, calcaires argileux et calcaires appartenant à la Formation d'Aisemont. En détail, la Formation d'Aisemont comprend une unité argilo-calcaire formée sous la zone d'action des vagues "normales" (N1, N2), suivie d'une unité calcaire riche en oncolithes (pl. I, c), coraux, lamellibranches, brachiopodes, stromatopores (N3), mise en place sous forme de bancs ("shoals") dans la zone d'action des vagues "normales". La Formation d'Aisemont est elle-même surmontée de schistes.

L'intégration des données concernant les paléoenvironnements et leur évolution dans différentes zones du bassin de sédimentation permet de préciser l'évolution paléogéographique de l'ensemble de la plate-forme à l'époque considérée.

IV. PALEOGEOGRAPHIE ET ETABLISSEMENT D'UNE COURBE DE VARIATION EUSTATIQUE POUR LA PARTIE SUPERIEURE DU FRASNIEN

L'histoire sédimentaire des monticules micritiques commence avec l'ennoyage de la plate-forme carbonatée du Frasnien moyen à l'occasion d'une brusque élévation eustatique, appelée ici "1^e période d'élévation relative du niveau marin" (fig. 4 & 5). Cette hausse eustatique se marque notamment par le développement de fonds durcis au sommet de la Formation de Philippeville dans le Massif de Philippeville.

Le régime stable, "1^e période de stabilité du niveau marin", qui succède à cette hausse eustatique, voit l'installation d'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 Synclinorium de Dinant.

Ces monticules disparaissent ensuite au cours de la "2^e période d'élévation du niveau marin"; celle-ci coïncide avec un déplacement vers le nord des ceintures de faciès, l'apparition des schistes fins dans le Massif de Philippeville et le développement de fonds durcis au sommet des calcaires nodulaires par lesquels débute la Formation d'Aisemont. Certains monticules du type "Les Wayons-Hautmont" (Petit-Mont à Vodelée) ont commencé leur développement durant la "première période stable", en même temps que les monticules du type "Les Bulants". Demeurés cependant à un stade d'évolution écologique moins avancé que ces derniers (suite à une profondeur de développement plus importante), ils vont continuer leur croissance durant la "2^e période d'élévation du niveau marin", non sans subir une régression écologique (calcaires à

Stromatactis, coraux et crinoïdes surmontés de calcaires à *Stromatactis*).

Durant la "2^e période de stabilité relative du niveau marin", les biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" se développent dans le Massif de Philippeville; ils sont entourés de sédiments argileux. La nette différence de taux de sédimentation entre calcaires biohermaux et sédiments argileux extra-biohermaux est responsable du relief et des pentes périphériques des monticules de ce type.

Une baisse eustatique marquée est ensuite à l'origine d'une progradation en direction du milieu extra-biohermal des faciès plus profonds des monticules (S4) et également de l'apparition de faciès à tapis cryptalgaires dans leur zone centrale. Au cours de cette baisse eustatique, des bancs oncolithiques se mettent en place dans les zones plus internes de la rampe. Un certain confinement semble ainsi se manifester dans l'ensemble du bassin de sédimentation, confinement responsable de l'épanouissement des cyanobactéries et de la faible profondeur de la zone oxygénée à la fin du Frasnien.

Une hausse eustatique de grande ampleur, "3^e période d'élévation du niveau marin relatif", fait suite à la baisse eustatique précédente et est à l'origine de la récurrence des faciès rouges au sommet des monticules du type "Les Wayons-Hautmont", puis de leur disparition et enfin, de la généralisation de la sédimentation argileuse.

D'une manière générale, que ce soit dans le cas des monticules du type "Les Bulants" ou "Les Wayons-Hautmont", la succession écologique observée est liée à une diminution de la bathymétrie, à laquelle s'ajoute une structuration écologique correspondant à un degré croissant de maturité des communautés.



<u>Figure 5</u>: reconstitution schématique de la rampe carbonatée de la partie supérieure du Frasnien dans une région couvrant le bord nord du Synclinorium de Dinant, le Massif de Philippeville et le bord sud du Synclinorium de Dinant. Les quatres époques choisies correspondent aux points A, B, C et D de la courbe de variation relative du niveau marin à la fig. 4. "ZAV": zone d'action des vagues.

V. EVOLUTION POST-SEDIMENTAIRE DES MONTICULES "F2j"

L'évolution diagénétique des monticules micritiques et des sédiments des zones plus internes de la rampe a fait l'objet d'une analyse détaillée, couplant études pétrographiques en lumière naturelle et en cathodoluminescence et analyses chimiques et isotopiques (Boulvain, 1990; Boulvain & coll., 1992).

Une séquence diagénétique unique pour tous les biohermes "F2j" a été mise en évidence (Boulvain, 1989 a). Cette séquence (pl. I, d) débute par une calcite fibreuse radiaxiale (phase 1), suivie de calcite sparitique automorphe d'abord non luminescente (phase 2), ensuite luminescente et riche en manganèse (phase 3: MnO: moy. 1,2%, var. 0,3%; FeO non détecté; 16 échantillons), suivie elle-même de calcite xénomorphe ferrifère à luminescence terne (phase 4: MnO: moy. 0,02%, var. 0,02%; FeO: moy. 1%, var. 0,01%; 13 échantillons); la séquence se termine par de la dolomite ferrifère baroque (phase 5).

La première phase, une calcite magnésienne d'origine marine a été rééquilibrée sous l'influence de fluides à composante météorique (Boulvain, 1990), d'abord oxydants et responsables de la précipitation de la phase 2, ensuite plus réducteurs (précipitation de la phase 3). La calcite ferrifère (phase 4) et la dolomite baroque (phase 5) ont été précipitées par des fluides connés, relativement chauds et nettement réducteurs.

Cette séquence n'est complète que dans les grandes *fenestrae* des monticules (fig. 6). Dans les *fenestrae* plus petites, la calcite radiaxiale disparaît et en milieu extra-biohermal, ne subsiste plus que la calcite ferrifère et la dolomite baroque. Dans les zones plus internes de la rampe, l'influence météorique plus forte est à l'origine d'une précipitation beaucoup plus importante de la phase 2 oxydante, qui colmate la totalité de la porosité. La calcite ferrifère, abondante dans les monticules, n'apparaît dans les zones plus internes que dans les fractures.

Les phases 4 et 5 sont partout contemporaines du développement de réseaux de fractures et de phénomènes de pression-dissolution, à l'origine d'une part importante des carbonates précipités. Le néomorphisme et le rééquilibrage isotopique de la micrite sont contemporains de la précipitation de la phase 4 ferrifère (Boulvain, 1990).

Les phases successives des séquences diagénétiques observées peuvent être replacées dans le cadre général de l'évolution post-sédimentaire de la rampe carbonatée. La phase 2, au cours de laquelle s'établit un aquifère météorique, peut être datée de la régression famennienne. Cet aquifère, mis sous pression sous les schistes du Frasnien supérieur et saturé en carbonate dans ses zones supérieures, est responsable de la précipitation en abondance de calcite non luminescente dans les calcaires de la Formation d'Aisemont, au bord nord de l'aire de sédimentation. Dans les monticules, en position distale par rapport à l'aquifère, ne précipite qu'une frange de calcite non luminescente, volumétriquement mineure. Par la suite, une transgression marine (vraisemblablement la transgression carbonifère), en diminuant l'aire de recharge en eaux météoriques de l'aquifère, aurait provoqué son confinement (précipitation de la phase 3 luminescente), puis l'arrêt de la cimentation dans les monticules.

Enfin, la phase 4, typique d'une diagenèse d'enfouissement, est probablement précipitée dès le Carbonifère moyen (Boulvain, 1990, 1993).

VI. GENERALISATION DU MODELE SEDIMENTOLOGIQUE: APPLICATION AU MONTICULE "F2d" DE L'ARCHE (FRASNES)

Cet édifice, formant le Membre de l'Arche, est situé au bord sud du Synclinorium de Dinant. Il est stratigraphiquement plus ancien que les monticules "F2j" du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant (fig. 2). Il s'agit d'un monticule





micritique d'une soixantaine de mètres de puissance et d'une extension horizontale plurihectométrique. Il se développe au sein de calcaires argileux et de calcaires.

La succession des lithofaciès, relativement simple, comprend de la base du monticule jusqu'à sa partie supérieure (fig.7):

- des calcaires roses à coraux (principalement *Alveolites*), crinoïdes, brachiopodes, petits *Stromatactis*, stromatopores (S5');

- des calcaires gris à coraux, stromatopores et tapis laminaires (S8') auxquels s'ajoutent (avec une fréquence moindre) des calcaires gris à *fenestrae* stromatactoïdes, tabulés branchus, brachiopodes (S7').

Ces lithofaciès sont très proches des lithofaciès formant la partie moyenne et supérieure des monticules "F2j", hormis quelques différences mineures: l'absence des rugueux massifs et l'abondance des zebra dans le lithofaciès S5'; l'abondance exceptionnelle des tapis laminaires dans le lithofaciès S8'.

L'application du modèle paléobathymétrique développé pour les édifices "F2j" permet de supposer que le monticule de l'Arche a commencé son développement au sein de la zone photique des algues bleu-vertes, en milieu microaérophile, pour passer ensuite rapidement dans la zone photique des algues vertes, en milieu bien oxygéné et dans la zone d'action des vagues.

L'installation du monticule de l'Arche a donc eu lieu à une profondeur inférieure de plusieurs dizaines de mètres à la profondeur initiale de croissance des récifs "F2j" (fig. 8).

D. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS VISITES

I. CARRIERE DES WAYONS A MERLEMONT (carte IGNB 58/1-2, coord. Lambert X: 166,800, Y: 96,250)

Ce monticule micritique en position redressée (pendage 60°S) donne une bonne coupe de la partie inférieure des monticules du type "les Wayons-Hautmont". Au-dessus de schistes nodulaires (en contact tectonique), on peut en effet observer une vingtaine de mètres de mudstones (rarement wackestones) rouges à grands *Stromatactis*, généralement groupés en passées (fig. 10); en plaque mince, ils ne sont accompagnés que de spicules d'éponges (S3).

Ensuite, de 21 m à 27 m, avec la disparition progressive des *Stromatactis*, apparaissent des coraux, des crinoïdes, des brachiopodes, des lamellibranches (S4). Sous les organismes lamellaires, on observe fréquemment des cavités emplies de ciment fibreux. De 27 m à 37 m, les nébuloïdes deviennent fréquents (S6), ainsi que les encroûtements algaires et les péloïdes (S5). Enfin, de 37 m jusqu'à la fin de la coupe, le sédiment devient plus rosé et prend un caractère nettement bioclastique. Les crinoïdes y sont très abondants. Il s'agit donc d'une coupe relativement périphérique par rapport au coeur de calcaire gris massif (S8) (fig. 3, Wy).

II. CARRIERE DE BEAUCHATEAU A SENZEILLE (carte IGNB 57/3-4, coord. Lambert X: 158305, Y: 94335)

La fig. 11 donne la position relative des coupes A (fig. 12), B (fig. 13), C (fig. 14) et D (fig. 15) levées dans le monticule. Cet édifice du type "Les Wayons-Hautmont" est en position subhorizontale et est entamé dans ses niveaux moyen et supérieur.

La fig. 16 donne la répartition des faciès dans les quatre coupes, ainsi qu'une corrélation



<u>Figure 7</u>: coupe schématique du monticule micritique de l'Arche à Frasnes, avec la répartition des lithofaciès.



Figure 9: légende générale des colonnes lithologiques.



Figure 8: modèle général de développement paléobathymétrique des monticules micritiques frasniens ("F2j", "F2d"). D'après Bourque & Boulvain (1993), modifié.



Figure 11: bioherme de Beauchâteau: localisation des coupes A, B; C et D.



Figure 10: bioherme des Wayons: colonne lithologique et données pétrographiques.

ana literatur.	conantuons	Brachiopodes	Eenceliaepora Eposiella	autres Tabulés Fénestellidés	autres Bryozoaires	Trilobites	Ostracodes	Gastéropodes	Cricoconarides	Lamellibranches	Lam. ornementés	Foraminiteres	récentive enfortes	Rectangulines	Spinaerocodium	Sphacroc. dissous	Girbanella	Renalcis	Palaeomicrocodium	I relonella	Wéthérédelles	bioclastes	fenestrae	encroùtements algaires	encr. Algues, Coraux, Strom.	peloïdes	microbrèches	quartz	phyllites	opaques	dolomite Fe	phosphates
V. 40 . *	81 160																															
*********	155								•																						• • • •	
**************************************	145																															
* 0 + + + + + + + + + + + + + + + + + +	135		•																													
* 0 * 0 * 0 * 0 * 0 *	175		•																													
10110440 10110440 10110440 10110440 10110440 10110440 10110440 10110440 10110440 10110440 10110440 10110440 10110440 1011000 1011000 10110000000000	115																															
	105 101	•																														

structure coloration



Figure 12: bioherme de Beauchâteau: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques.

-23-





Figure 13: bioherme de Beauchâteau: coupe D: colonne lithologique et données pétrographiques.



Figure 14: bioherme de Beauchâteau: coupe C: colonne lithologique et données pétrographiques.

-24-



Figure 15: bioherme de Beauchâteau: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques.



<u>Figure 16</u>: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes A, B, C, D de Beauchâteau et corrélations lithologiques. Les lithofaciès (S1 à S9) sont représentés par la longueur des segments de droite en regard de chaque échantillon, les microfaciès sont représentés par la division des segments de droite (cf. tabl. 1). L'intensité du pigment ferrugineux est proportionnelle à la densité du pointillé des colonnes de gauche, situées à côté des colonnes lithologiques.

entre les coupes A, B et C, basée sur l'apparition de communautés algaires à *Trelonella*. Ces algues sont en place dans les coupes B et C et sous forme de débris dans la coupe A, au sein de coulées crinoïdiques couvrant le flanc du monticule.

La coupe A est située sur le flanc du bioherme (fig. 3, Sza)et recoupe, immédiatement à son contact, des grainstones crinoïdiques en bancs décimétriques (S9). Ces bancs, que séparent des joints schisteux, ont en général une surface supérieure plane et une surface inférieure irrégulièrement ondulée. Des épaississements visibles par endroit exposent des colonies coralliennes en place. Les crinoïdes sont également abondants dans les schistes, sous forme de tiges de plusieurs ossicules accolés. Leur orientation est constante et pointe vers une zone située à 20 m en retrait du panneau scié central (fig. 17). Plus haut, les schistes s'appauvrissent en crinoïdes. Seuls quelques minces bancs calcaires matérialisent encore la stratification; leur allure permet de déceler de petites failles. Vers 7 m (comptés à partir du bas de la coupe auquel est attribué une cote 0) apparaissent des bancs de calcaire argileux rouge contenant des rugueux massifs tabulaires, surmontés à leur tour de schistes fins et de schistes à nodules calcaires de quelques centimètres. Entre les schistes fins et les schistes noduleux, un banc de 20 cm contient des fragments de *Trelonella*.

La coupe D est également située en périphérie du monticule et débute par des packstones et wackestones argileux rouges à "*Phillipsastrea*", *Alveolites*, *Thamnopora*, crinoïdes, fénestelles et diverses algues (S5). Vers le haut, ces faciès s'enrichissent en crinoïdes aux dépens des coraux, puis passent à des schistes à crinoïdes et coraux. Cette coupe est très semblable à la coupe A, mais n'a pas été raffraîchie par sciage. Le sommet du bioherme, situé ici à la cote 7 m est surmonté, tout comme en A par des schistes à crinoïdes.

La base de la coupe B illustre particulièrement bien l'alternance de coverstones à crinoïdes, péloïdes, coraux, stromatopores, de rudstones bioclastiques et de wackestones à petits *Stromatactis*, péloïdes, spicules, crinoïdes, fénestelles (S5) typique de la zone centrale du niveau moyen de ce type de bioherme. Dans la partie supérieure de la coupe B apparaissent ensuite de petits édifices thrombolitiques métriques gris à *Renalcis* et *Palaeomicrocodium* (S8) (fig. 17, pl. II, f) entourés du faciès S5 rose et stratifié; cette disposition particulière des deux lithofaciès a été interprétée erronément par Monty & Van Laer (1988, p. 173), comme des remplissages de cavités (parties stratifiées rouges) entre des zones lithifiées (parties massives grises). Les édifices thrombolitiques sont périphériques au coeur principal de marbre gris, actuellement disparu par exploitation. Enfin, au sommet de la coupe dominent les wackestones à péloïdes, petites *fenestrae* et tabulés branchus contenant d'abondantes *Trelonella* (pl. II, d).

Le bioherme de Beauchâteau permet en particulier de bien observer, dans la coupe A, la progradation du faciès des calcaires rouges à coraux, crinoïdes, brachiopodes,... (S5) sur les schistes (S1) entremêlés de coulées crinoïdiques (S9), à la faveur de la baisse eustatique clôturant la "2^e période de stabilité relative du niveau marin".

III. CARRIERE DES BULANTS A NEUVILLE (carte IGNB 57/3-4, coord. Lambert X: 159,775; Y: 95,625)

Ce monticule, type des édifices "Les Bulants", est en position subverticale et permet l'examen des niveaux inférieur, moyen et supérieur du bioherme, en zone relativement périphérique. Les figures 18 et 21 donnent les observations pétrographiques et la répartition des faciès en regard de la colonne lithologique.

Au niveau inférieur du bioherme, les calcaires rouges à *Stromatactis*, coraux et crinoïdes (S4) sont nettement interdigités de calcaires argileux verdâtres à brachiopodes, spicules d'éponges, coraux et crinoïdes (S2), contrairement aux biohermes du type "Les Wayons-Hautmont". Aucune différenciation horizontale n'apparaît dans le monticule des Bulants, suite à


Figure 17: croquis schématique du sommet de la coupe B de Beauchâteau montrant la répartition des différents lithofaciès.



Figure 18: bioherme des Bulants: colonne lithologique et données pétrographiques.



Figure 19: tranchée du chemin de fer Philippeville-Mariembourg, près de Neuville: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques.

la faible valeur des pentes périphériques. On n'y observe de même aucune coulée crinoïdique de flanc.

Certains *Stromatactis* du lithofaciès S4 ont pu être attribués à des éponges lamellaires(pl. II, a). Des formes de transition entre ces éponges et des *Stromatactis* classiques ont été également observées, illustrant le processus de dégradation de la morphologie originale des cavités.

Brièvement, la coupe (fig. 18) montre, après une dizaine de mètres de wackestones argileux à brachiopodes (S2), 7 m d'une alternance de wackestones rouges à rugueux massifs et solitaires, crinoïdes et encroùtements de *Kleinbergella* (S4) et de wackestones gris verdâtre à brachiopodes, éponges et *Egosiella*. A partir de la cote 18 m, les wackestones rouges s'enrichissent en *Stromatactis* et s'appauvrissent relativement en crinoïdes; quelques packstones bioclastiques font leur apparition. Les rugueux massifs tabulaires et subsphériques restent assez abondants. De la cote 26 m à la cote 33 m, les *Stromatactis* décimétriques disparaissent au profit de réseaux de *Stromatactis* centimétriques en échelons, groupés en passées; les *Kleinbergella* sont remplacées par des *Sphaerocodium* et girvanelles (S5). Enfin, de la cote 33 m au sommet de la coupe, le calcaire prend une teinte grise et devient riche en passées de brachiopodes et crinoïdes englobés dans un ciment fibreux (nébuloïdes) (S6) et en tabulés branchus, brachiopodes et *Trelonella* (S7).

IV. COUPE DE LA TRANCHEE DU CHEMIN DE FER PHILIPPEVILLE-MARIEMBOURG, PRES DE NEUVILLE (carte IGNB 57/3-4; coord. Lambert coupe A: X: 159,125; Y: 94,850; coord. Lambert coupe B: X: 159,750; Y: 95,600)

Deux coupes ont été levées; l'une est située le long du nouveau tronçon de la ligne de chemin de fer Philippeville-Mariembourg (A, fig. 19) et débute à 1120 m au sud-ouest du pont de Neuville Nord; l'autre (B, fig. 20) est située le long du tracé ordinaire, dans un virage, à environ 250 m au sud du même pont.

Ces deux coupes permettent d'étudier l'environnement péri-biohermal d'un monticule du type "Les Bulants" et ce à la fois en situation proximale (coupe B) et distale (coupe A).

La coupe A commence, au coeur d'un petit anticlinal surbaissé, par des wackestones et packstones massifs en gros bancs à stromatopores, bioclastes, calcisphères, issinelles et paléobéréselles et se poursuit en direction du nord-est. Ces calcaires sont attribués au "F2h" (Coen & Coen-Aubert, 1976, p. 2). Ils sont surmontés d'un fond durci, témoignage ici de la hausse eustatique responsable de l'ennoyage de la plate-forme médio-frasnienne. On observe ensuite une alternance de packstones argileux à crinoïdes, brachiopodes, bioclastes, fénestelles, spicules d'éponges, rugueux massifs, gastéropodes et lamellibranches, de wackestones argileux bioclastiques avec quelques rugueux massifs et de schistes contenant quelques nodules calcaires. Cet ensemble de calcaires argileux et de schistes noduleux, représentant le fond continu de la sédimentation péri-biohermale durant la "1e période de stabilité relative du niveau marin", est surmonté par des schistes fins, avec à la base quelques petits bancs calcaires. Ces schistes surmontent également le bioherme des Bulants et témoignent de la reprise de la sédimentation après la "2e hausse eustatique". Leur épaisseur exacte est difficile à mesurer du fait d'une torsion des couches. Elle est estimée à une quarantaine de mètre. Au-dessus de ces schistes fins apparaît un ensemble de schistes noduleux à bancs calcaires d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Dans la moitié inférieure, ces schistes contiennent un grand nombre de rugueux massifs tabulaires et possèdent une couleur verdâtre lorsqu'ils sont peu noduleux et rougeâtre lorsqu'ils contiennent de nombreux petits nodules calcaires. Les bancs calcaires décimétriques, qui s'intercalent irrégulièrement, sont des grainstones bioclastiques, riches en fénestelles, ostracodes et microbrèches. Dans la moitié supérieure, la répartition des nodules et la coloration deviennent plus mêlées, tandis qu'apparaissent des bancs calcaires à crinoïdes, à





<u>Figure 20</u>: tranchée du chemin de fer Philippeville-Mariembourg, près de Neuville: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques.



Figure 21: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes des Bulants, de la tranchée de chemin de fer de Neuville (A et B) et de la tranchée d'accès sud à la carrière du Lion à Frasnes.

coraux et à spicules d'éponges. Ces schistes noduleux ont été mis en place suite à la baisse eustatique qui clôture la "2e période de stabilité relative du niveau marin" et qui a vu la progradation en direction du milieu péri-biohermal de certains faciès des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". Ils sont entremêlés de coulées bioclastiques provenant peut-être d'un monticule de ce type, actuellement non visible, mais signalé dans la littérature (Coen, 1977 p. 29). Finalement, après 1 à 2 m de schistes noduleux brunâtres, on observe des schistes fins.

La coupe B est située approximativement à 870 m de la coupe A au nord-est. Elle n'est éloignée que d'environ 175 m de la coupe du bioherme des Bulants. Les quelques passées de calcaire rougeâtre de la coupe sont attribuées à des extensions latérales de ce monticule.

La coupe commence au sommet des packstones à paléobéréselles, bioclastes et stromatopores branchus attribués à la Formation de Philippeville. La direction des couches est E-W avec un pendage de 80° S. On observe d'abord 9 m de schistes noduleux alternant avec des wackestones argileux à crinoïdes, brachiopodes, gastéropodes et lamellibranches. Par endroit, quelques péloïdes et girvanelles sont présents. De nombreuses colonies pluridécimétriques d'*Hexagonaria* sont en position de vie jusqu'à la cote 5 m. Aux environs de cette cote, les "*Phillipsastrea*" (faune 1) prennent le relais (Coen, 1977, p. 29).

De la cote 10 m à la cote 16 m, les quelques bancs de wackestones et mudstones présents dans les schistes noduleux prennent une teinte rougeâtre et contiennent des bioclastes, spicules d'éponges et *Stromatactis*. A partir de la cote 16 m jusqu'à la cote 20,5 m les bancs calcaires deviennent épais, seulement séparés par quelques joints argileux centimétriques. On y observe des packstones à girvanelles, *Trelonella* et quelques crinoïdes (S7) et même, à la cote 18 m, un banc de bindstone à tapis cryptalgaires, *Renalcis* et encroûtements algaires divers (S8), représentant l'extension maximale des faciès du niveau supérieur du bioherme des Bulants (fig. 3, Nvb). Tous ces calcaires ont une couleur sombre. Les wackestones (plus rarement packstones) qui surmontent cette unité, sont à nouveau riches en crinoïdes, brachiopodes, spicules d'éponges, et lamellibranches; quelques *Stromatactis* centimétriques y sont visibles. A partir de la cote 24 m, apparaissent des schistes fins (S1), contenant encore vers la base quelques petits bancs calcaires centimétriques.

V. CARRIERE DES CROISETTES A VODECEE (carte IGNB 58 1/2, coord. Lambert X: 164,125; Y: 98,150)

La carrière, actuellement inondée, ne permet pas d'étude systématique. La présence sur le chantier de nombreux blocs sciés dans des remplissages de cavité (sills, fig. 22 et dykes neptuniens provenant du niveau inférieur d'un monticule du type "Les Wayons-Hautmont") permet une chronologie relative et une typologie des sédiments internes. On observe successivement:

- des masses réniformes de ciment fibreux, de taille décimétrique, dans une matrice microsparitique ou dans une sparite granulaire ("spar balls");

- du microspar à pseudospar laminaire, souvent à coloration rouge ou rose, contenant quelques bioclastes ou fossiles. La taille des cavités permet la présence dans le sédiment de petits lamellibranches, brachiopodes, ostracodes, voire orthocères, souvent groupés en passées. Ce microspar laminaire semble dans un cas au moins ("griotte" supérieure du monticule de Hautmont), pouvoir se disposer le long des épontes d'une fissure verticale;

- des tapis cryptalgaires à structure grumeleuse, souvent laminaires (lamination alternante de microspar, péloïdes et pseudospar);

- des péloïdes à contour irrégulier et des microbrèches. Ces éléments figurés de 0,2 à 1 mm sont



("C") et en concrétions fibreuses réniformes ("r"); on observe aussi des sédiments internes microsparitiques ("m") et un pseudospar rosé contenant Figure 22: sill neptunien dans les calcaires rouges à Stromatactis, coraux, crinoïdes (S4). Remarquer les petites failles inverses (flèches) témoignant de compressions latérales, responsables de l'ouverture du sill. L'essentiel des sédiments internes consiste en crinoïdes, fréquemment granoclassés des structures dendritiques centripètes ("d"). En noir, la sparite fibreuse; en pointillés, la matrice; "À": Alveolites; "P": "Phillipsastrea". La zone hachurée n'est pas détaillée. Bloc, carrière des Croisettes. souvent fortement hématitisés;

- un pseudospar rosé à structures micritiques dendritiques qui rappellent le Genre *Frutexites*. Ce sédiment se dispose au toit des cavités avec une croissance nettement centripète;

- des microstromatolithes ferro-oxydants (Mamet & Boulvain, 1988), recouverts par un sédiment interne microsparitique (sills) ou cimentés par du ciment fibreux (dykes);

- un sable crinoïdique (grainstones à crinoïdes), montrant des laminations centimétriques irrégulières;

- des argiles laminaires rouges;

Chronologie des remplissages, discussion

- pour une raison géométrique évidente, il n'est pas étonnant de constater que les sills neptuniens renferment plus souvent des sédiments internes que les dykes et que ces derniers sont plus souvent cimentés que les sills;

- la nature des sédiments internes témoigne d'une fissuration synsédimentaire, contemporaine de l'édification des monticules; il peut s'agir de sable bioclastique par exemple, équivalent du lithofaciès des calcaires gris stratifiés à crinoïdes (S9).

- le sable crinoïdique semble être l'un des sédiments internes les plus tardifs, suivi des argiles rougeâtres; les concrétions fibreuses réniformes sont précoces et précèdent tout autre type de remplissage. Les microstromatolithes ferro-oxydants, même cimentés par de la calcite fibreuse, semblent être des structures précoces puisqu'ils peuvent être surmontés de sédiments contemporains de la fin de l'édification biohermale.

VI. CARRIERE DU HAUTMONT A VODELEE (carte IGNB 58/1-2, coord. Lambert X: 175,200; Y: 95,000)

Cette carrière, actuellement en exploitation, est l'une des seules où subsiste du marbre gris (lithofaciès S8). Le bioherme, type des édifices "Les Wayons-Hautmont", est en position subhorizontale pour la partie affleurant actuellement. Le contact avec les schistes encaissants est en général tectonique, sauf dans la tranchée d'accès ouest.

Stratigraphiquement au-dessus du marbre gris (S8), on peut également observer quelques mètres de calcaires rouges à coraux et *Stromatactis* (S4 ou "griotte supérieure") qui passent progressivement, dans la tranchée d'accès ouest, à des schistes rougeâtres à bancs calcaires puis à des schistes fins. Cette récurrence des faciès microaérophiles et plus profonds matérialise la 3e période d'élévation du niveau marin.

Six coupes dans l'édifice ont été levées et échantillonnées, cinq perpendiculairement à la stratification et une latéralement au sein d'un même ensemble de bancs. Toutes les coupes peuvent être raccordées lithostratigraphiquement. Nous examinerons principalement la coupe B (fig. 23, fig. 3: Hmb).

Cete coupe part du coeur du bioherme pour aboutir dans les schistes fins qui surmontent l'édifice. Elle recoupe d'abord 7 m de bindstones et packstones gris à *Renalcis*, *Sphaerocodium*, rugueux massifs subsphériques ou bulbeux, stromatopores lamellaires, tabulés branchus, péloïdes et tapis laminaires cryptalgaires (S8). Au-dessus du marbre gris, le passage à la "griotte" est assez progressif, avec des wackestones roses à coraux, crinoïdes et brachiopodes (S5) sur 2 à 5 m. Ensuite, avec l'apparition des *Stromatactis*, des crinoïdes en grand nombre et



Figure 23: colonne lithologique et données pétrographiques de la coupe B de Hautmont.

des spicules d'éponges (S4), on constate la disparition progressive des algues, des encroûtements et des péloïdes. La "griotte" est très argileuse, avec plusieurs joints centimétriques de grande extension latérale.

VII. CARRIERE DU PETIT-MONT A VODELEE (carte IGNB 58/1-2, coord. Lambert X: 175,625; Y: 95,000)

Le monticule de Petit-Mont (en position redressée, pendage 60°S) n'est situé qu'à 500 m de centre à centre de celui du Hautmont. La paroi E présente une bonne coupe de 60 m partant de la base de l'édifice, une surface ondulée fermant la carrière au nord-est, jusqu'à une terrasse horizontale sciée de 12 m de longueur en contact tectonique avec les schistes fins sommitaux. Deux coupes ont été levées (fig. 24, fig. 3: PM), l'une le long du plan d'eau (proche de l'axe du monticule), l'autre en suivant la ligne de crête de l'édifice (périphérie du monticule); la comparaison des coupes permet d'observer la nette augmentation d'épaisseur de l'édifice, et la répartition préférentielle des *Stromatactis* en zone axiale.

La terrasse horizontale permet d'observer une coupe dans la partie sommitale du coeur de ce monticule du type "les Wayons-Hautmont". On y observe une succession de bindstones, wackestones et packstones à tapis laminaires, *Hankaxis mirabilis*, thrombolites, péloïdes, encroûtements algaires (*Sphaerocodium*, girvanelles), bioclastes, avec des niveaux bréchifiés contenant des crinoïdes (S8). Ce lithofaciès est surmonté d'un fond durci, témoin de la 3e phase d'élévation du niveau marin, au-dessus duquel réapparaissent des wackestones et packstones roses et rouges (S5). On y observe des fragments remaniés de calcaire gris, puis des *Alveolites* et des "*Phillipsastrea*" subsphériques à tabulaires, des tabulés branchus, des rugueux solitaires, des brachiopodes et des crinoïdes.

VIII. COUPE DE LA TRANCHEE D'ACCES SUD A LA CARRIERE DU LION, A FRASNES (carte IGNB 57/7-8, coord. Lambert X: 160,200; Y: 84,550)

Nous examinerons maintenant une coupe située au bord sud du Synclinorium de Dinant, couvrant l'intervalle stratigraphique qui correspond au développement des monticules du Massif de Philippeville.

La coupe (fig. 25) débute contre le flanc ouest du bioherme "F2h" du Lion (Membre du Lion) et se poursuit le long de la tranchée d'accès sud, en direction du NNW (direction approximativement NE-SW, pendage environ 45° N). Les 4 premiers mètres de schistes noduleux (42 % de calcite, 58 % d'insolubles) (Membre de Boussu-en-Fagne) sont très riches en *Hexagonaria*, parfois retournées, crinoïdes et bioclastes. Il s'y ajoute quelques brachiopodes, tabulés branchus et fénestelles. Le passage à des schistes fins à nodules calcaires décimétriques nettement individualisés et bancs calcaires de quelques centimètres d'épaisseur est brutal. Ces schistes fins (6 à 8 % de calcite) se poursuivent à peu près jusqu'à la cote 37 m. Plusieurs types de bancs et nodules calcaires s'y rencontrent: certains sont constitués de micrite pure et d'origine diagénétique; d'autres sont des grainstones à fénestelles, crinoïdes, brachiopodes, gastéropodes et bioclastes. Ces bancs ont parfois un sommet plan et une base onduleuse; beaucoup montrent des variations latérales d'épaisseur. A la cote 22,5 m, un banc décimétrique possède une lamination en "auges et mamelons" ("hummocky cross stratification"). Ces bancs de grainstone bioclastique sont des tempestites, mises en place suite à des augmentations temporaires de la turbulence.

A partir de la cote 37 m, base de la Formation de Neuville, les schistes se chargent plus fortement en nodules calcaires centimétriques mal individualisés et deviennent plus calcaires (10 % de calcite); on remarque même des bancs de mudstone rougeâtre à crinoïdes, brachiopodes,



fénestelles, bioclastes et spicules d'éponges (cotes 40 m à 44 m). Ces calcaires argileux possèdent la même séquence diagénétique que les monticules micritiques du type "Les Bulants", dont ils sont par ailleurs contemporains. Ensuite, jusqu'à la cote 50,5 m, ces bancs calcaires sont remplacés par de petits nodules centimétriques grisâtres dans du schiste verdâtre. A partir de la cote 50,5 m jusqu'à la fin de l'affleurement, on retrouve des schistes fins à nodules décimétriques bien individualisés.

IX. MONTICULE DU FORT-CONDE A GIVET

Ce petit édifice, du type des monticules "Saint-Rémy" du bord sud du Synclinorium de Dinant, expose plusieurs dizaines de mètres de mudstones rouges à *Stromatactis* (S3), souvent groupés en passées (fig. 26). La plupart des monticules qui se sont développés au bord sud du Synclinorium de Dinant pendant la "le période de stabilité relative du niveau marin", sont ainsi constitués. Situés plus au sud et en milieu plus profond que les monticules du type "Les Bulants" qui leur sont contemporains, ils n'ont pas connu la même évolution écologique et sont demeurés durant tout leur développement sous la zone photique, dans un milieu microaérophile (présence de bactéries ferro-oxydantes, pauvreté de la communauté benthique, absence de fouisseurs). La communauté organique comprend donc uniquement des éponges (à l'origine des *Stromatactis*) et des bactéries ferro-oxydantes et carbonatogènes. Ces monticules ont disparu lors de la "le période de hausse relative du niveau marin".

X. CARRIERE DE L'ARCHE A FRASNES (carte IGNB 57/7-8, coord. Lambert X: 159,300; Y: 84,300)

Ce monticule d'âge frasnien "F2d" (Membre de l'Arche) est entaillé par deux exploitations: l'une située dans la zone centrale de l'édifice (A, fig. 7) et l'autre en zone relativement périphérique, deux cent mètres au nord-est de la première (B).

La base de l'édifice est visible en plusieurs endroits (pendage 30° SE) et les faciès prébiohermaux sont particulièrement spectaculaires: il s'agit de schistes et de calcaires argileux riches en crinoïdes, brachiopodes, *Alveolites* lamellaires et buissons métriques de *Disphyllum*. Ensuite apparaissent brutalement des floatstones, des coverstones et des bindstones à matrice rougeâtre, *Alveolites, Stromatactis,* crinoïdes, rugueux solitaires, brachiopodes, péloïdes et *Sphaerocodium*, rappelant nettement le faciès S5, hormis l'abondance inhabituelle des zebra. Ce lithofaciès, épais d'une vingtaine de mètres (coupe A) s'enrichit progressivement en stromatopores lamellaires. On observe ensuite une disparition progressive du pigment ferrugineux et l'apparition de bindstones cryptalgaires à stromatopores lamellaires, tabulés branchus, brachiopodes, crinoïdes et bryozoaires (S8'). Par endroits s'observent des *Paralitanaia* et des *Radiosphaeroporella* (S7').

La coupe B se différencie de la coupe A par l'apparition plus tardive des faciès S7' et S8' (progradant sur les faciès S5') et par un caractère bioclastique plus affirmé.

BIBLIOGRAPHIE

F. Boulvain (1989 a):

Observations sur la cimentation des biohermes de "marbre rouge" du Frasnien franco-belge.-Ann. Soc. Géol. Belgique, 112 (1), 137-149.



Figure 26: colonne lithologique et données pétrographiques de la coupe du bioherme de Fort-Condé à Givet.

x

F. Boulvain (1989 b):

Origine microbienne du pigment ferrugineux des monticules micritiques du Frasnien de l'Ardenne.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 112 (1), 79-86.

F. Boulvain (1990):

Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques frasniens "F2j" de Belgique. Thèse de Doctorat Sc., Université Libre de Bruxelles, 535 pp.

F. Boulvain (1993):

Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques frasniens "F2j" de l'Ardenne.- Service géologique de Belgique Prof. Pap., n°260, 450 pp.

F. Boulvain & M. Coen-Aubert (1989):

Modèle sédimentologique des monticules micritiques de la partie supérieure du Frasnien du Massif de Philippeville et corrélations séquentielles avec le bord nord du Synclinorium de Dinant (Belgique).- C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II, 81-87.

F. Boulvain & M. Coen-Aubert (1992):

Sedimentologie, diagenèse et stratigraphie des biohermes de marbre rouge de la partie supérieure du Frasnien belge (compte-rendu de la session extraordinaire des sociétés géologiques belges les 14 et 15 septembre 1990).- Bull. Soc. belge Géol., 100 (1-2), 3-55.

F. Boulvain, A. Herbosch & E. Keppens (1992):

Diagenèse des monticules micritiques de la partie supérieure du Frasnien du Synclinorium de Dinant (Belgique, France).- C. R. Acad. Sci. Paris, 315, II, 551-558.

F. Boulvain, M. Coen, M. Coen-Aubert, P. Bultynck, J.-G. Casier, L. Dejonghe & F. Tourneur (1993):

Les Formations frasniennes du Massif de Philippeville.- Service Géologique de Belgique Prof. Paper 1993/1 (n° 259), 37 pp.

P.A. Bourque & H. Gignac (1983):

Sponge-constructed stromatactis mud mounds, Silurian of Gaspé, Québec.- J. of Sedim. petrol., 53 (2), 521-532.

P.A. Bourque & F. Boulvain (1993):

A model for the origin of red stromatactis limestone of Paleozoic carbonate mounds.- J. of Sedim. Petrology, ss. presse.

C.W. Byers (1977):

Biofacies patterns in euxinic basins: a general model.- In H.E. Cook et P. Enos (éds.): Deepwater carbonate environments, S.E.P.M. Sp. Publ., n^2 25, 5-17.

M. Coen (1977): Le Givetien et le Frasnien dans le contournement routier de Philippeville. Comparaison avec la coupe de Neuville.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 100, 23-30.

M. Coen & M. Coen-Aubert (1976):

Conodontes et coraux de la partie supérieure du Frasnien dans la tranchée du chemin de fer de Neuville (Massif de Philippeville, Belgique).- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, 50 (8), 7 pp.

M. Coen, M. Coen-Aubert & P. Cornet (1977): Distribution et extension stratigraphique des régifs à "Phillinga

Distribution et extension stratigraphique des récifs à "Phillipsastrea" dans le Frasnien de l'Ardenne.- Ann. Soc. Géol. Nord, XCVI (4), 325-331.

M. Coen-Aubert (1982):

Rugueux solitaires du Frasnien de la Belgique.- Bull. Inst. r. Sc. nat. Belgique, Sc. de la Terre, 54 (6), 1-65.

E. Dupont (1881):

Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique.- Bull. Acad. r. Belgique, 3° série, II, 264-280.

E. Dupont (1882): Les îles coralliennes de Roly et de Philippeville.- Bull. Mus. r. Hist. nat. Belgique, I, 89-160.

E. Flügel (1982): Microfacies analysis of limestones.- Springer Verlag, 633 pp.

M. Lecompte (1937):

Contribution à la connaissance des récifs du Dévonien de l'Ardenne. Sur la présence de structures conservées dans des efflorescences cristallines du type "Stromatactis".- Bull. Mus. r. Hist. nat. Belgique, XIII (15), 13 pp.

M. Lecompte (1956):

Quelques précisions sur le phénomène récifal dans le Dévonien de l'Ardenne et sur le rythme sédimentaire dans lequel il s'intègre.- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, XXXII (21), 39 pp.

A. Lombard (1972): Séries sédimentaires -Genèse - Evolution.- Masson & Cie, 425 pp.

M.W. Longman (1981):

A process approach to recognizing facies of reef complexes.- In D.F. Toomey (éd.): European fossil reef models, SEPM Sp. Publ., 30, 9-40.

E. Maillieux (1913):

Nouvelles observations sur le Frasnien et en particulier sur les paléorécifs de la plaine des Fagnes.- Bull. Soc. belge Géol., XXVII, 67-104.

E. Maillieux (1926): Contribution à l'étude du "Massif" de Philippeville.- Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydrol., 36, 86-112.

B. Mamet & F. Boulvain (1988):
Remplissages bactériens de cavités biohermales frasniennes.- Bull. Soc. belge Géol., 97 (1), 63-76.

B. Mamet & F. Boulvain (1992): Microflore des monticules micritiques frasniens "F2j" de Belgique.- Rev. de Micropaléontologie, 35 (4), 283-302.

C.L.V. Monty & P. Van Laer (1988): The Upper Devonian mud mounds from the south western Dinant Synclinorium.- *In* 9th IAS Eur. Reg. Meeting on Sedimentology excursion guidebook (A. Herbosch éd.), 157-176.

P.R. Vail, R.M. Mitchum, Jr. & S. Thompson, III (1977):

Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap.- *In* C.E. Payton (éd.): Seismic stratigraphy, application to hydrocarbon exploration, Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 26, 63-81.

K.R. Walker & L. Alberstadt (1975): Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities.- Paleobiology, 1, 238-257.

M.W. Wallace (1987):

The role of internal erosion and sedimentation in the formation of Stromatactis mudstones and associated lithologies.- J. Sedim. Petrol., 57 (4), 695-700.

Planche I

a: réseau spiculaire et *fenestrae* stromatactoïdes (centre de la photo) surmontés d'un *Stromatactis*, cimenté par de la calcite radiaxiale. La cavité à l'origine du *Stromatactis* résulte de la migration dans le sédiment du vide laissé par la disparition de l'éponge (effet de fontis). Lame mince HMC 17, négatif; coupe C de Hautmont.

b: grainstone bréchique à fragments de tapis cryptalgaires et encroùtements de *Sphaerocodium* (S8). Lame mince HMP 11, lumière analysée, niveau supérieur du bioherme de Hautmont, coupe P.

c: grainstone dolomitisé à oncoïdes et péloïdes. La dolomite ferrifère (phase 5 de la séquence diagénétique) se localise principalement dans les oncoïdes. Lame mince LU 29, lumière analysée. Unité calcaire de la Formation d'Aisemont, coupe de Lustin, bord nord du Synclinorium de Dinant.

d: séquence diagénétique type dans un *Stromatactis* en cathodoluminescence. "1": calcite radiaxiale (phase 1), "2": calcite automorphe non luminescente (phase 2), "3": bordure luminescente de la calcite automorphe (phase 3), avec début de stabilisation par la phase suivante, "4": calcite xénomorphe à luminescence plus terne (phase 4). Lame mince CD 29, bioherme de Fort-Condé, fig. 26, Givet.



Planche II

a: *Stromatactis* régulier - éponge lamellaire dans des calcaires rouges à *Stromatactis*, coraux, crinoïdes (S4). Carrière des Bulants, niveau inférieur du bioherme, cote 18 m de la coupe fig. 18. Chaque graduation du crayon vaut 1 cm.

b: wackestone à *fenestrae*, crinoïdes, péloïdes, bioclastes (S5). Remarquer la forme irrégulière de la *fenestra*, liée à l'hétérogénéité du sédiment. Lame mince TP 44, lumière analysée; bioherme de Tapoumont, Neuville.

c: passée "nébuloïde" grise riche en petits brachiopodes (centre de la photo) dans des calcaires rouges à coraux, crinoïdes, brachiopodes, petits *Stromatactis* et stromatopores (S5). Sous le "nébuloïde", on remarque des trains de petits *Stromatactis* en relais. Carrière des Bulants, niveau moyen, cote 29 m de la coupe fig. 18. Chaque graduation du crayon vaut 1 cm.

d: packstone à bioclastes de *Trelonella* et petites *fenestrae* irrégulières (S7). Lame mince SZ 22', lumière analysée; Beauchâteau, coupe B, fig. 15.

e: bindstone à tapis grumeleux, bioclastes de coraux, *Sphaerocodium* (S8). Remarquer le fort néomorphisme de la micrite, caractéristique du lithofaciès. Lame mince HML 1, lumière analysée; bioherme du Hautmont.

f: bafflestone à *Renalcis* (noir), thrombolite ("t"), *Palaeomicrocodium* ("P"), ostracodes ("O") (S8). Lame mince SZ 38, lumière analysée; Beauchâteau, coupe B, fig. 15. Le bas de la lame est exceptionnellement à gauche.

g: Bactéries ferro-oxydantes frasniennes: gaines hématitisées de Bactéries du groupe *Sphaerotilus-Leptothrix* et coccoïdes, fossilisés dans une sparite granulaire. Lame mince polie, immersion d'huile, lumière analysée; échantillon RFX, Rochefontaine, niveau moyen du bioherme.

h: perforations (flèches) affectant un wackestone-packstone argileux à brachiopodes et bioclastes (N2). Base de la Formation d'Aisemont. Lame mince LU 9, lumière analysée; coupe de Lustin, bord nord du Synclinorium de Dinant.

Planche II





4^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Excursions, 1993, Publication ASF, Paris, n° 20, 206 p.

LA CÔTE PICARDE : BILAN SÉDIMENTAIRE ET AMÉNAGEMENT DU LITTORAL EN DOMAINE MACROTIDAL.

Jean-Paul DUPONT¹, Jacques BEAUCHAMP², Catherine BADAIRE² et Hervé RYBARCSYK³

 Département de Géologie, Université de Rouen, BP 118, 76 134 Mont-Saint-Aignan cedex, France
²⁾ Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie du Littoral, Université de Picardie Amiens, 80 039 Amiens cedex, France
³⁾ G.E.M.E.L. Picardie, Station d'Etudes en Baie de Somme, 80 230 St Valery sur somme

LA COTE PICARDE: BILAN SEDIMENTAIRE ET AMENAGEMENT DU LITTORAL EN DOMAINE MACROTIDAL

HORAIRE PREVISIONNEL

SAMEDI 20 NOVEMBRE 1993

- 8 heures: départ de Villeneuve d'Ascq
- 11 heures: arrivée à Cap Hornu, installation
- 12 heures: déjeuner à St Valery
- 13 h 30: départ de l'excursion St Valery - Ault
- 14 h.: Arrêt nº 1: Ault
- 15 h 30: Arrêt n°2: Brighton
- 16 h 30 : Arrêt nº 3: Le Hourdel
- 17 h 30: Visite et présentation de la Station d'Etudes en Baie de Somme
- 19 h : Retour à Cap Hornu; repas; nuitée.

DIMANCHE 21 NOVEMBRE 1993

- 8 h 30:	départ de l'excursion
	Arrêt nº 4: Cap Hornu
- 10 h:	Arrêt n° 5: Le Crotoy: bassin des chasses et estran
- 12 h:	Repas au Crotoy
- 14 h:	Arrêt nº 6: Quend-Plage
- 15 h	Arrêt nº 7: Embouchure de la Maye
- 16 h:	Arrêt nº 8: Carrière de St Firmin
- 17 h:	Fin de l'excursion
	Retour à Amiens à 18 h 30.

1. PRESENTATION DU LITTORAL PICARD (J. BEAUCHAMP)

La façade maritime de la Picardie s'étend sur près de 40 km, depuis Mers-les-bains, au Sud, jusqu'à la baie de l'Authie, au Nord. La morphologie de la côte est variée. Au Sud, c'est le prolongement des falaises crayeuses du Pays de Caux qui s'ennoie au delà d'Ault. Lui fait suite une vaste plaine maritime, les Bas-Champs, bordée d'un cordon de galet doublé plus haut d'un cordon dunaire. La large et profonde entaille de l'embouchure de la Baie de Somme sépare les Bas-Champs de la côte sableuse du Marquenterre ourlée de dunes fixée par la forêt de pins à l'intérieur. L'embouchure de la rivière Authie met fin à ce domaine (Fig. 1-1 et 1-2). Cette portion de côte trés plate a été conquise par l'homme et reste exposée à l'invasion marine à chaque conjonction des forts coefficients de marée et des tempêtes. Elle rappelle beaucoup la morphologie des côtes néerlendaises dont elle reprend localement la zonation (slikke, schorre).

La vocation de cette zone côtière et son intérêt sont multiples. Nous distinguerons trois volets principaux: économiques, touristiques et scientifiques.

L'échancrure de la Somme a déterminé depuis longtemps l'installation d'aménagements portuaires en dépit de la gène provoquée par le colmatage naturel de l'estuaire. Bien que les navires aient remonté le fleuve jusqu'à Abbeville encore au début du siècle, le principal établissement maritime de la Baie fut celui de Saint Valery; c'est de là que partit pour l'Angleterre Guillaume le Conquérant; dès le XIIIème siècle, le trafic y était important pour atteindre une pointe à la fin de la première guerre mondiale; une centaine de bateaux de commerce y entrait encore en 1979. Depuis lors, conséquence des difficultés d'accès et de la concurrence des autres ports de la Manche, l'activité s'est ralentie et Saint Valery s'est transformé en port de plaisance (Fig. 1–3).

Sur l'autre rive de la baie se trouve le port du Crotoy, implantation romaine qui connu une période faste au cours du moyen-âge. Mais les travaux d'aménagement du chenal de la Somme, au siècle dernier, mirent fin à son activité commerciale. C'est de nos jours un petite port de pêche qui s'est également reconverti à la navigation de plaisance.

A l'entrée de la Baie, le port de pêche du Hourdel est une implantation plus récente justifiée par sa meilleure accessibilité.

La pêche à pied est une activité traditionnelle pratiquée dans la Baie. Les gisements naturels de coques en constituent la principale ressource; l'implantation d'une station d'élevage a été projetée le long de la côte du Marquenterre. La collecte des moules est également pratiquée sur la plateforme crayeuse au large des falaises d'Ault. En fait, l'activité conchylicole proprement dite intéresse surtout la moule élevée sur bouchot au Sud de Quend.

La pêche au large se pratique au chalut pour les crevettes et les poissons ,comme les merlans, les mulets et les poissons plats. Elle se fait au filet dérivant pour les harengs et à la drague pour les coquillages.

Un autre aspect de l'activité économique est représenté par l'exploitation des galets. Un premier secteur de prélèvement est situé sur le coté interne du cordon au Sud de Cayeux, une seconde extraction exploite les cordons anciens s'alongeant au Nord du Crotoy. Ces galets, provenant de l'abrasion des silex de la craie, sont utilisés tels quels comme matériaux de construction et de décoration. Les galets parfaitement ronds et homogènes sont destinés aux broyeurs industriels. Une autre partie est broyée. Les granulats clairs obtenus sont employés à la confection des enrobages bitumeux des routes et de certains bétons. Les poudres servent à la filtration et à la fabrication de toiles et papiers abrasifs. La poudre siliceuse calcinée (cristobalite) entre dans la composition des céramiques, des peintures...



Figure 1-1: Itinéraire de l'excursion



Figure 1-2: La Baie de Somme vue par le satellite SPOT (copyright CNES/Distribution SPOT image, traitement J. Beauchamp)



Figure 1-3: Le littoral picard en 1745 (carte de Ph. Buache aimablement communiquée par F. Vignon)

L'activité rurale a profondément modifié le paysage. L'histoire de la plaine maritime picarde n'est faite que d'une succession d'endiguement (renclôtures) visant à récupérer une surface agricole toujours plus grande au dépend du domaine marin. Ces polders, ou Bas Champs, convenablement drainés constituent des terres de culture et des zones d'élevage qui s'étendent jusqu'au schorre (moutons de pré salé). Les Bas Champs de Cayeux couvrent une surface de plus de 4000 ha.

Une des objectifs prioritaires de l'aménagement de la côte picarde concerne la politique de promotion touristique.

La vocation touristique de cette côte s'est révèlée récemment. La vogue des bains de mer à la fin du siècle dernier a déterminé d'abord l'urbanisation de la côte rocheuse, à Mers et Ault-Onival. Puis les villégiatures se sont étendues à Cayeux et ont gagné la baie et la côte sableuse septentrionale: développement de St Valery et le Crotoy, implantation de Quend plage et Fort Mahon.

Plus que la baignade proprement dite, limitée en saison à moins de la pratiquer en espace couvert ("Aqualand" de Fort Mahon), ce sont les sports de plein air qui ont les faveurs des visiteurs: équitation et tous les "sports de vent", cerf-volant, char à voile et planche à voile, qui sont pratiqués été comme hiver sur la côte septentrionale.

La halte que constitue la Baie de Somme sur le trajet des grandes migrations d'oiseaux a permis la mise en place du parc ornithologique du Marquenterre et de la Maison de l'Oiseau, qui attirent plus d'une centaine de milliers de visiteurs par an, mais c'est l'activité de chasse qui bénéficie surtout de cette situation. La chasse au gibier d'eau s'effectue en particulier à l'affût dans des huttes, souvent trés confortables, dissimulées à proximité d'un plan d'eau artificiel. La multiplicité de ces étangs modifie profondément la morphologie du schorre. Le gibier à poil est chassé dans le parc du Marquenterre. Le projet d'extension du parc ornithologique en réserve naturelle succite guère d'enthousiasme.

La particularité et la variabilité des milieux naturels rencontrés le long de cette côte a déterminé de nombreuses études scientifiques, particulièrement dans les domaines de la biologie, l'écologie animale et végétale, la géomorphologie et l'hydrogéologie littorale, qui se sont concrétisées dans l'installation du Parc ornithologique du Marquenterre et la Station d'Etudes en Baie de Somme. Une réserve cynégétique a été mise en place sur le domaine public maritime entre les baie de la Somme et de l'Authie. Le Parc ornithologique et la réserve devraient être appelées à s'étendre en Baie de Somme et à se transformer en une vaste réserve naturelle englobant une partie du domaine boisé du Marquenterre où pourront être mieux protégées, outre les espèces d'oiseaux et de mammifères (cas de la petite population de phoques moines), les espèces végétales des mollières et des dunes.

La Station d'Etudes en Baie de Somme, depuis sa fondation en 1971, a coordonné les recherches scientifiques dans la baie. Elle sert de camp de base pour les chercheurs en écologie animale et végétale, biologie marine, ornithologie, sédimentologie et accueille de nombreux stagiaires.

Le littoral picard est une zone en constante évolution et le bilan sédimentaire y est contrasté. Les côtes en cours d'érosion encadrent la baie de la Somme et celle de l'Authie où la sédimentation prédomine (Fig. 1-4).



Figure 1-4: Bilan sédimentaire sur le littoral picard de 1835 à 1973 (d'après un rapport de l'OREAP)

2. CONTEXTE SEDIMENTAIRE GENERAL (J.P. DUPONT)

Mise en place des paléovallées fluviatiles

Lors des épisodes glaciaires du Quaternaire, l'exondation de la Manche orientale a permis le creusement et la mise en place d'un remplissage fluviatile dans un système de paléovallées cartographiées par J.P. Auffret et al, 1982 (Fig. 2.1).



Figure 2.1. - Paléovallées fluviatiles en Manche Orientale (d'après J.P. Auffret et al, 1982)

Réorganisation tidale, en Manche orientale, de la couverture sédimentaire au cours de la transgression flandrienne (Fig. 2.2)

Au cours de la transgression flandrienne, les courants de marée sont responsables de la mobilisation de la fraction fine et des sédiments sableux superficiels des terrasses fluviatiles submergées.

Dès l'immersion du Pas de Calais, nous pouvons penser que les circulations résiduelles tendent vers le modèle courantologique actuel (Salomon et al, 1990). Celui-ci montre la circulation résiduelle principale reliant le domaine atlantique à la Mer du Nord. Cette tendance hydrodynamique générale est à l'origine d'un transit sédimentologique général en direction de la Mer du Nord via les bancs sableux très mobiles du Pas de Calais (Augris et al, 1990).

Dans ce contexte hydrodynamique, les zones de plus faibles courants correspondent à un élargissement relatif du "chenal Manche" et, sont le siège d'un piègeage transitoire des sables.

Latéralement, la pénétration marine dans les basses vallées est à l'origine de courants induits par le transfert des volumes oscillants de remplissage et de vidange des domaines estuariens exondables. En matière de transport sédimentaire, la compétence du flot (remplissage) étant légèrement supérieure à celle du jusant (vidange), ce processus transgressif est à l'origine du piègeage préférentiel de dépôts sableux à l'entrée des basses vallées (Auffret et al, 1982) et, principalement celles, situées dans les secteurs "élargis", à faibles courants de marée. Il en est ainsi du Banc de Seine en Baie de Seine et du prisme sédimentaire sableux de près de 30m d'épaisseur devant les plaines maritimes picardes. Ce dernier est constitué de nappes progradantes de sables fins quartzeux qui, au sein des deltas de marée, progressent vers les domaines estuariens internes qu'ils contribuent à colmater.



Figure 2.2 - Réorganisation tidale de la couverture sédimentaire de Manche Orientale au cours de la transgression flandrienne (cadre de localisation de la fig.2.3): 1- Pénétration marine, 2- Direction résiduelle des courants de marée, 3- Accumulations sableuses holocènes, 4- Remplissage des paléovallées fluviatiles, 5-Erosion marine en phase transgressive.

Mise en place d'une barrière littorale

Au cours de la dernière transgression, les accumulations sableuses précédemment décrites se développent et progressent vers la côte. Elles constituent bientôt un obstacle hydrodynamique à la progression des fortes houles dominantes d'Ouest dans le golfe normand-picard.

Ce processus est alors à l'origine de la mise en place d'une barrière littorale (Fig.2.3) qui est édifiée par la houle en aval de l'ancienne ligne de rivage (falaises mortes). Cette barrière littorale sépare les domaines marins externes sableux des plaines maritimes picardes: domaines estuariens internes, abrités, sièges de la décantation du matériel en suspension. La barrière littorale est interrompue par des passes à marée (delta de marée) qui canalisent les volumes oscillants tidaux au niveau des principaux débouchés de rivières.



Figure 2.3 - Mise en place par la houle de la barrière littorale des plaines maritimes picardes 1- Direction des houles dominantes, 2- Courants alternatifs de marée, 3- Courants de remplissage et de vidange des domaines estuariens, 4- Barrière littorale, 5- Domaines estuariens internes, 6- Falaise de craie. Intérêt sédimentologique de la baie de Somme

Compte-tenu du très faible débit de la Somme (5 à 60 m3s-1) et, plus encore de la Maye, les apports continentaux de sédiments (fraction fine provenant des matières en suspension) sont négligeables par rapport aux apports marins. Ces derniers sont caractérisés par des apports (tractés sur le fond voire remis en suspension) de sables fins quartzeux (cf paragraphes précédents), la pénétration du panache turbide crayeux provenant du littoral de Haute-Normandie et les produits de la productivité biologique planctonique et benthique.

L'organisation des unités sédimentaires de la baie de Somme est la résultante de l'action conjointe de la dynamique tidale et de l'action des houles.

Dans la partie Sud, la barrière littorale est constituée d'un cordon littoral de galets de silex qui s'inscrit dans le prolongement du transit littoral des cordons littoraux de pied de falaise crayeuse du littoral de Haute-Normandie. Ce cheminement des galets vers le Nord-Est est interrompu, au Hourdel, par la passe à marée de la Baie de Somme.

Au Nord de cette passe de la Somme, la barrière littorale construite par les fortes houles de pleine mer de vive-eau est constituée uniquement des matériaux sableux du prisme sédimentaire tidal progradant. En aval et, parallèlement au cordon littoral sableux, la zone intertidale présente des barres sableuses de déferlement.

L'entrée de la passe à marées est occupée par le "delta de marée" constitué par les chenaux de marée, les nappes sableuses progradantes et des champs de mégarides. Le delta de marée se développe loin en aval dans le domaine subtidal et pénètre profondément en amont dans les domaines internes autour des principaux chenaux de remplissage et de vidange.

Latéralement, et en fond de baie, se développent les zones estuariennes abritées dont les sédiments sableux sont plus ou moins enrichis des produits de la décantation des matières en suspension. Ces sédiments stabilisés sont propices au développement des biocénoses benthiques:

- la slikke inférieure caractérisée par un cortège mixte estuarien à marin,

- la slikke moyenne qui correspond à la zone optimale des espèces typiquement estuariennes peu diversifiées mais parfois très abondantes,

- la haute slikke, faunistiquement moins diversifiée et, susceptible d'être colonisée par la végétation halophile pionnière,

- le schorre dont la zonation végétale souligne les différences spécifiques de capacité de résistance à l'immersion.



Fig. 2.4 - Les entités sédimentaires de la Baie de Somme.

Falaise de craie, 2- Structures sédimentaires liées à la houle, 3- Delta de marée4- Slikke,
Schorre, 6- Barrière littorale fossile, 7- Digue submersible, 8-Digues de poldérisation

L'accélération du colmatage des domaines internes par suite des aménagements

A l'image des aménagements réalisés le long du littoral des Pays-Bas, des endiguements successifs ont été réalisés dans les domaines internes pour une politique de poldérisation aux dépens des domaines inondables. Ces aménagements, échelonnés sur plus de 3 siècles, ont eu pour conséquences: la diminution des volumes oscillants, la réduction concomitante des chenaux principaux et, un accroissement de la vitesse de colmatage naturel des domaines estuariens internes.

Par la suite, compte-tenu de la réduction du calibre des chenaux principaux qui servaient d'accès navigables en baie de Somme,, des digues submersibles ont été réalisées pour fixer les chenaux de navigation. En stabilisant les zones de slikke (suppression de la divagation érosive des chenaux), ces aménagements ont participé a l'exhaussement général qui est en moyenne de 2 à 3cm/an. Ce mécanisme est particulièrement marqué dans la rive Sud de la baie de Somme qui est en cours de comblement rapide depuis la construction, en 1971, de la digue submersible Sud partant du cap Hornu, à l'Ouest de Saint-Valéry-sur-Somme vers l'entrée de la baie (cf § 6, Arrêt n°4).



Fig. 2.5- Historique de la poldérisation des zones internes situées entre la flèche littorale d'Ault au Hourdel et la falaise fossile (d'après N. BEUN, 1973)

3. FALAISES D'AULT-ONIVAL: Arrêt n° 1 (J. BEAUCHAMP)

Le bourg d'Ault est bâti au bord de la falaise crayeuse qui s'ennoie plus au Nord au delà d'Onival. La hauteur de la falaise atteint 80 m entre Mers et Ault, elle est de 38 m à Ault. A son pieds'étend une étroite plage de galets et de sable qui se poursuit vers le large par un platier crayeux découvert à marée basse et large de 300 à 400 m.

A Onival part un cordon de galet qui se dirige vers le Nord tandis que la falaise continue vers l'intérieur des terres en une falaise morte qui s'abaisse progressivement et forme la limite orientale des Bas-Champs. (Fig. 3-1). La plage était plus vaste au début du siècle, des hôtels et des villégiatures étaient édifiées en bordure. Elle est formée de galets de silex et de sable composé de grains de quartz d'origine marine (sables éocènes), de débris de silex et de coquilles. L'estran rocheux qui lui fait suite est une plate-forme d'érosion marine faiblement pentée vers le large (0,5 à 1%) et montre des formes d'érosion karstique soulignant les diaclases.

Le recul de la falaise a détruit progressivement le bourg et contraint les habitants à déplacer constamment l'implantation et chercher à en retarder l'évolution.

L'érosion rapide de la falaise est conditionnée par la conjonction des agents météoriques et hydrodynamiques. Les vents sont de secteur ouest à sud-ouest dominant. La moyenne annuelle des précipitations est de 800 mm environ et l'on compte jusqu'à 60 jours de gel. L'onde de marée vient de l'ouest et le marnage est important (il atteint le coefficient 108 à Cayeux). Les vagues ont une amplitude généralement inférieur au mètre et la périodes de la houle est courte (moins de 10 secondes); les fronts d'onde obliques au littoral engendrent une dérive littorale en direction du Nord.

La craie de la falaise est datée du Coniacien tandis que celle de la plateforme d'abrasion est du Turonien supérieur. C'est ici une craie friable et gélive, finement diaclasée à la partie supérieure. Les nombreuses diaclases sont les témoins d'une néotectonique qui a interféré en particulier sur l'épaisseur du remplissage sédimentaire des Bas Champs. Les silex sont disposés en rognons alignés dans les bancs, en plaques horizontales dans les joints de stratification et en plaques sécantes en remplissage de diaclases. Leur abondance relative est estimée à 5%.

L'érosion est facilitée par les hétérogénéités de la falaise: diaclases, stratification, poches de dissolution. L'infiltration des eaux météoriques dans les diaclases produit leur élargissement et l'accumulation localisée d'argile rouge à silex qui peut ruiseller à la surface de la falaise. A ce phénomène de dissolution karstique s'ajoute celui de la gélifraction de la craie (cryoclastie) en surface, la corrosion chimique des embruns (dissolution et haloclastie). La base de la falaise et le platier subissent en outre l'action dissolvante de l'eau de mer et les perforations de certains animaux; le choc des vagues produit une surpression et une aspiration dans les diaclases et un mitraillage avec les galets.

La destruction se fait par effritement lent ou écroulement massif. L'accumulation des débris au pied de la falaise la protège momentanément (falaise stabilisée). Sur 5 km de falaise entre Mers et Ault, le recul annuel moyen est de 0,30 m mais peut atteindre 0,70 m à Ault-Onival. Il correspond à 90 000 m3 de falaise détruite fournissant 4500 m3 de silex et plus de 200 000 tonnes de craie par an. La craie est dispersée dans l'eau de mer, lui conférant une teinte laiteuse, puis dissoute. Les silex roulés forment les galets et une partie du sable par attrition. Les matériaux transitent vers le Nord.

La lutte contre le recul de la falaise a d'abord consisté à protéger la base de la falaise de l'action de la mer. Les murs et digues parallèle au rivage ont une durée de vie limitée et un résultat nul. On a songé ensuite à retenir les galets au pied de la falaise en ralentissant leur transit. Plusieurs séries d'épis perpendiculaires au rivage ont été édifiés à partir du siècle dernier, en pieux de bois puis en palplanches et


Ŀ

Figure 3-1: Carte géologique simplifiée du littoral picard (d'après Beun et Robert, 1985) (1): craie (2): Tertiaire

(3): galets pléistocènes

- (4): alluvions anciennes de la Somme(6): sables dunaires
- (5): galets holocènes
- (7): marais côtiers rencloturés
- (9): sables d'estran
- (8): mollières

-66-

béton (Fig. 3-2). L'efficacité de ces ouvrages s'est avérée assez faible et la vitesse de destruction de la falaise n'a pas été notablement diminuée, bien au contraire puisqu'entre 1974 et 1978 un recul de 1 m/an a été mesuré .

La situation devenant critique de grands travaux furent entrepris en 1981 pour chercher à stopper "définitivement" le recul. Un remblaiement recouvert par des enrochements a été mis en place en avant de la falaise. De plus des travaux de drainage ont permis de canaliser les eaux météoriques d'infiltration tandis que la bordure supérieure de la falaise était protégée par une dalle de béton ("casquette"). Depuis 1986, date de la fin des aménagement, la situation est stable, la falaise est stabilisée (Fig. 3–3).



Figure 3-2: Protection du littoral entre Ault et Onival: épis existant avant 1939 (d'après Dallery, 1955)

Figure 3-3: Protection actuelle de la falaise d'Ault (Document DDE)



4. BARRIERE LITTORALE D'AULT AU HOURDEL (J.P. DUPONT)

Amorce de la barrière vue de la plage d'Ault: Arrêt n°1

A partir d'Ault-Onival le cordon littoral de galets s'écarte du pied de falaise pour constituer une barrière littorale séparant les domaines marins externes soumis à l'influence de la houle, des domaines internes abrités limités vers l'amont par une falaise fossile de craie. Le long de cette dernière, nous retrouvons des restes de cordons littoraux (constitués de galets de silex) de pied de falaise.

Une question se pose à propos du spectaculaire décrochement (angle d'environ 30°) du cordon de galets par rapport au pied de falaise. Il répond aux conditions hydrodynamiques locales: courants tidaux et géométrie du prisme sédimentaire tidal, et légère rotation des houles dominantes dans le secteur. Mais la localisation de ce point de rupture est probablement liée à des causes géomorphologiques. Immédiatement au Nord-Est d'Ault-Onival, nous observons une série de vallées sèches au fond desquelles les formations superficielles suggèrent qu'elles ont été en relation avec le milieu marin. Les volumes oscillants de ces basses vallées inondables ont pu créer les conditions d'une interruption de cordon (petites passes à marée). Depuis lors, il semble que le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique de ces vallées ait fait l'objet d'une capture partielle par le bassin du Vimeu qui se déverse à Saint-Valéry-sur-Somme.

Compte-tenu du ralentissement de l'alimentation en galets, la barrière littorale de galets présente une zone de faiblesse dans le secteur du Hable d'Ault, situé au Sud de la commune de Cayeux-sur-mer. La barrière de galets y est la plus étroite malgré la présence d'épis disposés tous les 100m. C'est à ce niveau que l'édifice naturel entretenu par les aménageurs a cédé lors des fortes tempêtes de vive-eau de février 1987. Les polders sités en arrière (appelés bas-champs de Cayeux et secteur du Hable d'Ault) ont été envahis par la mer et le secteur a été déclaré zone sinistrée. Les données historiques nous révèlent que ce secteur de faiblesse situé en face des valleuses sèches fut longtemps une passe navigable vers le Hable d'Ault notamment lors du rassemblement de la flottille d'invasion de l'Angleterre en 1066 par Guillaume le Conquérant.

Barrière littorale de Cayeux-Brighton: Arrêt n°2

A ce niveau, la barrière littorale est complexe et se développe sur près de 1000m de large. Elle est constituée de multiples cordons de galets. Ceux, situés vers l'intérieur, sont plus anciens et font l'objet d'un exploitation intense. Ils sont surmontés de massifs dunaires plus ou moins fixés par la végétation (argousier et sureau puis pinède lorsque la dune est stabilisée). Les sables éoliens sont arrachés par les vents d'Ouest aux estrans sableux exondables avant d'être déposés à l'abri du cordon littoral de galets.

La barrière littorale a donc une structure sédimentaire complexe constituée de bancs de galets edifiés par la houle, parfois séparés par des dépôts de sables plus ou moins envasés correspondant à des "pannes" humides abritées et piègées entre les cordons littoraux. L'ensemble est surmonté par les dépôts dunaires sableux dont l'histoire éolienne est insuffisante pour laisser son empreinte au niveau de l'observation exoscopique à la bino et au MEB (aspect de surface de type émoussé luisant typiquement marin sans caractère exoscopique intertidal probant).

Dans ce secteur, nous observons, sur la façade maritime, des flèches de galets qui se sont mises en place depuis 15 ans (cf figure 5.1) qui sont caractérisées par une faible colonisation végétale pionnière à choux maritime, silène maritime, glaux maritime,... Ce développement vers le large de nouveaux cordons est lié à une migration vers le large d'un méandre du chenal principal de pénétration du flot en baie de Somme . Cette observation souligne les interactions entre les fluctuations de la dynamique tidale et la morphologie de la barrière littorale, notamment à l'approche du delta de marée. Le suivi de cette progression de la barrière littorale dans les années 1978-80 a permis de mettre en évidence qu'une flèche de galets de près de 300m de long sur environ 20m de large et 3 à 4m de haut était susceptible d'être édifiée lors des pleines mers d'une seule période de tempête de vive-eau. Il s'agit donc d'un processus très discontinu qui illustre la "brutalité" des modalités de dépôt de type tempestite.



Figure 5-1: Evolution du poulier du Hourdel entre 1780 et 1981 (d'après Beun et Robert, 1985)

La Pointe du Hourdel représente l'extrémité nord de la flèche littorale (poulier). Celle-ci est constituée par une succession de crochons imbriqués les uns dans les autres et progressant vers le nord-est sous l'impulsion de la dérive littorale (Fig. 5-1). Le cordon est approvisionné en galets par les silex arrachés aux falaises situées plus au sud (Ault, Normandie).Ce stock de galets tend à s'appauvrir en raison des divers aménagements littoraux (cf supra).Les galets, soumis aux conditions hydrodynamiques, ne traversent pas le chenal de la Somme, ce qui explique leur absence au niveau de l'estran sableux.

De cette pointe, qui correspond à l'embouchure sud de la Baie de Somme, on observe l'ensemble de la Baie. Cette dernière, considérée comme une vaste étendue estuarienne (80 km), est soumise à un régime tidal important (marnage de 9-10m; vitesse des courants 2 m/s) où domine le flot. En effet, celuici est en moyenne deux fois plus rapide que le jusant, cette dissymétrie des courants de marée expliquant en grande partie le colmatage de la Baie de Somme.En effet à chaque marée, une quantité importante de sédiments reste piégée préférentiellement sur la rive Sud du fait de la morphologie de la Baie et de la faiblesse des courants de jusant.

On distingue classiquement trois sous-ensembles distincts: Baie externe, Baie moyenne et Baie interne.

En arrière du poulier, on observe la zone abritée (zone interne) caractérisée par une sédimentation essentiellement vaseuse. Ces sédiments sont riches en matière organique car anoxiques. Sur ces dépôts fins, se développe rapidement une végétation pionnière (Obione) dont les systèmes racinaires stabilisent le substratum. On distingue d'une part, le schorre, zone située au dessus du niveau moyen des pleines mers et où les végétaux sont bien implantés et parcourue par des chenaux de marée fixes et d'autre part la slikke, zone plus instable, vaseuse, et colonisée par quelques végétaux supérieurs (Salicorne uniquement).

Classiquement, le schorre et la slikke sont séparés par une micro-falaise au niveau de laquelle on observe, autour des terriers de Nereis des phénomènes de cimentation précoce (manchons ferrugineux autour des terriers).

On note la présence d'un voile brunâtre à la surface des sédiments du schorre et de la slikke. Ce voile est constitué par des micro-organismes benthiques: les diatomées (genre Navicula). Ce voile algaire, très cohésif, piège les particules fines qui sédimentent lors de l'étale et empèche leur remobilisation par le courant de jusant. Ainsi, à chaque marée, une fine couche sédimentaire est piégée et protégée de l'érosion par ces tapis algaires (Fig. 5-2). Ces diatomées sont de petite taille (10 μ m) et sont disposées face valvaire contre le sédiment.

De la Pointe, suivant une droite joignant le Hourdel et la Maye, on distingue la zone moyenne à l'Est et la zone externe plus à l'Ouest. Cette dernière est soumise à un fort hydrodynamisme responsable de la formation des mégarides que l'on observe près du Hourdel, mais aussi au large du banc de l'Ilette (Nord de la Baie). Cette zone d'estran sableux est découpée par trois "passes" (chenaux de marées) divagantes qui se prolongent dans le domaine moyen. C'est par ces chenaux de marée que s'engouffrent les courants de flot et de jusant. Les figures et les structures sédimentaires observées sont classiques et liées, pour la plus part, aux courants de marée : rides de courants, sheltered effect, comet marks, crescent marks, keystone vugs....

-72voile algaire avant l'immersion voile de diatomées zone oxydée grains de quartz voile algaire après 30 min d'immersion _ sédiments voile algaire après 90 min d'immersion voile de diatomées désorganisé a voile algaire 60 min après la fin de l'immersion diatomées progressant "en file" vers la surface des sédiments

Fig 5-2: comportement du voile algaire autour de la période d'immersion

6. SITE DU CAP HORNU: arrêt nº4 (J.P. DUPONT)

Cordon littoral fossile

Au pied de la falaise de craie fossile (craie sénonienne, pauvre en silex, très diaclasée et affectée au sommet de petits entonnoirs de dissolution), nous observons un cordon coquillier fossile dont le toit est situé au dessus des "laisses" des plus hautes mers actuelles (végétation de type non halophile). Ce cordon est constitué de sables fins quartzeux bien classés avec de rares silex non usés (apport local de la falaise) et des niveaux coquilliers, de quelques cm d'épaisseur, soulignant les structures sédimentaires (stratification en pente douce vers le large, c.a.d. vers le NW).

Les coquilles sont généralement entières et certains bivalves ont été conservés avec les 2 valves accolées. Les structures sédimentaires et la qualité de conservation des coquilles traduisent les conditions de dépôt de cordons coquilliers de haute plage soumise à une influence mixte tidale et de faible houle comparable aux observations que nous réaliserons sur le cordon coquillier de la plage Ouest du Crotoy.

Les thanathocénoses rencontrées sont de 2 types:

- une association à caractère estuarien dominée par Cerastoderma edule, Macoma balthica, Hydrobia ulvae et Scrobicularia plana comparable à la faune actuelle des domaines estuariens internes (slikkes sableuses plus ou moins envasées) de baie de Somme,

- une association allochtone de littoral plus rocheux à Mytilus edulis, Littorina littorea, Gibbula cinerea, Patella vulgata,... que l'on ne retrouve pas (même en épaves) dans les zones abritées derrière la barrière littorale actuelle et qui témoigne d'apports latéraux provenant des littoraux rocheux situés à l'Ouest.

Une datation 14C, réalisée sur des coquilles de Cerastoderma edule, prélevée au sein d'une association faunistique mixte, fournit un âge de 2440+/-150ans BP. Nous pouvons donc supposer qu'il y a 2500ans BP la barrière littorale de la flèche du Hourdel n'existait pas ou n'existait qu'à l'etat d'amorce permettant ainsi le transit latéral de la "thanathocénose rocheuse". Par contre, nous pouvons affirmer qu'il existait déjà de vastes estrans, plus ou moins envasés, à caractère estuarien fournissant une faune estuarienne abondante.

L'observation de carottages de reconnaissance selon une radiale SE-NW permet de retrouver la présence de cet estran sableux qui, partant du cordon littoral fossile du cap Hornu, descend en pente douce vers le NW jusque sous le complexe de la barrière littorale d'Ault au Hourdel.

Avant d'atteindre ce niveau, ces petits carottages traversent les dépôts de colmatage d'arrière barrière qui correspondent à des sables fins de plus en plus envasés à mesure que l'on atteint la surface du schorre bioturbé par les racines avec un début de pédogénèse des matières organiques.

NW



Fig; 6.1- Coupe schématique de l'organisation des principales entités sédimentaires reconnues depuis la falaise fossile du Cap Hornu vers le large en passant par la barrière littorale du Hourdel.

Poldérisation ou "renclôtures"

La digue de la Gaieté est l'endiguement agricole situé le plus au Nord dans ce triangle de domaines internes abrités par la flèche du Hourdel. Construite vers 1860, elle délimite la zone agricole drainée des Bas Champs de Cayeux dont certaines zones sont situées à des cotes légèrement inférieures à celles des plus hautes mers de vive-eau.

Ces digues ont eu pour conséquence de diminuer le volume tidal oscillant et constituent de nouveaux points d'appui des séquences longitudinales et verticales de colmatage des domaines internes encore inondables.

Séquence longitudinale de colmatage accéléré de la zone Sud

L'examen du relevé topographique IGN de 1955 et les phtographies aériennes IGN de 1965 révèlent l'existence de deux grands chenaux de marée qui se réunissent au Nord du Cap Hornu pour accèder au Port de Saint-Valéry-sur Somme:

- la branche Nord divagait largement dans un complexe de nappes sableuses très mobiles qui occupaient la zone axiale de la baie, elle correspondait au chenal de navigation aboutissant au Port de Saint-Valéry-sur-Somme,

- la branche Sud migrait vers le Sud et entamait la séquence sédimentaire du schorre en y découpant une microfalaise d'érosion.

Les difficultés croissantes rencontrées pour l'entretien du chenal d'accès au Port de Saint-Valéry-sur-Somme ont conduit les Services de l'Equipement à construire une digue submersible en 1969. La construction de cette digue partant du Cap Hornu et se dirigeant vers le Nord-Ouest, en direction de l'extrémité de la Pointe du Hourdel a eu pour conséquence:

- une relative stabilisation du chenal d'accès au Port de Saint-Valéry-sur-Somme,

- l'occultation partielle du débouché amont du chenal Sud entrainant un colmatage progressif de cet ancien chenal,

- et la stabilisation des zones intertidales situées entre l'ancien chenal Sud et la digue submersible.

Ces dernières, appartenant initialement au delta de marée, ont rapidement évolué en zone de slikke plus ou moins vaseuses colonisées par les populations du macrozoobenthos estuarien moyen à *Macoma balthica*, et *Cerastoderma edule* avec des périodes de prolifération de l'Annélide polychète sédentaire *Pygospio elegans*. La pullulation de cette dernière espèce a été à l'origine de la mise en place de véritables banquettes sableuses, pouvant atteindre 60 à 70cm de haut, stabilisées par la multitude de petits tubes arénacés verticaux de 5 à 8 cm de long (J.P. Dupont, 1975 et 1981).

A la suite de la construction, en 1971, de la digue submersible du chenal d'accès au port de Saint-Valéry-sur-Somme, ce secteur était colonisé par les ceintures végétales d'halophytes (schorre ou prés salés dominés par l'obione, *Halimione portulacoïdes* cf diagramme fig. 6.2) sur 30% de sa surface et le reste était occupé par des zones de slikke perturbées par la divagation de 2 grands chenaux de remplissage et de vidange.

Aujourd'hui, avec la stabilisation du chenal de navigation (devenu pourtant impropre à la vocation commerciale du port), la colonisation végétale s'est développée et le schorre occupera bientôt plus de 66% de la surface traduisant un exhaussement moyen de quelques dizaines de cm en 20ans.



Fig. 6.2- Diagramme SW-NE présentant l'état 1980 du secteur Sud des zones internes de Baie de Somme. 1- schorre, 2- haute slikke, 3- slikke à *Nereis*, 4- slikke à *Pygospio elegans*, 5- haute slikke, 6- slikke à *Nereis et Cerastoderma*, 7- basse slikke à *Arénicola*, 8- delta de marée;

Faciès granulométriques: VIc2=marnes, VIb22=marnes peu sableuses, VIb2i=marnes sableuses, VIa2=sablons lithobiovaseux, Vci=sablons lithoclastiques, Vdi=sables fins bioclastiques.



Fig. 6.3 Evolution géomorphologique et morphosédimentaire des domaines internes de la zone Sud de la Baie de Somme avant et après construction de la digue submersible du chenal d'accès au port de Saint-Valéry-sur-Somme.



Figure 7-1: Localisation du Bassin des chasses du Crotoy





7. BASSIN DES CHASSES DU CROTOY: Arrêt n° 5 (J. BEAUCHAMP)

Le colmatage de la Baie de Somme se fait particulièrement sentir à l'intérieur de la baie dans les zones abritées, où sont implantées les installations portuaires. L'accès au port du Crotoy se fait en empruntant un chenal naturel instable dont le fond actuellement a tendance à s'exhausser.

Jusqu'au 1865, la divagation de la rivière Somme assurait périodiquement une remise en circulation des matériaux accumulés et dégageait l'accès au port. Ce mécanisme naturel a pris fin avec les travaux de détournement de la rivière du port du Crotoy et sa canalisation en amont de St Valery. A titre compensatoire, le port a été alors équipé d'un Bassin des Chasses, vaste réservoir stockant l'eau à marée haute pour la relacher brutalement à marée basses et évacuer les sédiments déposés. Il s'agissait d'un ouvrage couvrant près de 50 hectares équipé de deux vannes levantes manoeuvrées en fonction de l'état de la marée. Les chasses effectuées à chaque basse mer permettait d'assurer un autocurage régulier du chenal d'accès au port (Fig. 7–1).

Dès sa création, le Bassin des chasses s'est progressivement envasé: à chaque marée, le dépot de sédiment dans le bassin a été évalué à 30 m3. Diverses actions furent entreprises pour lui redonner son efficacité, en particulier les portes furent équipées de vantaux, un supérieur et un inférieur, afin d'arrêter la pénétration de la phase turbide à l'arrivée du flot. Des travaux de dragages ont été réalisés récemment, entre les années 1973 et 1982, et ont extrait plus d'un million de m3 de sédiments, mais la défaillance du système de manoeuvre des vantaux a causé l'accélération du colmatage.

Le Conseil Général de la Somme a décidé d'entreprendre d'urgence trois actions complémentaires:

- la remise en état des portes de l'ouvrage de chasse

- le lancement d'une première phase de dragage du Bassin des Chasses

- la mise en oeuvre d'études générales pour mieux comprendre le fonctionnement les mécanismes d'évolution de la Baie de Somme.

Les travaux de curage, entrepris en 1993, portent sur une superficie de 42 ha; ils seront effectués en plusieurs tranches. Le volume total de sédiments extraits sera de l'ordre de 800 000 m3; le dragage sera fait en grande partie au moyen d'une drague aspiratrice refouleuse; les vases et les sables extraits seront entreposés dans une zone de dépôt contigüe endiguée. Les déblais, comportant 70 à 80% d'eau, y seront décantés et l'eau surnageante évacuée dans un bassin de clarification secondaire. Les rejets d'eau décantée seront seront effectués en période de jusant pour de marées de fort coefficient. Au terme des travaux, l'épaisseur des déblais sera de l'ordre de 3,50 mètres: ceux-ci seront nivellés et végétalisés.



Blocs-diagramme réalisés le long de la radiale LC en Baie de Somme en 1978 (d'après DUPONT J.P., 1981) et en 1986:

iiiiiiii

spartine

flaques 0-====>

banquettes à <u>Pygospio</u> e.

mégarides

Arenicola marina

Abondance relative du benthos : Corophium volutator (Cv), Cerastoderma edule (Ce), Macoma balthica (Mb), Hydrobia ulvae (Hu), Nereis diversicolor (Nd), Pygospio elegans (Pe), Arenicola marina (Am).

Faciès: SL 1d = sable lithoclastique fin SL 1e = sablon lithoclastique VL 1a = sable lithovaseux VL 2a = sable lithobiovaseux

Fig. 7.2- Evolution de la séquence longitudinale NE-SW des slikkes de la plage Ouest du Crotoy.

7b. SEQUENCE BIOSEDIMENTAIRE DE LA SLIKKE DE LA PLAGE OUEST DU CROTOY: Arrêt 5bis (J.P. DUPONT)

Les distances à parcourir pour atteindre la slikke du secteur du cap Hornu étant trop importantes, nous réaliserons une radiale dans les secteurs de slikke de la plage du Crotoy en prenant la direction du phare du Hourdel. Nous y observerons la succession suivante (fig. 7.2):

- cordon littoral actuel, comparable au cordon littoral fossile du cap Hornu et, reposant sur l'extrémité de la barrière littorale fossile de galets du banc de Mayoc,

- slikke plus ou moins envasée dans laquelle nous analyserons:

*les figures sédimentaires et les traces de bioturbation des crustacés, annélides, bivalves et gastéropodes référencés dans le diagramme,

*l'édification de véritables petits biolithosores par l'annélide polychète sédentaire Pygospio elegans qui vit dans des petits tubes arénacés de 5 à 8cm de long pour 1 à 2mm de diamètre (Dupont et al, CRAS, 1975),

*le processus d'eutrophisation de la baie de Somme qui conduit au développement d'exceptionnelles populations de coques (=Cerastoderma edule) qui fournissent un stock très important de bioclastes que l'on doit prendre en compte dans le bilan sédimentaire de colmatage,

*le développement de voiles de diatomées benthiques à la surface des sédiments,

- les zones de mégarides et de chenaux qui appartiennent au delta de marée qui pénètre largement au sein des domaines internes de la baie de Somme.



Figure 8-2: Barres de déferlement au large du Marquenterre (traitement numérique d'un cliché IGN)

8. MASSIF DUNAIRE DE QUEND PLAGE ET FIGURES DE HOULE: Arrêt n°6 (J. BEAUCHAMP)

Au Nord de la Baie de Somme, la côte rectiligne et sableuse a été aménagée de façon à fixer les dunes littorales et permettre l'établissements de deux implantations touristiques, Quend-plage et Fort Mahon. L'évolution historique de ce trait de côte se résume à un recul de la ligne de rivage vers l'est et une migration vers le Nord des estuaires de la Somme et de l'Authie (Fig. 8–1) Au Sud de Quend, la côte a ainsi reculé de 1 km dans les 300 dernières années. Une ancienne digue, matérialisant la position antérieure de l'Authie, a été découverte à proximité de Quend; elle a été datée de 1199, ce qui implique une migration de l'embouchure vers le Nord de 5 km environ pour atteindre la position actuelle.

Les formes d'accumulation sableuses sont conditionnées par le fort marnage et l'obliquité de la houle qui induit la dérive littorale. La structure principale est une barrière littorale sableuse qui migre vers le Nord par agradation de cordons courbes successifs (pouliers). Sur l'estran, la houle forme des barres de déferlement parallèles qui isolent des baches alongées (ridge and runnel structures). (Fig. 8–2) Ces barres migrent lentement vers la barrière littorale elle-même constituée de dunes. En direction du large, dans le domaine subtidal, sont disposées des barres sableuses obliques (Longshore bars) générées par les vagues de tempête (Fig. 8–3). Au large, où les courants de marée restent rapides (2,6 m/s au large de l'embouchure de la Somme), s'alongent des barres sableuses développées (Bancs sableux ouOff shore bars). Protégée par la barrière littorale s'étend à l'intérieur une plaine tidale marécageuse transformée en polders. L'ensemble des structures tend à prograder vers l'Est, confirmant la tendance transgressive du système.

Les dunes sont orientées perpendiculairement au vent; elles s'étendent sur plusieurs km à l'intérieur des terres et couvrent une surface de 2 700 ha. Elles sont disposées en deux cordons parallèles isolant une dépression médiane humide, la plaine dunaire (Fig. 8-4).

La forte déflation éolienne sur cette côte exposée aux vents de secteur ouest, dunes menaçaient épisodiquement le village de St Quentin de Toulemont jusqu'aux premiers travaux de fixation des dunes par oyats entrepris au XVIIIème siècle. Le reboisement en pins est devenu ensuite systématique à partir de 1930, donnant naissance à la forêt de résineux du Marquenterre. Le déboisement effectué pendant la dernière guerre et la prolifération des lapins ont eu pour conséquence la reprise de la déflation dans les années 50.

Le développement du tourisme met en péril la stabilisation du domaine dunaire. Afin d'éviter une destruction du couvert végétal et une remise en mouvement des dunes par le piétinement et le passage des véhicules, la partie de la côte sableuse ouverte au public a nécessité une politique cohérente de protection de la part des collectivités territoriales; elle se résume ainsi:

* acquisitions foncières du domaine dunaire

* remise en état des secteurs dégradés par la déflation

* reprofilage du bourrelet littoral, pose de filets et fascines brise-vent, résorption des "siffle-vent" (couloir de déflation éolienne) et des "plages d'envol" (zone de déflation locale).

* plantation d'oyats (plus de 6 millions de touffes d'oyat plantés en 10 ans), et de pins (forêt de résineux du parc du Marquenterre)

* tracé d'un chemin d'accès pour touristes avec balisage.

Au Sud, l'endigage de 200 hectares à partir de la Pointe de St Quentin a été entrepris en 1959, diminuant d'autant la superficie de la Baie de Somme au Nord. Son but initial était de gagner des terrains pour l'agriculture (maraîchage, horticulture). Ces polders ont servi par la suite en grande partie pour l'installation du Parc ornithologique. Ce reprofilage de la côte au Nord de la Baie de Somme a grandement modifié l'hydrodynamisme. Le recul de la Pointe de St Quentin était évaluée de 4 à 7 m par an jusqu'aux



Figure 8-3: Corps sableux au large du Marquenterre (d'après Le Fournier, 1980 et carte du SHOM, 1988)





travaux d'endigage. Depuis cette région est devenue une zone de sédimentation : un banc sableux, l'Ilette, s'est installé au large de la pointe, protégeant une "pseudo-lagune" où se développe la végétation. En revanche, la zone d'érosion s'est déplacée le long de la digue du parc qu'il a fallu renforcer par un rempart de rondins de pins.



Fig. 9.1- Edification du schorre à buttes à partir de la colonisation végétale de haute slikke (d'après J.P. DUPONT, 1981)

9. EMBOUCHURE DE LA MAYE: Arrêt nº 7 (C. BADAIRE)

La zone de la Maye est située en fond de Baie, entre le Crotoy au Sud et les dunes du domaine du Marquenterre au Nord. Soumise à l'influence des courants de marée, la sédimentation est grossière (sables et coquilles). Le matériel biodétritique provient des bancs de coques qui se développent à proximité. D'autre part, à ce niveau, debouche la Maye, petite rivière au faible débit qui se prolonge dans l'estran sableux par un chenal. En arrière de celui-ci, un schorre important se développe. Celui-ci est formé à son front par des Spartines alors qu'en arrière ce sont surtout les Obiones qui colonisent le milieu.

Ce schorre est appelé "schorre à butte" (J.P.Dupont) car il progesse par la coalescence de petites buttes situées à son front. Ces buttes se forment à l'aval de quelques plants de Spartine qui fixent et stabilisent les sédiments, provoquant des rehaussements. Ainsi, au fur à mesure, les buttes "s'engraissent" en piégeant les particules sédimentaires apportées d'une part par le vent et d'autre part par les courants de marée et la houle (Fig. 9–1).

On observe, dans le schorre, des déformations concentriques qui témoignent de ce phénomène. En coupe, les buttes apparaissent formées de lits sédimentaires concentriques dont la granulométrie est de type sableuse alors que les dépressions d'entre-dunes sont comblées par des sédiments plus fins. Ce colmatage est du à la décantation des particules apportées en suspension par la marée. Cette différence granulométrique est responsable d'une compaction differentielle qui explique ces déformations.

On note également la présence des voiles de diatomées. Ceux-ci semblent disparaître sur les sédiments sableux ; en fait , les micro-organismes sont toujours présents mais sont enfouis dans les sédiments. Ils sont comme fichés dans le substratum, cette position leur permettant de résister aux courants de marées. Il faut signaler que, si au Hourdel on observait des diatomées de petite taille, içi la taille des diatomées benthiques est beaucoup plus importante (100 μ m). On peut supposer que les organismes de petite taille ne pourraient survivre dans de telles conditions hydrodynamiques et sur un tel substrat.

Sur les bords du chenal se forment des galets mous que l'on retrouve sur le bord de la plage. On retrouve également de nombreux galets de tourbe provenant de l'érosion de bancs immergés situés au large.

D'autre part, on peut observer, toujours sur les bords du chenal, à -40 cm environ par rapport à la surface actuelle, d'ancien faciès à Nereis ce qui prouve la tendence à l'exhaussement de cette zone.

Sur l'estran, au dela du chenal, se développe un important banc de coques qui se prolonge jusqu'au Crotoy. Celui-ci joue un rôle important dans la mesure ou il founit un stock important de coquilles (banc coquiller de la Maye) et, d'autre part, les organismes filtreurs rejettent une quantité non négligeable de fécès et de pseudo-fécès, influençant ainsi la biosédimentation. Ainsi, les particules d'un diamètre supérieur à 6 μ m sont enrobés de mucus et rejetées sous forme de pseudo-fécès alors que les particules de taille inférieure sont ingérées et éliminées sous forme de fécès. Ceux-ci, facilement reconnaissables peuvent former une importante couverture superficielle. Ainsi, au niveau des bancs de coques et aux alentours, les sédiments sont plus riches en vase que dans la majeure partie de l'estran.

Au niveau de la zone supratidale, les dunes éoliennes, alimentées par les grains de sable arrachés à l'estran, sont fixées par des Oyats et des Pins.

10. UNE BARRIERE LITTORALE FOSSILE DE GALETS: LE BANC DE MAYOC OU DE SAINT-FIRMIN (J.P. DUPONT)

Ce grand banc, qui correspond à un alignement entre le cap Hornu et Verton situé au Nord de la baie d'Authie, est visible dans la topographie sous la forme d'un dôme qui sépare 2 dépressions marécageuses:

- l'une, située entre le banc de Mayoc et la flèche littorale sableuse actuelle de l'estuaire de la Maye (sous-unité estuarienne autour de la petite rivière Maye qui se jette au Nord de la baie de Somme),

- l'autre, située entre cette barrière littorale ancienne et la falaise de craie fossile, qui correspond à une plaine martime ancienne dans laquelle M. Ters et al, 1980, ont retrouvé par sondage des niveaux tourbeux de plus de 38500ans BP à une cote de -15m.

Les bancs de galets, qui font l'objet d'une exploitation intensive, correspondent à une barrière littorale fossile. Ils sont constitués de galets de silex émoussés pris dans une matrice de sables fins dont l'ensemble est totalement comparable à ce que l'on observe dans les exploitations de galets du secteur de Cayeux-Brighton.

Le toit des bancs de galets est affecté de festons de cryoturbation très typiques sous une couverture loessique quaternaire.

Cette barrière littorale est donc au moins antérieure à la dernière période froide.



Fig. 10.1- Localisation de cette ancienne ligne de barrière littorale

REFERENCES

AUGRIS C., CLABAUT P. et VICAIRE O. (1990) – Le domaine marin du Nord-Pas de Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds. IFREMER/Région Nord-Pas de Calais, 96 p.

BACROT S., SUEUR F. et BOULLET V. (1992 ?) - Projet de réserve naturelle de la Baie de Somme. Rapp. Bur. Etudes Impact Environ. Amiens / AREP Amiens, 17 p.

BEUN N. (1973) – Contribution à l'étude hydrogéologique des bas-champs de Cayeux. Thèse 3ème cycle, Univ. Lille, 177 p.

BEUN N. et ROBERT P. (1985) – Eléments dynamiques de la formation et de l'évolution de la plaine maritime. in " La plaine maritime picarde ". CNDP, Amiens, p. 28-53.

BADAIRE C. (1991) - Rôle des voiles algaires dans la sédimentation en Baie de Somme. Mém. D.E.A., Orsay.

BADAIRE C., BEAUCHAMP J. et BINET C. (1991) – Voiles de diatomées et colmatage d'une baie: la Baie de Somme. 3ème congr. franç. sédimentologie, Mém. ASF nº 15, p.19.

BINET C., BEAUCHAMP J. et BADAIRE C. (1991) – Déplacement des passes en Baie de Somme: essai d'interprétation. 3ème congr. franç. sédimentologie, Mém. ASF nº 15, p. 39-40.

BRIQUET A. (1930) – Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Armand Colin, Paris.

BROQUET P. et BEUN N. (1980) – La sédimentation holocène dans les bas-champs de Cayeux (Somme). Evolution des lignes de rivage et du réseau hydrographique. Ann. Soc. Géol. Nord, Lille, 100, p. 31-41.

CHARPENTIER F. (1991) – Mise en place et géométrie d'un banc sableux en régime macrotidal: le Banc de l'Ilette (Somme). Mém. Maîtrise de sciences nat., Univ. Picardie, Amiens, 50 p. + annexes.

DALLERY F. (1955) - Les rivages de la Somme. Soc. Emul. Hist. Somme, Abbeville.

DAMAY P. (1992) - Le recul de la falaise d'Ault. Mém. Maîtrise de sciences nat., Univ. Picardie, Amiens, 49 p.

DEMANGEON A. (1905) - La plaine maritime picarde: Picardie, Artois, Cambrésis. Paris, Armand Colin, 496 p. rééd. librairie Guénégaud.

DOLIQUE F. (1991) - L'évolution du littoral entre Dieppe et le Hourdel, 1939-1989. Mém. Maîtrise de géographie, Univ. Picardie, Amiens, 143 p.

DUPONT J.P. (1981) – Relations entre bios et phénomènes sédimentaires intertidaux: le modèle de la Baie de Somme. Thèse 3ème cycle, Univ. Rouen. 310 p.

DUVAL J. (1985) - Aménagement et gestion des dunes du Nord de la France. Ed. Minist. Environnement, 59 p.

FLAMENT J. (1992) – Le domaine du Marquenterre. in "Les littoraux en France: risques et aménagement ". APHG/ CRDP Picardie, Amiens, p. 79-91.

FLAMENT Y. (1985) - Chasse en Picardie maritime. in "La plaine maritime picarde", CNDP Amiens, p. 109-115.

LECONTE G. et al. (1991) – Restauration du bassin des chasses du Crotoy. Travaux de curage. Etude d'impact et d'environnement. Rapport DDE St Valery, 60 p.

LECONTE G. et al. (1992) – Etude globale Baie de Somme. Rapp. DDE/Conseil Général de la Somme, 39 p.

LEFEBVRE G. (1985) - L'aménagement de la côte picarde. in " La plaine maritime picarde ". CNDP, Amiens, p.118-121.

LEFEBVRE G. (1985) - Les galets de la côte picarde. in " La plaine maritime picarde ". CNDP, Amiens, p. 107-108.

LEFEBVRE G. (1985) - La pêche côtière. in " La plaine maritime picarde ". CNDP, Amiens, p. 93-96.

LEFEVRE P. (1979) - Marquenterre et Bas-Champs de la Somme. Carte géo-chronologique. INRA, Amiens.

LEFEVRE P., ROUVILLOIS A., GAFFET M.A. et BIGNOT G. (1980) – Alternance de sédimentation marine et continentale durant l'Holocène en plaine maritime pic arde. Bull. Ass. Fr. Etude Quaternaire, 1, 2, p. 25-33.

LEFEVRE P., GEHU J.M., LEFEBVRE G. et BRACQUART N. (1985) - La végétation de la plaine maritime. in " La plaine maritime picarde ". CNDP, Amiens, p. 67-73.

LE FOURNIER J. (1974) - La sédimentation holocène en bordure du littoral picard et sa signification dynamique. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 8, 1, p. 327-349.

LE FOURNIER J. (1980) – Modern analogue of transgressive sand bodies off eastern English Channel. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 4, 1, p. 99-118.

OREAP (Office Régional Aménagement de la Picardie)- Cahier de l'OREAP 1979-1981.

REGRAIN R. (1976) - Essai de géomorphologie statique, cinématique et dynamiquedu mittoral Picard. Thèse, univ. Amiens.

REGRAIN R. (1985) - Géographie statique de la plaine maritime picarde. in " La plaine maritime picarde". CNDP, Amiens, p. 8-14.

REGRAIN R. (1992) – Une station touristique confrontée au recul de la falaise: Ault. in "Les littoraux en France: risques et aménagement ". APHG/ CRDP Picardie, Amiens, p. 29-47.

REGRAIN R. (1992) - Protéger le littoral ouest des bas-champs de Cayeux? in "Les littoraux en France: risques et aménagement ". APHG/ CRDP Picardie, Amiens, p. 49-78.

Syndicat mixte pour l'aménagement de la côte picarde (1991) - Côte Picarde 1980/1990, 10 ans pour présenter l'environnement. 16 p.

4^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Excursions, 1993, Publication ASF, Paris, n° 20, 206 p.

SEDIMENTOLOGIE DES DEPOTS KIMMERIDGIENS ET TITHONIENS DU BOULONNAIS.

Jean-Noël PROUST et Jean-François DECONINCK

Université de Lille I, Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale URA CNRS 719, 59 655 Villeneuve d'Ascq, France



AVANT PROPOS

L'étude sédimentologique détaillée des formations kimméridgiennes et tithoniennes du Boulonnais a été menée depuis 3 ans à l'initiative de l'IFP (Institut Français du Pétrole). Nous tenons à remercier J.P. Herbin qui est à l'origine du projet, ainsi que J.R. Geyssant et J.P. Vidier dont les récoltes et les déterminations d'ammonites ont permis d'établir un découpage biostratigraphique moderne, préalable indispensable à l'analyse sédimentologique des coupes du Boulonnais.

Les diverses publications relatives au projet, en cours de parution ou déjà publiées et dont nous nous sommes largement inspirés pour rédiger ce livret guide sont les suivantes:

-Deconinck J.F., Bracq P., Colbeaux J.P., Proust J.N., Vidier J.P (1992). Cadre structural et sédimentologie des formations du Kimméridgien du Boulonnais. Rapport inédit à l'Institut Français du Pétrole. 82 p.

-Proust J.N., Deconinck J.F., El Albani A., Geyssant J., Herbin J.P., Vidier J.P. (1992). The Kimmeridgian source rocks of the Boulonnais: a multiparametric approach within a sequence stratigraphic framework. Symposium International de Géologie "Sequence stratigraphy of European basins", Dijon 18-20 mai, abstract, p. 350.

-Herbin J.P., El Albani A., Colbeaux J.P., Deconinck J.F., Geyssant J.R., Proust J.N., Vidier J.P. (1992). A tentative approach of the sequence stratigraphy of the source rocks deduced from the study of the Upper Jurassic in Dorset (U.K.), Yorkshire (U.K.) and Boulonnais area (France). International Research Conference AAPG/IFP "Paleogeography, Paleoclimate and source rocks", Paris, 7-10 July, Abstract.

-Proust J.N., Deconinck J.F., Geyssant J.R., Herbin J.P., Vidier J.P. (1993). Nouvelles données sédimentologiques dans le Kimmeridgien et le Tithonien du Boulonnais (France). C. R. Acad. Sci. Paris, 316, II, 363-369.

-Deconinck J.F., Proust J.N. (1993). Sédimentologie et analyse séquentielle des dépôts kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais. Excursion Géologique de la Société Géologique du Nord. Livret Guide. 39p.

-El Albani A., Deconinck J.F., Herbin J.P., Proust J.N. (1993). Caractérisation géochimique de la matière organique et minéralogie des argiles du Kimméridgien du Boulonnais. Ann. Soc. Géol. Nord., 2, 113-120.

-Herbin J.P., Geyssant J.R., El Albani A., Colbeaux J.P., Deconinck J.F., J.L. Fernandez-Martinez, Proust J.N., Vidier J.P. (sous presse). Sequence stratigraphy of source rocks applied to the study of the Kimmeridgian/Tithonian in the Northwest European shelf (Dorset/U.K., Yorkshire/U.K. and Boulonnais/France). Marine Petrol. Geol., London, (ref HE 439/93).

-Herbin J.P., Geyssant, J.R. (sous presse). "Ccintures organiques" au Kimméridgien/Tithonien en Angleterre (Yorkshire, Dorset) et en France (Boulonnais). C.R. Acad. Sci. Paris (ref. II 396).

-Geyssant J.R., Vidier J.P., Herbin J.P., Proust J.N., Deconinck J.F. (déposé). Les couches de passage Kimmeridgien/Tithonien du Boulonnais: nouvelle données biostratigraphiques et contenu en matière organique intégrés dans un cadre séquentiel. Géologie de la France.

-Proust J.N., Deconinck J.F., Geyssant, J.R., Herbin, J.P., Vidier, J.P. (déposé). Allostratigraphy of the Late Kimmeridgian/Lower Tithonian storm-dominated ramp deposits of the Boulonnais (Northern France). A landward time-equivalent to offshore marine source rocks. J. Geol. Soc. London.

SÉDIMENTOLOGIE DES DÉPÔTS KIMMÉRIDGIENS ET TITHONIENS

DU BOULONNAIS

Jean-Noël PROUST & Jean-François DECONINCK

avec la collaboration de L. EMMANUEL, J.R. GEYSSANT, J.P. HERBIN, J.P. VIDIER

Introduction

Le Kimméridgien/Tithonien est avec le Cénomano-Turonien une des périodes les plus importantes d'accumulations de matière organique au NW de l'Europe dont les roches mères sont à l'origine des plus grandes réserves d'hydrocarbures en Europe (Cornford, 1984; Williams, 1986, Perrodon, 1991). Ces périodes sont contemporaines de transgressions marines majeures et les accumulations de matière organique concernent de très larges surfaces (1 000 000 km²) sur tout le pourtour des marges Nord Atlantiques sur une distance de plus de 3000 km, de la Mer de Barents aux mers épicontinentales nord atlantiques et de la Baltique au Gröenland (Herbin *et al.*, 1986; Oschmann, 1990).

L'intérêt de cette excursion est d'étudier une série sédimentaire synchrone du dépôt des faciès riches en matière organique de la Mer du Nord en milieu peu profond, proximal où les faciès sont diversifiés et, bien que souvent plus lacunaires, permettent plus aisément que dans le bassin de déceler les tendances majeures des variations du niveau marin relatif. Nous vous proposerons donc (1) d'analyser les faciès en termes de paléoenvironnement et (2) d'évaluer leur évolution verticale et latérale afin d'établir le schéma séquentiel sur lequel seront calés l'évolution du cortège minéralogique argileux, les analyses de la matière organique, les teneurs en manganèse des carbonates et les principales phases des peuplements d'ammonites.

1- Contexte géologique.

La zone étudiée appartient à la plate-forme stable, épicratonique, NW européenne (Fig. 1) contrôlée postérieurement au Trias par les réarrangements de plaques entre les anciennes directions calédono-hercyniennes et les nouvelles tendances atlantiques. Du Trias au Jurassique moyen, elle est gouvernée par la migration vers le Sud du rift de la Norvège et du Groënland et, vers l'Ouest du rift téthysien. Du Jurassique supérieur au Paléocène, elle est contrôlée par la migration vers le Nord du rift



Fig. 1: Carte paléogéographique du Nord-Ouest de l'Europe au Kimméridgien (d'après Ziegler et Bradshaw et al., 1992)

nord-atlantique (Ziegler, 1989; Ziegler & Van Horn, 1989). Cette transition majeure opérée au cours du Jurassique terminal est associée à des variations de la vitesse d'expansion océanique et diverses déformations intraplaques (Cloetingh, 1988 a & b, Lambeck, 1987; Karner 1986) domings, subsidence, fracturations en Mer du Nord et essentiellement des réactivations d'anciennes fractures sur toutes les marges Nord Atlantiques en cours de formation.

Les séries jurassiques des marges nord atlantiques sont marquées par deux discontinuités majeures: l'une à la base de l'Oxfordien, l'autre à la base du Tithonien (Petrie *et al*, 1989) qui peuvent être suivies du Portugal à la Mer de Barents via la Mer Celtique. Elles sont généralement profondément tronquées par la discontinuité de la base de l'Aptien qui signe des changements importants tant dans les circulations océaniques que dans les conditions de subsidence à l'origine notamment de la chute de la productivité carbonatée. Ces surfaces peuvent être mises en relation avec les changements de régimes de subsidence entre le rifting initial de l'atlantique et le passage en marge passive. Ce phénomène est bien illustré dans la Mer du Nord par la subsidence du "Mid North Sea High" responsable prépondérant de l'interconnexion des mers épicontinentales NW européennes.

2-Lithostratigraphie et biostratigraphie.

Les séries jurassiques sont bien préservées dans le Boulonnais au dessous de la discontinuité de base de l'Aptien toutefois l'Oxfordien et le Kimméridgien inférieur sont généralement mal exposés. Les terrains kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais qui nous concernent sont épais d'environ 100 m. Ils affleurent essentiellement en falaise sur le littoral entre Equihen et le Cap Gris-Nez où une partie de la série se répète plusieurs fois à la faveur de failles. Nous les examinerons sur trois coupes (Fig. 2):

- 1) La coupe de la Crèche située de part et d'autre du Cap de la Crèche (ARRÊT n° 1);
- 2) La coupe d'Audresselles située au Nord du village d'Audresselles (ARRÊT n° 2);
- 3) La coupe de Wimcreux située au Nord de la cité de Wimereux (ARRÊT n° 3).

La base du Kimméridgien constituée par deux formations (Caillasse d'Hesdigneul et Calcaires de Brecquerecque) n'est plus visible dans le Boulonnais. Les Argiles du Moulin Wibert constituent la formation kimméridgienne la plus ancienne, visible uniquement au coeur de l'anticlinal de la Crèche (arrêt n° 1), entre Boulogne et le Cap de la Crèche (Fig. 2). Les Argiles du Moulin Wibert, les Grès de Connincthun et les Calcaires du Moulin Wibert n'affleurent qu'entre Boulogne et la Pointe de la Crèche. Au total huit formations à dominante argileuse, calcaire ou gréseuse forment la série kimméridgienne et tithonienne actuellement accessible à l'affleurement. La nomenclature des formations diffère selon les auteurs français (Pruvost, 1925, Bonte, 1969) et anglais (Ager & Wallace, 1970;



Fig. 2: Localisation des coupes visitées

Wignall, 1991). La figure 3 indique les correspondances entre les subdivisions françaises et anglaises. Nous avons adopté ici la nomenclature anglo-saxone qui est utilisée dans les publications les plus récentes (Oschmann, 1988 a & b; Wignall, 1991; Proust *et al.*, 1993). Une autre divergence existe entre auteurs français et anglais en ce qui concerne la limite Kimméridgien/Tithonien auparavant désigné sous le terme de Portlandien. Les auteurs français la place sous les Grès de la Crèche alors que les auteurs anglais la situe au sommet des Argiles de Wimereux (Fig. 4). Une étude récente des ammonites (Fig.4) a montré que la limite Kimméridgien/Tithonien est en fait située au scin des Argiles de Châtillon (Geyssant *et al.*, sous presse).





Argiles du Moulin Wibert (20 m)

Il s'agit essentiellement d'argiles noires pyriteuses contenant quelques intercalations carbonatées (lumachelles à *Nanogyra virgula*). La faune est dominée par les lamellibranches de petites tailles à coquilles mal conservées. On y trouve également des lamellibranches de plus grandes tailles (Laevitrigonia, Gervillella) ainsi que de rares térébratules (Ager & Wallace, 1970), les ammonites sont rares. Debrand-Passard *et al*., (1980) citent à la base *Aspidoceras orthocerum* et *Aulacostephanus eudoxus* dans la partie supérieure. La partie inférieure appartient à la zone à Mutabilis mais l'essentiel de cette formation a livré des ammonites de la base de la zone à Eudoxus (sous-zone à Orthocera) (Geyssant *et al.*, sous presse)

Sables et Grès de Connincthun (3 - 5 m)

La partie sommitale des Argiles du Moulin Wibert s'enrichit progressivement en silt et en sable. Elle marque le passage aux Grès de Connincthun représentés sur la coupe de la Crèche (arrêt n° 1) par des niveaux de grès glauconieux à grains de quartz mal classés et rares feldspaths plagioclases. La faune comprend des Trigonies et quelques oursins.



Fig. 4: Lithostratigraphie et biostratigraphie (répartition des faunes d'ammonites) du Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais.

Calcaires du Moulin Wibert (12 m)

Cette formation diffère des Argiles du Moulin Wibert par la plus grande fréquence des bancs carbonatés et par un changement profond des cortèges minéralogiques argileux (Deconinck *et al.*, 1983). Les bancs carbonatés contiennent des coquilles de lamellibranches remaniées (*Nanogyra striata*, *Trigonia rigauxi*, *Gervillia kimmeridgiensis*). La présence de fréquents *Aspidoceras caletanum* associés à *Sutneria eumela*, et *Amoeboceras beaugrandi* plus rares indiquent la deuxième sous-zone (sous-zone à Caletanum) de la zone à Eudoxus (Fig. 3).

Grès de Châtillon (5 m)

Il s'agit de grès et de sables brunâtres à stratifications obliques, rides (ripples marks) et une très intense bioturbation comprenant des terriers en U, des Rhizocorallium et moins fréquemment des Thallassinoïdes (Ager & Wallace, 1970). La présence d'*Aulacostephanus yo* indique le sommet de la zone à Eudoxus (Fig. 3).

Argiles de Châtillon (29 m sur la coupe de la Crèche)

La formation est essentiellement argileuse. Seuls quelques bancs plus carbonatés y sont intercalés. Les argiles sont le plus souvent massives parfois feuilletées dans la partie médiane de la formation. La faune est surtout constituée de lamellibranches. Des bancs de lumachelles à *Nanogyra striata* correspondent à des dépôts de tempête (Fursich & Oschmann, 1986). La partie inférieure de la Formation appartient à la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Autissiodorensis du Kimméridgien). La partie supérieure appartient quant à elle à la zone à Gigas (=zone à Elegans du Tithonien). Il y a donc lacune de la sous-zone à Irius et la limite Kimméridgien/Tithonien est située au sein de cette formation (Fig. 3, Geyssant *et al.*, sous presse).

Grès de la Crèche (16 m)

Les Grès de la Crèche sont constitués de deux ensembles, Grès de la Crèche inférieur et supérieur séparés par les Marnes intercalaires. Les sables et grès présentent souvent des stratifications obliques ainsi qu'une très intense bioturbation (Ager & Wallace, 1966; 1970). La formation essentiellement gréseuse comporte toutefois des bancs carbonatés à Trigonies. La faune d'ammonites des Grès de la Crèche (Fig. 3) indique la zone à Gigas équivalente de la zone à Elegans et la base de la zone à Scitulus (Cope 1967 in Geyssant *et al.*, sous presse).

Argiles de la Crèche (8 m)

La transition des Grès de la Crèche au Argiles de la Crèche est assez brutale. La base est encore sableuse mais très rapidement le quartz disparaît de la formation. Au sommet, de nombreuses plaquettes gréscuses lenticulaires apparaissent de nouveaux ainsi qu'un niveau de nodules phosphatés appelé P1 ou niveau phosphaté de la Rochette qui marque le toit de la formation. Ce niveau contient des exemplaires remaniés de *Pectinatites (Virgatosphinctoides) pringlei*, espèce qui pourrait être rapprochée du groupe de *P. wheatleyensis* et qui indiquerait done la zone à Wheatleyensis (Fig. 4).

Argiles de Wimereux (10 m)

Les Argiles de Wimereux sont beaucoup plus silteuses et glauconieuses que les précédentes. A la base on trouve deux ou trois bancs carbonatés appelés "Bancs Jumeaux" surmontés par un niveau phosphaté P2. Dans la partie médiane de la formation apparaît à nouveau un banc carbonaté appelé banc à *Lima bononiensis*. Les Argiles de Wimereux contiennent *Pectinatites devillei* et *P. boidini* de la zone à Pallasioides. Le sommet de la formation est marqué par la présence d'un troisième niveau de nodules phosphatés P3, appelé Niveau Phosphaté de la Tour de Croï. Les fossiles phosphatés, roulés et remaniés des niveaux sous-jacents sont fréquents dont *Pectinatites devillei*, *P. boidini* et *Pavlovia pallasioides* de la zone à Pallasioides (Fig. 3).

3-Faciès, successions de faciès et assemblages.

L'objectif est ici de montrer les différentes étapes du raisonnement qui ont conduit à l'interprétation de cette coupe en termes de séquences de dépôts. Les données présentées résultent de la synthèse des observations effectuées le long de la coupe subméridienne, de 5 kilomètres de long, effectuée entre le Cap de la Crèche, au Sud, et Wimereux au Nord (Fig. 2). Cette coupe est donc la plus complète qu'il soit possible d'obtenir à l'affleurement, mais les faciès décrits au toit, dans les Argiles de Wimereux se sont déposés au minimum à 5 km au Nord de ceux décrits à la base, dans les Argiles de Moulin Wibert. Ces faciès n'ont jamais été superposés.

Dans cette coupe, les différents faciès élémentaires observés (Fig. 5) forment des successions de faciès (Fig. 6) qui se superposent en assemblages cohérents de successions de faciès (Fig. 7). Les assemblages sont dits "progradants" ou en "translation vers le bassin" lorsque les successions de faciès en superposition montrent des indications de milieux de dépôts de plus en plus proximaux. Les assemblages sont dits "rétrogradants" ou en "translation vers le continent" dans le cas inverse.

Les successions de faciès élémentaires (Fs1 à Fs7, Fig. 6) sont généralement peu épaisses, de quelques décimètres à quelques mètres. Elles montrent une évolution graduelle vers des environnements de dépôt moins profonds comme l'indiquent leur caractéristiques lithologiques, biologiques et hydrodynamiques. Les premières sont représentées par: (1) une augmentation du rapport sable/argiles (Fs1, Fs5, Fs6, Fs7); (2) une tendance granocroissante dans les parties détritiques des successions de faciès (Fs5, Fs6, Fs7), (3) une augmentation de la quantité de bois flotté (Fs4, Fs5, Fs6, Fs7), (4) une tendance stratocroissante (Fs2, Fs7) et dans toutes les séquences élémentaires par:-une augmentation de la productivité carbonatée marquée par exemple dans Fs1 par l'évolution graduelle de conditions de fonds marins boueux, sans énergie, disaérobiques, réducteurs (F16) à un substratum bien oxygéné, bioturbé, remanié par les courants et enrichi en carbonates (F15). Les principales caractéristiques biologiques qui tendent à indiquer une diminution progressive de la tranche d'eau sont: (1)- l'augmentation de la diversité faunistique vers le haut des séquences (Fs1 à Fs7, sauf Fs4), (2)-l'augmentation de la taille des coquilles et leur épaississement (Fs1 à Fs7), (3)-l'augmentation de la bioturbation (Fs1 à Fs7). Les principalex caractères hydrodynamiques relevés consistent en: (1)-une progression du nombre de lits marqués par des figures de tempêtes de type HCS

-100-

Facies	Description	Interpretation
FI	Medium to coarse grained carbonaceous bioclastic sandstones with planar laminations and low-angle truncations.	High energy uppermost shoreface in a beach/barrier island system.
F2	Burrowed massive sands with centimetric clay interlayering	Sand flats.
F3	id. F1 but unevenly truncated by deep (depth = dm, width = dam) channels underlined by a centimeter thick layer of granules and pebbles of quartzites, sandstones and cherts or by a monospecific oysters-rich shell lag.	id. F1. Tidal (?) channels.
F4	Decimetric-scale fine to medium-grained carbonaceous and bioclastic sandstones. Domichnia and fugichnia of the Skolithos ichnofacies (Ophiomorpha, Teichichnus, Rhizocorallium, Diplocraterion, Skolithos etc). Simple to compound trough cross-beddings.	High energy, upper shoreface beach/barrier tidal delta. Large simple to compound sand waves in a deep channel belt.(tidal inlet?).
F5	A few centimeters thick, fine grained sandstones and shales alternations (lenticular to flaser and wavy bedding) concentrated with drift wood. Current, combined wave-current ripples and hummocky-cross-stratifications.	Wave dominated lower shoreface.
F6	Massive, light-grey silty to sandy mudstones with rare pelecypods debris but charged with drift wood. Overpacked.	Restricted, shore proximal muds. subtidal channel leveed?
F7	Sandy, bioclastic, bioturbated (oblique to vertical) packstone with large thick sheltered bivalvia and gastropods. The sandier facies exhibits some crude trough-cross-beddings Slumps.	Mid-energy, close to wave base, offshore marine. Shifted shoals complex or fringing, prograding skeletal sand banks. Front slope resedimentations.
F8	id. F13 but charged with medium to fine grained sands. Some horizontal to wavy laminations and some fuzzy remains of wave ripple forms laminations disrupted by burrowing mottling.	Mid -energy , lower shoreface, at wave base ramp floor
F9	Bioturbated, dark-grey silty mudstones with some disarticulated small size shell debris, glauconitic sands, drift wood and ferruginous to phosphatic impregnations of subautochtonous shell pavement of large infaunal bivalvia.	Low energy, nutrient-rich, shore-proximal below normal wave base Lime muds Slow accumulation (authigeneses) and winnowing (shells pavements). Lower shoreface to upper offshore.
F10	id. F13. Most of the shells are irregularly arranged in the beds and concentrated into pocket like bodies of sediment.	id. F9 below fair weather wave base but probable storm-related secondary downdip remobilizations.
F11	largely bioturbated, decimetric-scale coquinoïd mudstone beds with disarticulated, unsorted clusters of Nannogyra virgula	Low energy (restricted?), offshore marine paleoenvironment. Subautochtonous communities ² reworked by deep infaunal bioturbation. Nannogyra virgula seems to be well adapted to substrate during their adult life (planctonic larvae, cemented on firm substrate youth) helped by a self cleansing mechanism ³ . The apparent lack of hydrodynamical processes argues for restriction.
F12	Coquinoid shales concentrated with shells of Nannogyra virgula. The two valves of the coquina are preserved, disarticulated but standing in the unequilibrium concave up position. The size of the shells are very similar.	Deep, soupy, ramp floor episodically provided with Nannogyra virgula organisms by seaward flowing storm surges currents (?) and concentrated by secondary elutriations on a current swept floor. The homogeneous sizes of the shells and the preservation of the two valves with some in concave up position argues for in place elutriation.
F13	Bioturbated skeletal mudstone/wackestone with some thin sheltered, whole bodied epifaunal pelecypods in a random position and a few, well preserved, poorly diversified, standing in anatomic connection and life position, deep infaunal assemblages (Trigonia, Gervillella). Most of the latter underlined ferrugenous horizons.	Low energy, restricted ¹ deep, offshore marine below storm wave base lime muds
F14	A few centimeters thick and some dam to hm in lateral extent fine- to medium-grained carbonaceous sandstones beds with an undulatory or flat crossional sole underlined by infaunal pelecypods. Most of these beds are graded, massive, planar laminated or hummocky-cross-stratified. In some cases the sandy fraction is replaced by large concentrations of small coquinas only a few millimeters thick.	Episodic, high energy, storm-dominated open marine conditions. The paleodepth evolves progressively in the stratigraphic record from the upper part of the lower offshore ⁴ to the base and the middle parts of the upper offshore ⁵
F15	A few millimeters thick, or even less, massive dark grey marly shales with shallow infaunal, small, a few millimeters-scale, thin sheltered, disarticulated bivalvia (Lucina, Nannogyra). Cruziana ichnofacies (Planolites, Thalassinoïds)	Low energy, offshore marine ramp environment, soft substrate conditions colonized with shallow infaunal suspension feeders ⁶ prevail
F16	Organic rich, dark, microlaminated shales with unevenly spaced millimetric horizons of small size, shallow burrowing pelecypods. The mains characteristics of the biological assemblage are: the very low diversity, the lack of deposit feeders and benthic larvae (prodissoconch bivalvia) and rare epifauna.	Low energy, offshore marine, episodically starved and disaerobic ramp floor. Seasonnal to annual oxic/anoxic conditions related to the very high frequency of shallow infaunal endobenthos mortality events (shells lag/nud couplets) ⁷

¹.From Wilson (1975); Flügel (1982) and Tucker (1990). ².See also Ziegler (1969) and Ager et Wallace (1966).. ³.From Seilacher (1974); Fursich and Oschmann (1986) and Stenzel (1971). ⁴.Aigner (1982). ⁵.Guillocheau (1992). ⁶.Fursich and Oschmann (1986). ⁷.Oschmann (1990).

Fig. 5. Les seize faciès élémentaires observés sur le terrain. Résumé de leur principales caractéristiques

et interprétation paléoenvironmentale proposée.


Fig. 6. Les sept successions de faciès reconnues dans les coupes du Boulonnais. Le symbole Fx permet de se référer au tableau des lithofaciès (Fig. 5). Fs1. Argilites microlaminées riches en matière organique passant vers le haut à des carbonates à HCS. Rampe externe profonde épisodiquement disaérobique.

rampe moyenne profonde épisodiquement approvisionnée par des lits gradés coquilliers par des courant de tempêtes de retour (storm surge rip current). Argiles de Moulin Wibert and Argiles de Fs2. Mudstones/wackestones coquilliers et argilites silteuses à lumachelles de Nannogyres: Châtillon. Fs3. Mudstones coquilliers et argilites à nannogyres: rampe externe profonde de faible énergie située au dessous de la limite inférieure d'action des vagues. Argiles du Moulin Wibert, Grès de la Crèche and Bancs Jumeaux Formations. Fs4. Wackestone (packstones) coquilliers et mudstones coquilliers à epi et endofaunes bien préservées: rampe interne de faible énergie. Calcaires du Moulin Wibert. Fs5.Wackestones sableux, coquilliers, bioturbés et argilites glauconieuses à nodules phosphatés et bois flotté (...): Rampe moyenne de faible énergie riche en apport nutritifs et silicoclastiques. Partie distale des Argiles de Moulin Wibert, Argiles de Châtillon et Argiles de Wimereux. Fs6. Sables ou grès carbonatés coquilliers, bioturbé et à obliques: Rampe interne peu profonde à hauts fonds coquilliers progradants. Grès de la Crèche. Fs7. Sables ou grès carbonatés coquilliers à rides et obliques Rampe interne à hauts fonds sableux coquilliers proximaux. Grès de la Crèche and Grès de Connincthun.



Fig. 7. Faciès, successions de faciès et assemblages. Les faciès sont regroupés en successions de faciès dont la superposition forme les assemblages.

et une augmentation de leur taux d'amalgamation caractérisé par une diminution de l'épaisseur de sédiments qui sépare deux lits de tempêtes successifs (Fs1, Fs2, Fs7 proparte), (2)-une transition progressive entre des processus de décantation et des remaniements hydrodynamiques dominants (Fs1, Fs2). Les successions de faciès sont limitées à leur base et leur sommet par une discontinuité interprétée comme un approfondissement et caractérisée par un contact abrupt entre des grès et des argilites ou bien des carbonates et des argilites ou des marnes. Dans quelques cas, cet approfondissement apparaît à la base d'un niveau singulier intensément bioturbé (Fs6, Fs7). A l'opposé, les passages abrupts argilites/grès ou argilites/carbonates se marquent par des concentrations de bois flottés, de glauconie, de nodules phosphatés ou de coquilles ferrugineuses (Fs5), de sédiments glissés (Fs6), ou bien de grand bivalves fouisseurs et des niveaux de bioturbation et d'érosion (Fs7).

Ces successions de faciès sont considérées comme caractéristiques d'un milieu de dépôt de type rampe carbonatée homoclinale (Ahr, 1973; Read, 1985; Burchette & Wright, 1992) en raison: (1)-du manque de dépôts de remaniements gravitaires tels ceux identifiés en marge de plate-forme (turbidites, brèches...), (2)-de l'absence de dépôts marins restreints avec leur cortèges de barrières oolithiques, bioclastiques ou récifales caractéristiques des bordures de plate-forme, (3) -de l'importante dilution des carbonates dans l'argile et l'ubiquité des événements de tempêtes qui indiquent de bonnes communications avec le milieu marin ouvert, (4)- de l'évolution graduelle d'un environnements de dépôts à l'autre avec les hiatus exprimés sculement de manière subtile, (5) -de la connexion au littoral

des faciès les moins profonds. Bien que toutes ces successions de faciès ne soient certainement pas toutes génétiquement liées, elles ont été disposées dans un diagramme bidimensionnel (Fig. 8) qui prend en compte à la fois la paléobathymétrie (énergie de dépôt comparée à la limite inférieure d'action des vagues permanentes ou de tempêtes) et la productivité carbonatée (processus biologiques, lumière ...) qui représentent les contrôles majeurs de la distribution des environnements de dépôts sur un profil de rampe homoclinale (Burchette & Wright, 1992). Trois de ces derniers ont été reconnus dans les coupes de Boulonnais: (1) rampe externe (Fs1, Fs3) au dessous, ou bien à la limite inférieure d'action des tempêtes, avec seulement une influence épisodique et rare des tempêtes, (2) rampe moyenne (Fs2, Fs5) entre la limite inférieure d'action des vagues de beau temps et celle des tempêtes avec d'importantes remobilisations liées aux tempêtes telles les coquilles, (3) rampe interne située à ou au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps (Fs5, Fs6, Fs7) sableuse, bioturbée, remaniée par les vagues et à corps sédimentaires à obliques où la production carbonatée et la bioturbation sont importantes (Fs4).

L'empilement des successions de faciès forme des assemblages progradants ou bien rétrogradants. Les assemblages progradants sont habituellement épais (m à dam) et évoluent graduellement d'environnements de rampe externe profonde à ceux de rampe interne subémergeante (Fig. 9). Ils sont limités à sa base par une surface d'inondation maximale comprise ici à la base des



Fig. 8. Distribution qualitative des faciès observés dans les sédiments du Kimméridgien et du Tithonien du Boulonnais en fonction de la productivité carbonatée, de l'énergie du dépôt et de la paléobathymétrie.



Fig. 9. Successions de faciès, assemblages de dépôts et évolution des environnements de dépôts à travers le temps dans les coupes du Boulonnais.

faciès les plus profonds et parfois soulignés par de la glauconie (S1, S2) des nodules phosphatés (S7, S8), ou une bioturbation intense (S3, S5). Ils sont tronqués par une très nette surface d'érosion parfois bioturbée (DS) provoquée par la descente en direction du bassin du niveau inférieur d'action des vagues ("wave base razor", Homewood et al. 1992). Ces surfaces sont parfois choisies comme limites des formations lithologiques comme ici les contacts Calcaires du Moulin Wibert/Grès de Connincthun et Argiles de Châtillon/Grès de la Crèche. Les assemblages rétrogradants sont généralement minces (quelques mètres ou moins) et évoluent graduellement ou bien rapidement de milieux de rampe interne ou moyenne vers des milieux de rampe externe (Fig. 9). Ils sont limités à leur base par une surface érosive de ravinement (RS) marquée par un mince lit coquillier (S3, S2), des galets millimétriques (S2, S4, S7, S8) ou un horizon sableux centimétrique entièrement bioturbé (S1, S5, S6) qui peut être provoqué soit par le déplacement vers le domaine continental (surface principalement érosive) de la zone d'action des vagues soit par une inondation rapide sous la limite d'action des vagues (surface de hiatus). L'alternance régulière des assemblages progradants et rétrogradants constitue les séquences stratigraphiques (S) de Galloway (1989). Les surfaces de discontinuité éventuellement corrélables à l'échelle régionale sont alors situées au contact entre l'assemblage progradant et l'assemblage rétrogradant au niveau des surfaces de ravinement (RS). Indépendamment de leur rang et de leur importance éventuelle, neuf d'entre elles ont été reconnues dans le Boulonnais (Fig. 9).



Fig. 10. Répartition de la matière organique dans le Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais

FORMATIONS	% COT	nig HC/g roche SI	mg HC/g roche 52	С Т max	nıg IIC/g COT III	nış CO2/g COT IO
Argiles de Wimereux	0,1 ≤COT≤ 1.7	0.01 \$\$1\$ 0.09	0.05 ≤\$2≦ 5.4	414 ≤Tmax≤ 430	23 ≤111≤ 324	50 ≤IO≤ 202
Argiles de la Crèche	0,2 ≤COT≤ 3,5	0,01 ≤\$1≤ 0,18	0,4 ≤S2≤ 16,72	417 ≤1'max≤ 429	157 ≤111≤ 476	27 ≤10≤ 132
Argiles de Châtillon	0,2 ≤COT≤ 6,6	0.01 ≤S1≤ 1.04	0,25 ≤S2≤ 39,16	413 5Tmax5 431	82 ≤III≤ 589	21 ≤IO≤ 107
Calcaires du Moulin Wibert	0,1 ≤COT≤ 0,8	0.01 ≤S1≤ 0.12	0,05 ≤S2≤ 0,7	425 ≤1'max≤ 434	34 ≤111≤ 100	65 ≤IO≤ 252
Argiles du Moulin Wibert	0,2 ≤COT≤ 1,5	0.01 SS1 S 0.08	0,11 ≤S2≤ 3,26	419 ≤Tmax≤ 432	47 ≤IIIS 216	25 ≤IO≤ 152

Fig. 11. Principaux paramètres de la pyrolyse Rock-Eval.

4- Géochimie de la matière organique.

La matière organique des formations kimméridgiennes du Boulonnais a été étudiée par pyrolyse Rock-Eval. La répartition stratigraphique est hétérogène (Fig. 10). Les teneurs importantes se situent au sein des Argiles de Châtillon et des Argiles de la Crèche où la matière organique peu évoluée a essentiellement une origine marine planctonique. Les teneurs les plus importantes en matière organique se rencontrent dans la partie médiane des Argiles de Châtillon (jusqu'à 9%, Herbin *et al.*, 1993), c'est à dire dans un faciès très feuilleté, laminé et pauvre en faune. De part et d'autre de cet ensemble, les teneurs en Carbone Organique Total (COT) décroissent dans les argiles plus compactes et à lamellibranches abondants. Dans les autres formations argileuses, les teneurs dépassent rarement 1% et l'origine est souvent mixte marine et continentale. Parmi les cinq périodes d'accumulation de matière organique identifiées en Angleterre en particulier dans le Dorset, trois se retrouvent dans le Boulonnais (Herbin & Geyssant, sous presse):

- à la base de la zone à Autissiodorensis;
- dans la zone à Elegans;
- à la partie supérieure de la zone à Wheatleyensis et à la base de la zone à Hudlestoni.

Les Tmax compris entre 413 et 434°C (Fig. 11), indiquent que la matière organique est peu évoluée. Ceci s'accorde avec l'enfouissement relativement faible des formations du Jurassique supérieur du Boulonnais. En effet, elles n'ont été recouvertes que par des dépôts continentaux à faciès wealdiens du Crétacé inférieur (20 m au maximum), puis par les formations marines aptiennes et albiennes peu épaisses (environ 20 m) et enfin par les craies du Crétacé supérieur dont l'épaisseur est vraisemblablement restée inférieur à 300 m.

L'origine continentale, marine ou lacustre de la matière organique peut être estimée à partir des valeurs de l'index d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO) sur un diagramme IH/IO (Espitalié *et al.*, 1985). Dans les Argiles et Calcaires du Moulin Wibert, la matière organique semble principalement d'origine continentale (Type III, Fig. 12). Dans les échantillons les plus riches en COT (1,5%), la contribution d'une matière organique d'origine marine est toutefois envisageable. Les teneurs en matière organique sont plus faibles dans les Calcaires du Moulin Wibert. Cette matière organique serait altérée voire résiduelle pour les échantillons les plus pauvres. En revanche dans les Argiles de Châtillon et dans les Argiles de la Crèche, la matière organique a plutôt une origine marine planctonique (Type II, Fig. 12). C'est notamment le cas dans la partie médiane feuilletée des Argiles de Châtillon où les index d'hydrogène atteignent 589 mg d'hydrocarbure par gramme de COT. De part et d'autre, les IH sont plus faibles, inférieurs à 250 mg d'HC/g de COT, ce qui résulte soit d'une oxydation de la matière



Fig. 12. Caractérisation de la matière organique des formations argileuses kimméridgiennes et tithoniennes du Boulonnais

organique, soit d'une contribution de matière organique d'origine continentale. Dans les Argiles de la Crèche, c'est la partie inférieure qui est riche en matière organique marine alors que la partie supérieure présente une matière organique altérée. Enfin, dans les Argiles de Wimereux, bien que les teneurs en matière organique soient faibles, il semble qu'elle présente une double origine, à la fois continentale et marine.

5- Minéralogie des argiles

Les cortèges minéralogiques argileux sont principalement constitués de proportions variables d'illite, de kaolinite et de smectite (Fig. 13). Le terme de smectite recouvre en fait un mélange de smectite et d'interstratifiés illite/smectite. A ces trois minéraux principaux, s'ajoutent des proportions plus faibles de chlorite dont la proportion ne dépasse pas 15%. L'évolution parallèle des teneurs en illite et kaolinite opposée à celle des teneurs en smectite est caractéristique des dépôts Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais. La minéralogie des argiles est indépendante de la lithologie. L'influence de la diagenèse d'enfouissement paraît négligeable ce qui s'accorde avec les données obtenues sur l'évolution de la matière organique. Enfin, les minéraux argileux paraissent principalement détritiques. Cinq zones minéralogiques sont distinguées (Fig. 13):

- la zone 1 comprend les Argiles du Moulin Wibert p.p. et se caractérise du bas vers le haut par une diminution régulière de la proportion d'illite et de kaolinite au profit des smectites;

- la zone 2 riche en smectite, correspond à la partie supérieure plus sableuse (faciès moins profonds) des Argiles du Moulin Wibert;

- la zone 3 caractérisée par l'abondance de l'illite et de la kaolinite par rapport aux smectites comprend les Calcaires du Moulin Wibert, les Grès et les Argiles de Châtillon. A l'intérieur de cette zone, la composition minéralogique est indépendante du découpage séquentiel mais la limite entre les zones minéralogiques II et III marquée par une forte augmentation de l'illite et de la kaolinite coïncide avec la discontinuité DS2;

- la zone 4 est beaucoup plus hétérogène que la précédente mais dominée par les smectites. Ces minéraux sont particulièrement abondants au sommet des Argiles de Châtillon (base de la zone minéralogique) qui comme dans la zone minéralogique 2 comprennent des faciès peu profonds.

- la zone 5 est caractérisée par une très forte augmentation de l'illite et de la kaolinite comparable à celle enregistrée au passage entre les zones II et III. Ce changement minéralogique coïncide également avec une discontinuité (DS7).



Fig. 13. Minéralogie des argiles du Kimméridgien/Tithonien.

Relations entre le découpage séquentiel et les cortèges minéralogiques argileux.

La comparaison entre le découpage séquentiel et la minéralogie des argiles montre que les deux changements minéralogiques principaux correspondant à un fort accroissement d'illite et de kaolinite par rapport aux smectites coïncident avec les downward shift DS2 et DS7. Une baisse du niveau marin entraîne généralement une intensification de l'érosion sur les domaines continentaux qui pourrait expliquer l'augmentation concomitante de l'illite et de la kaolinite. Cependant, des augmentations aussi importantes et apparemment rapides d'illite et de kaolinite sont plutôt l'expression de rajeunissements morphologiques des terres émergées consécutifs d'une période tectoniquement instable (Chamley, 1989, Deconinck *et al.*, 1991). La transition entre assemblages riches en illite et kaolinite à des assemblages riches en smectites se produit dans des sédiments dont le faciès indique un milieu de dépôt peu profond. Ceci est a priori en contradiction avec le fait que les smectites se déposent plutôt dans des environnements du large. Ce paradoxe peut s'expliquer en admettant qu'une baisse du niveau marin entraîne l'émersion de vastes domaines continentaux peu déclives favorables au développement pédologiques de smectites. En résumé, dans le cas du Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais, le passage d'une sédimentation à smectite dominante à une sédimentation à illite et kaolinite aurait plutôt une origine tectonique alors que la transition inverse aurait pour origine une baisse du niveau marin

Relations entre matière organique et cortèges minéralogiques argileux

Plusieurs cas se présentent dans les formations kimméridgiennes et tithoniennes du Boulonnais. Examinons les successivement.

Relations argiles/teneurs en matière organique

Les Argiles du Moulin Wibert et les Argiles de la Crèche présentent des cortèges argileux en partie comparables, relativement riches en smectites. En revanche, les teneurs en matière organique sont très différentes dans les deux formations. Les assemblages argileux des Argiles de Châtillon, sont dominés par l'illite et la kaolinite quelles que soient les teneurs en matière organique. La partie feuilletée des Argiles de Châtillon dans laquelle la teneur en matière organique atteint 9% ne présente aucune particularité minéralogique. Enfin si l'on compare les roches-mères, Argiles de la Crèche et Argiles de Châtillon pro parte, on s'aperçoit que la première formation est plutôt smectitique alors que la seconde est plus riche en illite et kaolinite. Dans le Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais, la constitution de la fraction argileuse des sédiments est donc indépendante des teneurs en matière organique.

Relations argiles/nature de la matière organique

Dans les Argiles et Calcaires du Moulin Wibert, la matière organique semble principalement d'origine continentale alors que les cortèges minéralogiques sont très différents, smectite dominante dans les Argiles du Moulin Wibert, illite et kaolinite abondantes dans les Calcaires du Moulin Wibert. Dans les Argiles de Châtillon, la matière organique abondante et d'origine marine est associée à des assemblages argileux détritiques à illite et kaolinite identiques à ceux des Calcaires du Moulin Wibert. Dans la partie basale du Kimméridgien du Boulonnais on ne peut donc dégager de relations évidentes entre la composition de la fraction argileuse et l'origine de la matière organique. Dans la partie sommitale en revanche, on note que les Argiles de la Crèche plutôt smectitiques contiennent une matière organique d'origine marine alors que les Argiles de Wimereux sus-jacentes riches en illite et kaolinite présentent une matière organique d'origine en partie continentale. Dans les Argiles de Wimereux, cette dernière origine est vraisemblable dans la mesure où des éléments de bois flotté sont très abondants. L'indépendance d'ensemble entre d'une part la constitution des assemblages argileux et d'autre part les teneurs et la nature de la matière organique résulte probablement du fait que l'accumulation et la préservation de la matière organique dépend surtout des conditions océanographiques (productivité primaire, anoxie) alors que la constitution des cortèges argileux est principalement contrôlée par les conditions d'hydrolyse et d'érosion continentales. Des conclusions similaires concernant les relations entre minéraux argileux et matière organique ont été proposées pour les sédiments crétacés de l'Atlantique Sud (Robert et al., 1979). L'absence de relation entre argiles et teneurs en matière organique suggère également le rôle négligeable des acides organiques sur l'évolution diagénétique des minéraux argileux. Dans les Argiles du Moulin Wibert l'association de matière organique d'origine continentale et de smectites suggère que ces minéraux ont une origine détritique au même titre que l'illite et la kaolinite. Au sommet de la coupe, au passage Argiles de la Crèche/Argiles de Wimereux, on assiste à une évolution concomitante de la matière organique et des argiles. L'illite et la kaolinite prennent le relais des smectites et l'on passe d'une matière organique d'origine marine à une matière organique d'origine continentale. Parallèlement, les sédiments s'enrichissent en quartz de la taille des silts. Cette évolution conjointe indique des influences continentales marquées, probablement à mettre en relation avec l'amorce de la régression fini-jurassique. Les Argiles de Châtillon présentent également d'importantes fluctuations de teneurs en matière organique indépendantes des variations minéralogiques. Dans la partie médiane feuilletée, laminée, pauvre en faune, la matière organique d'origine planctonique est abondante alors que de part et d'autre les teneurs beaucoup plus faibles et la faune abondante indiquent un milieu de sédimentation moins réducteur.

En conclusion, la constitution des assemblages argileux est indépendante des teneurs en matière organique excepté au sommet de la série où les Argiles de la Crèche smectitiques et à matière organique planctonique abondante se distinguent des Argiles de Wimereux, à illite, kaolinite et matière

organique d'origine continentale.

5 - Géochimie des éléments-traces

Les teneurs en manganèse et strontium de la phase carbonatée des dépôts kimméridgiens a été déterminée par spectrométrie d'absorption atomique. Les teneurs en CaCO3 varient fortement entre 7 et 92%. La courbe de répartition des teneurs en manganèse montre également d'importantes fluctuations puisque les valeurs sont comprises entre 100 et 1300 ppm (Fig. 14). Du fait de la grande variabilité des teneurs, et compte tenu de l'environnement de dépôts des sédiments en domaine de plate-forme, il semble que l'origine du manganèse soit double, marine et continentale. Les basses valeurs en manganèse marqueraient des influences marines dominantes alors que les fortes valeurs suggèrent la prépondérance d'influences continentales.

Pour le strontium, les valeurs se répartissent entre 200 et 2600 ppm mais certains points de la courbe de répartition (Fig. 14) sont à exclure en raison de la présence d'aragonite dans les échantillons. Considérant les échantillons de nature essentiellement calcitique, les basses teneurs en strontium marquent des influences continentales en période de baisse du niveau marin, alors que les fortes teneurs caractérisent plutôt les périodes de montée du niveau marin et des influences marines prépondérantes.

6 - Discussion

Bien que les séquences soient bâties à partir de sept motifs élémentaires ou successions de faciès dont on peut admettre l'origine allogénétique, les séquences semblent représenter le premier ordre de variations du niveau marin relatif significatif du point de vue de la géodynamique car suivi de coupe en coupe, sur plusieurs dizaines de kilomètres. Ces séquences peuvent à leur tour être lissées en ensembles plus épais composés de la superposition d'une tendance régressive (diminution de profondeur, progradant) et d'une tendance transgressive (approfondissement, rétrogradant) qui figurent le mode d'empilement des séquences S1 à S9, respectivement en déplacement vers le bassin ou bien vers le continent au cours du temps (Fig. 15). La tendance progradante s'exprime dans les séquences de S1 à S3 par (1) l'épaississement progressif des séquences; (2) l'augmentation du rapport sable/argile dans la partie supérieure des assemblages progradants juste au dessous de la surface de ravinement; (3) la translation progressive vers le bassin de l'acmé de productivité carbonatée exprimée par l'augmentation vers le haut de la quantité de carbonates dans les faciès profonds; (4) l'augmentation du potentiel de préservation des faciès les moins profonds dans chaque séquence (manque de dépôts de rampe moyenne dans S1, haut-fond distal dans S2, haut-fond proximal dans S3). La tendance





Fig. 14. Evolution des teneurs en manganèse et strontium de la phase carbonatée des sédiments kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais.

rétrogradante s'exprime dans S4 mais aussi dans la succession S6 S7 par (1) l'amincissement des séquences vers le haut; (2) la diminution du rapport sable/argile; (3) l'augmentation progressive vers le haut de la profondeur des dépôts; et (4) par l'accumulation de matières organiques à leur sommet. Cette série sédimentaire est tronquée, à la base de la formation des Bancs Jumeaux, par une importante discontinuité sédimentaire qui marque à la fois une chute et une remontée du niveau de la mer comme l'indiquent (1) la présence de dépôts marins moins profonds dans la formation des Bancs Jumeaux que dans la Formation des Argiles de la Crèche sous-jacente et (2) la présence de glauconie et de galets phosphatés généralement associés aux transgressions marines.

Ces données ont été utilisées dans le cadre de corrélations interrégionales entre le NW de l'Angleterre et la région Champagne-Ardenne où affleurent des séries de même âge déjà étudiées du point de vue lithologique et biostratigraphique (Proust *et al.*, sous presse). Elles ont permis de mettre notamment en évidence:

1- La géométrie d'ensemble du domaine paléogéographique NW Européen au Kimméridgien-Tithonien ("intra shelf ramp profile") entre des milieux de plate-forme peu profonde (flat-topped platform) dans le bassin de Paris et une zone de bassin dans le Dorset articulée autour une zone de rampes carbonatées peu pentées à l'aplomb du Boulonnais pour la période "ante Hudlestoni", et une zone carbonatée au Nord qui passe à une zone enrichie en terrigènes au Sud articulée autour du haut fond du Boulonnais, pour la période "post Hudlestoni".

. 1-Les variations du niveau marin relatif qui peuvent être suivies sur de grandes distances entre plusieurs bassins (Dorset et Boulonnais) et donc être eustatiques et significatives du point de vue de la géodynamique globale. Ce sont:

- l'onlap général des séries sédimentaires pourtant amalgamées dans la Boulonnais sur la discontinuité au toit de l'Oxfordien lors d'une phase initiale de remontée du niveau marin relatif (Baylei et Cymodoce);

- une progradation lente en système de rampe carbonatée (Boulonnais) des milieux de plateforme (B. de Paris) vers une zone de bassin (Angleterre) jusqu'au toit de la zone à Eudoxus en période de chute du niveau marin relatif;

-un nouvel onlap lié à un relèvement du niveau marin relatif dont le maximum est synchrone des accumulations de matière organique dans le Boulonnais (base Autissiodorensis, base Elegans);

-un dernier cycle progradation-rétrogradation qui correspond à une chute puis une remontée du niveau relatif de la mer à la transition Scitulus-Elegans.





marin relatif.

Ces séries sont ensuite tronquées par une importante discontinuité associée à une chute du niveau marin relatif. Elle marque une importante réorganisation paléogéographique qui conduit les domaines de bassin à sédimentation argileuse à être le siège d'une sédimentation plus carbonatée enregistrée lors du relèvement ultéricur.

2- L'origine de ces variations eustatiques a pu être précisée notamment par l'intermédiaire des changements dans la minéralogie des argiles (passage de smectite à kaolinite-illite) qui interviennent au passage de ces discontinuités majeures (Proust *et al.*, 1993 et sous presse). Ainsi, les surfaces de ravinements de S2 et principalement celle associée à S7 sont elles attribuées à des flexurations tectoniques d'ensemble de la marge.

BIBLIOGRAPHIE

AGER, D.V & WALLACE, P. (1966).- The environmental history of the Boulonnais, France. *Proc. Geol. Ass.*, 77, p. 385-417.

AGER, D.V. & WALLACE, P. (1970).- The distribution and significance of trace fossils in the uppermost Jurassic rocks of the Boulonnais, Northern France. In : Crimes and J.C. Harper, eds, *Geological Journal*, Special Issue n° 3, p. 1-17.

AHR, W.M. (1973).- The carbonate ramp : an alternative of the shelf model. *Transactions of the Gulf Coast American Geological Society*, 23, p. 221-225.

AIGNER 1982. Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, 174.

BONTE, A. (1969).- Le Boulonnais. Ann. Soc. géol. Nord, 89, p. 23-46.

BURCHETTE, T. & WRIGHT, V. (1992).- Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology, 79, p. 3-57.

CHAMLEY, H. (1989).- Clay sedimentology. Springer Verlag, Berlin, 623 p.

CLOETINGH, S. (1988a).- Intraplate stresses : a new element in basin analysis. In : K.L. Kleinspehn, C. Paola, eds, *New perspectives in basin analysis*. Frontiers in Sedimentary Geology, Springer Verlag, p. 205-230.

CLOETINGH, S. (1988b).- Intraplate stresses : a tectonic cause for third-order cycles in apparent sca-level ? In : C.T. Wilgus *et al.* cds. *Sea-level change-an integrated approach*. *Society of Economic and Petroleum Mineralogists*, Special Publication n° 42, p. 19-29.

CORNFORD, C. (1984).- Source rocks and hydrocarbon of the North Sea. In : K.W. Glennie, ed., *Introduction to Petroleum of the North Sea*, Blackwell, Oxford, p. 171-204.

DEBRAND-PASSARD, S., ENAY, R., RIOULT, M., (Coord.), CARIOU, E., MARCHAND, D.& MENOT, J.C. (1980).- Jurassique supérieur. *In* "Synthèse géologique du bassin de Paris, *Mém. B.R.G.M.* n° 101, C.et F. Mégnien (eds), p.195-253.

DECONINCK, J.F., CHAMLEY, H., DEBRABANT, P., & COLBEAUX, J.-P., (1983).- Le Boulonnais au Jurassique supérieur^{*}: données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. *Ann. Soc. géol. Nord.*, 102, p.145-152.

DECONINCK, J.F., AMEDRO, F., FIOLET-PIETTE, A., JUIGNET, P., RENARD, M.& ROBASZYNSKI, F., (1991).- Contrôle paléogéographique de la sédimentation argileuse dans le Cénomanien du Boulonnais et du Pays de Caux. *Ann. Soc. Geol. Nord*, 1, p. 57-66.

ESPITALIE, J., DEROO, G. & MARQUIS, F. (1985/1986).- La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. Institut Français du Pétrole*, 40, 6, p. 563-579; 40, 6, p. 755-784; 41, 1, p. 73-89.

FÜRSICH F.T. & OSCHMANN W., (1986).- Storm shell beds of *Nanogyra virgula* in the upper Jurassic of France. *N. Jb. geol. paläont. Abh.*, 172, 2, p. 141-161.

GALLOWAY, W.E. (1989).- Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : Architecture and genesis of flooding surfaces bounded depositional units. A.A.P.G. Bulletin, 73, p. 125-142.

GEYSSANT, J.R., VIDIER, J., HERBIN, J., PROUST, J.N. & DECONINCK, J.F. (sous presse).- Les couches de passage Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais: nouvelles données biostratigraphiques et contenu en matière organique *Géologie de la France*.

GUILLOCHEAU, F. 1990. Stratigraphic séquentielle des bassins de plate-forme: l'exemple dévonien armoricain. Thèse Sci., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 257.

HERBIN, J.P., MONTADERT, L., MULLER, C., GOMEZ, R., THUROW, J. & WIEDMANN, J. (1986).- Organic-rich sedimentation at the Cenomanian-Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. *North Atlantic Palaeoceanography*, Summerhayes, C. & Shackleton, N.J., eds, the Geological Society Special Publication, 21, p. 389-422.

HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T.A. (1992).- Corrélation haute résolution et stratigraphic génétique, une démarche intégrée. *Bull.Centre Rech. Explor- Prod. Elf Aquitaine.*, 16, p. 357-381.

KARNER, G.D. (1986).- Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy. *Tectonics*, 5, p. 573-588.

LAMBECK, K., CLOETINGH, S. & McQUEEN, H. (1987).- Intraplate stresses and apparent changes in sea level : the basins of northwestern Europe. *In* : A.J. Tankard, ed, *Sedimentary basins and basin forming mechanisms*, C.S.G., memoir n° 12, p. 259-268.

OSCHMANN, W. (1988a).- Kimmeridge Clay sedimentation a new cyclic model. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology.*, 65, 217-251.

OSCHMANN, W. (1988b).- Upper Kimmeridgian and Portlandian marine macrobenthic

associations from Southern England and Northern France. Facies, 18, p. 49-72.

OSCHMANN, W. (1990).- Environmental cycles in the Late Jurassic northwest European epciric basin : interaction with atmospheric and hydrospheric circulations. *Sedimentary Geology*, 69, p. 313-332.

PERRODON, A. (1991).-. Vers des réserves ultimes d'hydrocarbures conventionnels. Bull. Centre Rech. Explor- Prod. Elf Aquitaine., 15, p. 253-259.

PETRIE, S.M., BROWN, J.R., GRANGER, P.J. & LOWELL, J.P.B. (1989).- Mesozoic history of the Celtic Sea basins. In : A.J. Tankard and H.R. Balkwill (eds), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. American Association of Petroleum Geologists., Memoir 46, p. 433-444.

PROUST, J.N., DECONINCK, J.F., GEYSSANT, J.R., HERBIN, J.P. & VIDIER, J.P. (1993).- Nouvelles données sédimentologiques dans le Kimméridgien et le Tithonien du Boulonnais (France). C. R. Acad. Sci. Paris, 316, II, p.

PROUST, J.N., DECONINCK, J.F., GEYSSANT, J.R., HERBIN, J.P. & VIDIER, J.P. (soumis). Allostratigraphy of the Late Kimmeridgian/Lower Tithonian storm-dominated ramp deposits of the Boulonnais (Northern France). A landward time-equivalent to offshore marine source rocks. J. Geol. Soc. London.

PRUVOST, P. (1925).- Les subdivisions du Portlandien du Boulonnais d'après les ammonites. Ann. Soc. Geol. Nord, XLIX, p. 187-207.

READ, J.F. (1985).- Carbonate platform facies model. A .A .P .G .Bulletin., 69, p. 1-21.

ROBERT C., HERBIN J.P., DEROO G., GIROUD D'ARGOUD G. & CHAMLEY H. (1979).-L'Atlantique Sud au Crétacé d'après l'étude des minéraux argileux et de la matière organique (legs 39 et 40 D.S.D.P.). Oceanologica Acta, vol. 2, n° 2, p. 209-218. SARG J.F.(1988).- Carbonate sequence stratigraphy. WILGUS CT *et al.*, Sca-level changes: an integrated approach, SEPM Spec. Publ. 42, p. 155-182.

SEILACHER, A. 1984. Constructional morphology of bivalves: evolutionary pathways in primery versus secondary soft-bottom dwellers. *Paleontology*, 27, p. 207-237.

STENZEL, H.B. 1971. Oysters.- In: R.C. MOORE & C. TEICHERT (Eds). Treatise on Invertebrate Paleontology (N) Mollusca 6, Bivalvia: N953-N1224; Geol Soc. America, Boulder and Univ. Kansas, Lawrence.

TUCKER M.E & WRIGHT V.P. 1990. Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, 482.

WIGNALL, P.B. (1991).- Test of the concepts of sequence stratigraphy in the Kimmeridgian Late Jurassic of England and Northern France. *Marine and. Petroleum Geology.*, 8, p. 430-441.

WILLIAMS, F.V. (1986).- Petroleum geochemistry of the Kimmeridge Clay on onshore southern and eastern England. *Marine and Petroleum Geology.*, 3, p. 258-281.

WILSON J.L. (1975).- Carbonate differential in geologic history. Springer Verlag 471 P.

ZIEGLER, B. 1969. Über Exogyra virgula (Lamellibranchiata, Oberjura). *Eclog. geol. Helv.* 62, p. 685-696.

ZIEGLER, P.A. 1989. Evolution of the North Atlantican overview. *In* : A.J. Tankard, H.R. Balkwill eds. *Extensional Tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir n° 46, p. 111-130.

ZIEGLER, A. & VAN HORN, B. (1989).- Evolution of the North Sea rift system. In : A.J. Tankard, H.R. Balkwill eds. *Extensional Tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir n° 46, p. 471-500.



4^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Excursions, 1993, Publication ASF, Paris, n° 20, 206 p.

CYCLES ET SEQUENCES DANS LE CRETACE DU BOULONNAIS.

Francis ROBASZYNSKI¹ et Francis AMEDRO²

Faculté Polytechnique, 9, rue de Houdain, 7000 Mons, Belgique
 ²⁾ 26, rue de Nottingham, 62 100 Calais, France

SOMMAIRE

INTRODUCTION

1. SEQUENCES ET CYCLES, RAPPELS

1.1. Séquences, cortèges de prismes sédimentaires et variations eustatiques relatives du niveau marin

Situation du Boulonnais dans le modèle

Conséquences des variations eustatiques de niveau marin sur les biotas et les étages

1.2. Cycles et dépôts alternants

2. LA SUCCESSION DE L'ALBIEN ENTRE WISSANT ET LE CAP PETIT BLANC-NEZ, PRESENTATION

- 2.1. Situation de la coupe
- 2.2. Les falaises vues de l'estran, aspect général
- 2.3. Les travaux antérieurs sur la craie cénomanienne
- 3. LES SEQUENCES DE L'ALBIEN ENTRE WISSANT ET LE CAP PETIT BLANC-NEZ
 - 3.1. La succession lithologique de l'Albien
 - 3.2. Les séquences de l'Albien définies à partir des coupes de l'Aube et du Kent
 - 3.3. Les séquences de l'Albien à Wissant.

4. LES CINQ SEQUENCES DU CENOMANIEN INFERIEUR ET MOYEN ENTRE LES CAPS PETIT ET GRAND BLANC-NEZ

- 4.1. La succession lithologique du Cénomanien
- 4.2. Quatre arrêts dans le Cénomanien inférieur et moyen
- 5. A LA LIMITE CENOMANIEN-TURONIEN : LA SEQUENCE 6 ET LA ZONE A PLENUS (A. SANGATTE)
- 6. LES CYCLES DANS LA CRAIE A SILEX DU CONIACIEN-SANTONIEN A COQUELLES

REFERENCES

CYCLES ET SEQUENCES DANS LE CRETACE DU BOULONNAIS

Rythmes, cycles, stratigraphie séquentielle dans l'Albien, le Cénomanien et le Coniacien-Santonien

Francis ROBASZYNSKI Faculté Polytechnique, 9, rue de Houdain, 7000 MONS, Belgique

Francis AMEDRO 26, rue de Nottingham, 62100 CALAIS, France.

<u>Résumé</u>

A partir d'observations de terrain et de données de laboratoire telles que : lithologie, minéralogie, biofaciès, discontinuités sédimentaires, rythmicité et amplitude des alternances, une interprétation séquentielle est tentée pour l'ensemble des dépôts albo-cénomaniens affleurant sur la côte boulonnaise. Certains de ces éléments d'analyse forment d'excellents outils pour fonder des corrélations locales et régionales et ont été utilisés entre les années 1990 et 1993 aux fins de surveillance géologique des travaux de creusement du Tunnel sous la Manche.

Un peu plus vers l'intérieur du pays, l'examen des faciès de l'ancienne carrière de Coquelles montrera un type d'alternance particulier dans les craies blanches à silex du Crétacé supérieur.

Les diverses coupes visitées serviront d'exemples pour développer quelques considérations sur la cyclicité de la sédimentation en domaine marin distal.

INTRODUCTION

Pour appréhender la géogynamique sédimentaire du Crétacé, les affleurements des falaises du Boulonnais sont particulièrement démonstratifs puisqu'ils permettent d'observer une succession continue et constamment renouvelée grâce au travail érosif de la mer.

Connue depuis les travaux des premiers géologues régionaux du 19ème siècle (CHELLONNEIX, 1872 ; BARROIS, 1875 etc, cf. ROBASZYNSKI, AMEDRO *et al.*, 1980), la rythmicité des craies cénomaniennes exposées entre St Pô et Sangatte est certainement le caractère qui apparaît avec le plus d'évidence à toute personne qui longe les falaises. Toutefois, un examen plus attentif conduit à distinguer divers ordres de cyclicité qui s'articulent suivant la maille plus large des séquences de dépôts.

Selon les interprétations récentes, les cycles à haute et moyenne fréquence suivraient un contrôle climatique lié aux phénomènes orbitaux de Milankovitch tandis que les séquences dépendraient des variations eustatiques de niveau marin essentiellement sous la dépendance de phénomènes de dynamique crustale comme les ouvertures océaniques ou l'isostasie.

Parce que les différentes lithologies sont bien lisibles dans les cycles exposés en falaise et par le fait que les outils de datation biostratigraphique y sont suffisamment précis, le CENOMANIEN est certainement l'étage le plus approprié dans le Crétacé du bassin anglo-parisien pour illustrer les cycles et les séquences. Des corrélations précises peuvent y être établies sur des coupes distantes de plusieurs centaines de kilomètres.

On focalisera donc l'attention sur le CENOMANIEN sans oublier toutefois les argiles de l'ALBIEN et les craies du CONIACIEN-SANTONIEN qui, bien que présentant des lithologies plus uniformes et des discontinuités plus discrètes, peuvent néanmoins être analysées à travers la grille séquentielle.

1. SEQUENCES ET CYCLES, RAPPELS.

1.1. Séquences, cortèges de prismes sédimentaires et variations eustatiques relatives du niveau marin.

Modulée en partie par les variations d'activité des dorsales océaniques, l'élévation eustatique du niveau des mers crétacées se fait par étapes successives avec de grandes inondations suivies de régressions plus ou moins importantes. Ces inondations-retraits sont à la base de la définition des séquences eustatiques de la stratigraphie séquentielle.



Fig. 1 - Définition des surfaces, cortèges et milieux de dépôts par rapport aux variations eustatiques du niveau de la mer (selon VAIL *et al.*, 1987, POSAMENTIER *et al.*, 1988 et HOMEWOOD *et al.*, 1992 mod.).

Le modèle de dépôt de corps sédimentaires organisés en séquences eustatiques est fondé sur le concept de la <u>variation de l'espace disponible</u> nécessaire pour qu'il y ait des dépôts dans le bassin ou sur la plate-forme. Le volume de l'espace disponible dépend de trois facteurs essentiels :

- la vitesse de <u>subsidence</u> du bassin et de ses marges liée au refroidissement et, par là, à l'augmentation de densité du plancher océanique;
- la valeur de la variation du niveau marin, positive ou négative;
- la géométrie des <u>apports</u> sédimentaires, qu'ils viennent du continent ou du plateau continental exondé.

Le dépôt d'un cortège sédimentaire complet ou séquence eustatique est illustré à la Figure 1 (selon VAIL *et al.*, 1987) avec les trois cortèges successifs : Bas niveau, Intervalle transgressif et Haut niveau. Le développement des étapes de dépôts est présenté à la Figure 2 et sera commenté ci-dessous.

A. BAS NIVEAU MARIN : PERIODE DE REGRESSION.

Le niveau marin s'est abaissé au delà de la plate-forme. Le continent et la plate-forme sont soumis à l'érosion et fournissent un matériel abondant permettant le dépôt sur le talus et dans le bassin de langues successives de sédiments <u>progradant</u> vers le large et dont l'ensemble réalise un Prisme de Bas Niveau. La base de ce prisme est une surface considérée comme Limite de Séquence. Près de la plate-forme, il s'agit souvent d'éléments détritiques : sables, argiles, marnes et de nombreux débris de fossiles issus de cette plateforme. Plus loin vers le large, les sédiments s'enrichissent en carbonates mais restent toujours marqués par un certain détritisme.

Des tempestites d'épaisseur pluricentimétrique, finement quartzeuses, sont souvent présentes. En outre, plus la subsidence est importante, plus le Prisme de Bas Niveau est épais.

B. HAUSSE DU NIVEAU MARIN : PERIODE DE TRANSGRESSION.

Dès que le niveau marin s'élève, l'arrivée des détritiques dans le bassin est gênée puis cesse. La limite supérieure du Prisme de Bas Niveau devient une surface d'inondation ou Surface de Transgression. Les inondations successives envahissent la plate-forme puis le continent et empêchent de fortes accumulations sédimentaires d'autant que la période de transgression est relativement moins longue que la période de bas niveau. Souvent la Surface de Transgression est marquée par la présence de grains ou de nodules de phosphate et de grains de glauconie, deux éléments demandant l'intervention de courants de fond (upwellings) apportant des ions P, K, Fe, ... De plus, la sédimentation réduite et un vannage actif dû aux courants aboutissent souvent à la réalisation de surfaces d'omission, de surfaces perforées et de hardgrounds dans le prisme transgressif ou Intervalle Transgressif. Les différentes couches successives de ce prisme sont <u>rétrogradantes</u> vers le continent avec agradation verticale.



Fig. 2 - La succession des primes sédimentaires lors d'un cycle complet de variation relative du niveau marin (selon VAIL *et al.*, 1987, modifié), *in* ROBASZYNSKI & AMEDRO, 1993).

C. HAUT NIVEAU MARIN.

-133-

Quand le niveau de la mer se stabilise vers le haut, un espace disponible important existe sur la plate-forme et se remplit par <u>progradation</u> de sédiments du continent vers la plate-forme distale et le bassin sur la surface supérieure du prisme transgressif qui est la Surface Basale de Progradation. La sédimentation est généralement très carbonatée quand on s'éloigne de la côte avec intervention sporadique de tempestites ou autres corps détritiques. L'ensemble constitue un Prisme de Haut Niveau.

D. BAISSE DU NIVEAU MARIN.

Si la baisse du niveau marin est relativement faible, le Prisme de Bas Niveau qui devrait résulter de ce mouvement sera, en fait, un prolongement du Prisme de Haut Niveau et deviendra un simple Prisme de Bordure de Plate-Forme dont les caractéristiques ne sont pas très éloignées de celles d'un Prisme de Haut Niveau. Sa base constitue la limite supérieure de la séquence formant le cortège antérieur.

En résumé, chaque cycle de variation eustatique du niveau marin induit le dépôt d'un cortège sédimentaire ou séquence eustatique de dépôt formée de PBN (ou PBPF) + IT + PHN, limitée par trois surfaces : LS (entre PHN et PHN et PBN ou PBPF), ST (entre PBN et IT ou, sur la plate-forme, entre PHN et IT) et SBP (entre IT et PHN).

Prismes et temps.

Sur la plate-forme, la longue période de sédimentation du Prisme de Bas Niveau correspond à une lacune importante et, vers le bassin, un hiatus sédimentaire sépare également l'Intervalle Transgressif du Prisme de Haut Niveau; ce hiatus est d'autant plus important que l'on se dirige vers le bassin.

Ces remarques impliquent que sur toute plate-forme ou marge continentale, existent d'importantes lacunes de sédimentation bien que, sur le terrain, elles puissent passer presque inaperçues si aucune discordance angulaire n'affecte sensiblement la succession ou si les faciès des prismes sont peu différenciés.

Situation du Boulonnais dans le modèle.

A l'Albien, le Boulonnais est marqué par une sédimentation argileuse détritique peu épaisse (PHN) succédant à des niveaux phosphatés surmontés de petites surfaces perforées (IT). On doit donc se trouver sur une marge de plate-forme continentale, assez près de la côte à l'Albien inférieur (sables), nettement plus éloigné de la côte à l'Albien moyen-supérieur (très peu ou absence de détritiques sableux).

Le Cénomanien inférieur repose sur un niveau d'argile albienne (PHN). Il commence par plusieurs bancs de craie à grains de glauconie et de phosphate : le "Tourtia" (IT). Il y a donc entre les dernières argiles albiennes et le Tourtia un hiatus sédimentaire correspondant à un PBN ou à un PBPF qui devait se déposer beaucoup plus loin vers le large. Au dessus du "Tourtia", le caractère nettement plus carbonaté de la sédimentation cénomanienne suggère que le Boulonnais se trouvait à cette période dans une position nettement éloignée de la côte, plus proche du bassin (cf. Fig. 2).

<u>Conséquences des variations eustatiques de niveau marin sur les biotas et</u> <u>les étages</u>.

Lors de régressions importantes, pendant que se déposent les PBN, de nombreuses niches écologiques marines sont détruites sur la plate-forme et le talus, ce qui entraîne la disparition progressive d'espèces spécialisées et la première apparition de nouvelles espèces mieux adaptées. Au contraire, pendant les transgressions, de nouvelles niches étant offertes, les nouvelles espèces vont se différencier et se développer progressivement.

Dans un enregistrement sédimentaire situé de façon intermédiaire entre la plate-forme et le bassin, là où tous les prismes sédimentaires sont présents, on peut suivre ces disparitions et apparitions progressives. A l'opposé, sur la plate-forme, là où il n'y a ni le PBN ni les premières couches de l'IT, les disparitions d'espèces semblent brutales comme aussi les apparitions, ceci étant le simple reflet de hiatus sédimentaires pouvant parfois représenter une tranche de temps importante.

On comprend ainsi comment les paléontologistes du 19ème siècle ont pu créer des coupures si franches entre les étages géologiques. En effet, la plupart des étages sont fondés sur des changements de faunes qui correspondent aux "révolutions du globe" en vogue à l'époque du "catastrophisme" de CUVIER (d'ORBIGNY, 1842). Comme la plupart des stratotypes des étages se trouvent en domaine de plate-forme (succesions peu épaisses, faunes souvent abondantes), seules des parties des IT et PHN sont conservées alors que les PBN sont absents ou représentés seulement par des PBPF incomplets comme d'ailleurs les premiers dépôts des IT.

Fig. 3 - Exemples d'alternances simples et combinées (a,b,c, selon HART, 1987 ; d, selon GALE, 1990).
a : cycles marne-craie dans le Cénomanien inférieur
b : cycles filets marneux à *Chondrites* - craie dans le Cénomanien moyen et supérieur
c : cycles craie - silex dans le Coniacien-Santonien
d : des cycles de 100.000 ans sont bien individualisés en ensembles
de 5 x 20.000 ans à Southerham et passent latéralement à
Eastbourne à des couplets dont la base silto-glauconieuse à
intraclastes phosphatés indique une période d'arrêt de
sédimentation suivie par un épisode de dépôt crayeux correspondant au banc crayeux majeur de la succession d'Eastbourne.

1.2. Cycles et dépôts alternants.



Fig. 3 - Exemples d'alternances simples et combinées (a,b,c, selon HART, 1987; d, selon GALE, 1990).

1.2. Cycles et dépôts alternants.

C'est à travers l'étude des sédiments pléistocènes que s'est dégagée la notion de sédimentation cyclique liée à des phénomènes orbitaux contrôlant de façon plus ou moins directe les climats terrestres (GILBERT 1895, BERGER *et al.* 1984, HOUSE 1985). Assez récemment, plusieurs essais ont été tentés avec quelque succès pour identifier les paramètres orbitaux de Milankovitch dans les successions crétacées à sédimentation rythmée (LA FERRIERE *et al.* 1987, HART 1987, GALE 1990 entre autres).

Dans la sédimentation crayeuse de nombreux dépôts apparaissent sous forme d'alternances avec des couplets argile-marne ou craie-marne ou craiesilex. Les plus fréquents sont les couplets craie-marne. On y voit surtout l'effet d'actions climatiques : les périodes chaudes engendrent une plus grande fertilité des eaux marines et, par là, une plus grande productivité des microorganismes à paroi calcaire (nannoplancton, foraminifères). Les oscillations climatiques seraient induites par des cycles astronomiques de différentes durées (*in* COTILLON, 1988) :

- cycles de ± 20.000 ans : précession des équinoxes;
- cycles de ± 40 000 ans : obliquité de l'axe de rotation de la Terre sur le plan de l'écliptique;
- cycles de ± 100 000 ans : excentricité de l'orbite terrestre;

Ces cycles peuvent interférer pour donner une variation complexe du flux d'insolation terrestre, celui-ci contrôlant alors la rythmicité sédimentaire.

Par exemple, on a remarqué que les cycles de \pm 20 000 ans de précession pouvaient se combiner aux cycles de \pm 100 000 ans d'excentricité. Le résultat est une sédimentation où l'on peut séparer des groupes de 5 alternances marne/calcaire. De cette façon, les alternances seraient corrélables à de très longues distances puisque le flux solaire intéresse toute la Terre. En outre, ces cyclicités se superposent aux prismes des séquences eustatiques qui sont la charpente des empilements sédimentaires. Des exemples d'alternances simples (cycle de \pm 20.000 ans) et d'alternances combinées (cycles \pm 100.000 ans) sont donnés à la Figure 3.

Finalement, les moyens pour établir des coupures stratigraphiques deviennent plus nombreux et plus précis : zones biostratigraphiques, séquences eustatiques, prismes eustatiques, cycles de 100 000 ans et de 20 000 ans. On peut raisonnablement penser que, dans un avenir à moyen terme, des coupures de 100 000, voire de 20 000 ans pourront être retrouvées dans des sections éloignées de plusieurs milliers de kilomètres ou plus et ainsi être corrélées très précisément. Ce gain en précision sera une base solide pour la mesure de la vitesse de nombreux processus et événements géologiques et paléontologiques.


2. LA SUCCESSION LITHOLOGIQUE DU CRETACE AU CAP BLANC-NEZ : PRESENTATION.

2.1. Situation de la coupe (cf. Fig. 4).

La descente sur l'estran se fait par le chemin du hameau de Strouanne à 2,5 km au Nord de Wissant. Les "argiles à huîtres" de l'Aptien supérieur (Formation de Verlincthun à *Liostrea leymeriei*) sont visibles entre Wissant et Strouanne de façon exceptionnelle seulement aux très basses marées de vives eaux (quand des bancs de sable ne les recouvrent pas !). Les grès verts de l'Albien inférieur apparaissent sur la plage à 400 m environ au Nord du chemin de Strouanne et ne sont accessibles qu'à marée basse. Le reste de la coupe (argiles albiennes, craies cénomaniennes et turoniennes) peut être étudié en longeant les falaises jusqu'au Grand Blanc-Nez. Le Cran d'Escalles permet de remonter aisément jusqu'au village d'Escalles.

2.2. Les falaises vues de l'Estran, aspect général.

Les argiles albiennes.

Reposant sur 1 à 2 m de sables glauconieux de l'Albien inférieur, les argiles de l'Albien moyen et supérieur se développent sur seulement 11 m d'épaisseur entre l'estran et la falaise crayeuse. Elles admettent cinq niveaux de nodules phosphatés : P2 à P6.



Fig. 5 -Les falaises crétacées entre le Petit et le Grand Blanc-Nez : localisation des principales formations. Successivement, du bas vers le haut : Albien : Formation de Saint Pô (FSP). Cénomanien : F. de Strouanne (= "Tourtia") (FS). F. du Petit Blanc-Nez (FPBN). F. du Cran (FC). F. d'Escalles (FE). F. des Crupes (FCp) = Zone à A. plenus. Turonien : F. du Grand Blanc-Nez (FGBN) = craie noduleuse. F. des Mottelettes (FM). F. du Guet (FG). F. du Pont de Caffiers (FCa).

La craie cénomanienne.

Sur 76,5 m d'épaisseur, la craie cénomanienne est bien exposée dans les falaises entre Wissant et Sangatte et plus particulièrement entre les Caps du Petit Blanc-Nez et du Grand Blanc-Nez où des éboulis permettent de suivre sans discontinuité la succession des couches. En outre, quand le sable de la plage ne les recouvre pas et grâce à un léger pendage vers le NE, les bancs crayeux affleurent largement sur l'estran et livrent ainsi plus aisément leur contenu fossilifère.

En termes généraux, et ceci est nettement perceptible en prenant du recul par rapport à la falaise lors des marées basses, le Cénomanien débute par une craie glauconieuse verdâtre ("Tourtia"), suivie d'une longue alternance de cycles à base marneuse de teinte gris-verdâtre, et se termine par de gros bancs de craie blanc-grisâtre couronnés par un niveau marneux ou "niveau à Actinocamas plenus" surmonté de la base de la craie noduleuse. Plusieurs formations ont été créées pour fixer les spécificités des grands ensembles lithologiques et sont reprises aux Figs 5 et 6.

La craie turonienne.

La quasi totalité de la craie turonienne est visible en falaise entre le Grand Blanc-Nez et Sangatte mais elle reste difficilement accessible par des moyens simples. Pourtant, un levé complet sur 66 m d'épaisseur a été réalisé au moyen de cordes et d'échelles souples assurées au sommet des falaises (ROBASZYNSKI & AMEDRO *et al.*, 1980).

2.3. Travaux antérieurs sur la craie cénomanienne.

En 1872, CHELLONNEIX publie la première description des "assises crétacées du Cap Blanc-Nez" en précisant le contenu fossilifère des couches cénomaniennes et en adjoignant une coupe verticale des falaises vues de l'estran. Plus tard avec les projets successifs de tunnel sous la Manche qui envisageaient des tracés dans des couches à la fois imperméables et résistantes, c'est sur la craie cénomanienne qu'ont porté les efforts de recherche, tant géologique que géotechnique. Citons ainsi : POTIER & DE LAPPARENT (1875), BRUCKSHAW et al. (1961), CARTER & DESTOMBES (1972), DESTOMBES & SHEPHARD-THORN (1972). Des travaux de chercheurs individuels ont par ailleurs amélioré la connaissance biostratigraphique du Cénomanien avec BARROIS (1875), LERICHE (1905), MAGNE & POLVECHE (1961), JEFFERIES (1963), ANDREIEFF (1964), et plus récemment AMEDRO et al. (1978), ELEWAUT & ROBASZYNSKI (1977), ROBASZYNSKI & AMEDRO coord. et al. (1980), AMEDRO (1986), ROBASZYNSKI & AMEDRO (1986,1993), GALE (1990), AMEDRO (1993, et sous presse).



Fig. 6 - Succession des ensembles lithologiques au Crétacé dans les falaises du Cap Blanc-Nez et répartition verticale de fossiles marqueurs. d'étage ou de sous-étage.

3. LES SEQUENCES DE L'ALBIEN ENTRE WISSANT ET LE CAP PETIT BLANC-NEZ

3.1. La succession lithologique de l'Albien.

Une suite de coupes partielles depuis l'estran jusqu'à la falaise du Petit Blanc-Nez permet de reconstituer la succession continue des dépôts albiens dont l'épaisseur totale à Wissant ne dépasse pas 12 mètres pour un étage dont la durée dépasse 10 MA (Fig. 7). La condensation de la sédimentation est soulignée par de nombreuses surfaces d'omission, surfaces perforées, niveaux glauconieux et lits de nodules phosphatés. Tous ces éléments et figures sédimentaires confirment une sédimentation ralentie, se développant quelque peu uniquement pendant les périodes de transgression et de haut niveau marin. Remarque : une description lithologique détaillée de la succession est parue dans ROBASZYNSKI, AMEDRO *et al.*, 1980).

 Fig. 6 - Succession des ensembles lithologiques au Crétacé dans les falaises du Cap Blanc-Nez et répartition verticale de fossiles marqueurs. d'étage ou de sous-étage.

> La figure illustre les subdivisions lithologiques les plus facilement repérables en falaise quand on se déplace sur l'estran entre le hameau de Strouanne et le Cap Grand Blanc-Nez. Les différents étages sont particulièrement bien individualisés par leur lithologie : l'Albien est sablo-argileux, le Cénomanien essentiellement formé d'alternances marne/craie, plus marneux à la partie inférieure ("Craie bleue"), plus crayeux à la partie supérieure ("Craie grise"). Quant au Turonien, sa partie inférieure, constituée de nodules crayeux durcis est bien exprimée par un relief dans la falaise tandis que la partie moyenne, formée de craie marneuse, est plus tendre et érodée. Le Turonien supérieur est vertical et résiste bien à l'érosion grâce aux nombreux niveaux de silex qu'il contient.

> Le tableau reprend également la terminologie des formations dont les stratotypes ont été désignés sur les différentes coupes partielles des falaises ainsi que les extensions de quelques macrofaunes de référence (ammonites) à partir desquelles sont définis les étages et sous-étages.

(in ROBASZYNSKI & AMEDRO, 1993).





Fig. 7 - Sucession lithologique de l'Albien entre l'estran de Wissant et le Cap Petit Blanc-Nez. Les variations de fréquence des ammonites à caractère cosmopolite reflètent des périodes de confinement ou d'ouverture du bassin anglo-parisien (in ROBASZYNSKI & AMEDRO, 1993).

Les niveaux phosphatés P3, P4 et P5 sont situés dans la partie inférieure des argiles à faciès "Gault" (argiles sombres gris bleu). Au point de vue sédimentologique, leur examen amène trois remarques :

- de nombreux nodules sont cassés ou usés;
- certains sont bioturbés mais les perforations sont elles-mêmes cimentées par une seconde génération de phosphate;
- les lits de nodules surmontent des surfaces perforées.

Toutes ces observations convergent vers la même conclusion : des arrêts de sédimentation prolongés, accompagnés de courants, sont associés aux niveaux phosphatés.

Au point de vue paléontologique, ces trois niveaux phosphatés coïncident chacun avec des incursions ponctuelles de faunes à caractère cosmopolite (respectivement les Oxytropidoceras en P3, Mojsisovicsia en P4 et Dipoloceras en P5) au sein d'une succession qui en est par ailleurs dépourvue. Ceci suggère des communications momentanées, mais toujours limitées (les apports ne dépassent jamais 4 % des populations) avec les autres provinces fauniques.

En tenant compte de ces événements lithologiques et biologiques, les niveaux phosphatés sont interprétés comme les témoins d'inondations transgressives liées à des courants de remontées d'eaux océaniques profondes (upwellings) apportant avec eux les ions phosphore.

Ils sont généralement associés à des arrêts de sédimentation.

Bioévénements et ammonites (Fig. 7)

Les ammonites présentes dans l'Albien du bassin anglo-parisien peuvent être classées en trois groupes en fonction de l'étendue de leur distribution géographique.

Le premier groupe correspond à des formes limitées au Domaine boréal dont fait partie le Nord-Ouest de l'Europe incluant le bassin angloparisien. Il s'agit essentiellement de la famille des Hoplitidae qui représente 35 à 80 % des populations successives d'ammonites. Les Hoplitidae sont caractérisés généralement par la présence de côtes lautiformes (par côtes lautiformes on entend des côtes naissant par paire au niveau de tubercules ombilicaux et se réunissant de nouveau sur les tubercules ventro-latéraux en formant une boucle). Deux grandes lignées phylétiques dérivées du genre *Hoplites* se développent au cours de l'Albien moyen et supérieur :

- les "Anahoplitids" à région ventrale légèrement concave ou convexe, source des *Schloenbachia* cénomaniens;
- les "Euhoplitids" à région ventrale creusée d'un sillon ou d'un canal.

Le second groupe rassemble les ammonites considérées comme caractéristiques d'autres provinces fauniques (domaine téthysien par exemple). Leur proportion toujours très faible (inférieure à 0,1 %) suggère qu'il s'agit de coquilles égarées, probablement flottées *post-mortem*.

Enfin, le troisième groupe comprend les formes cosmopolites communes aux Domaines boréal, téthysien et sud-tempéré. Ce groupe comprend, surtout à l'Albien moyen et supérieur, la famille des Brancoceratidae, caractérisée par la présence d'une carène siphonale (Dipoloceras, Hysteroceras, Mortoniceras, ...).

A Wissant, dans l'intervalle compris entre les niveaux phosphatés P3 et P5 inclus, c'est-à-dire à l'Albien moyen, les faunes cosmopolites sont quasiment inexistantes. Cet état traduit une endémisation du bassin. L'hypothèse la plus probable est un niveau marin relativement bas, entraînant un isolement du bassin anglo-parisien limité au Nord par la plate-forme Londres-Brabant et au Sud par le Seuil de Bourgogne.

En revanche, au dessus du niveau phosphaté P5, les ammonites cosmopolites prolifèrent soudainement avec 55 % ou plus des populations successives. Une telle abondance suggère un élargissement des communications entre les Domaines boréal et téthysien sous l'action d'une élévation importante de hauteur du niveau marin d'origine eustatique.



Fig. 8 - Interprétation des événements lithologiques et biologiques dans l'Albien de l'Aube et du Kent (*in* AMEDRO, 1992).

3.2. Les séquences de l'Albien définies à partir des coupes de l'Aube et du Kent (Fig. 8).

Les successions lithologiques de l'Aube et du Kent ont fourni les éléments de base pour une interprétation séquentielle (selon AMEDRO, 1992 avec l'intervention de J. HARDENBOL).

Généralement, seuls les hauts et les très hauts niveaux marins ont laissé des témoins sédimentaires sur les plate-formes et dans les bassins intracratoniques tels le bassin anglo-parisien.

EVENEMENTS ELEMENTAIRES A CARACTERE LITHOLOGIQUE DE LA FIGURE 8.

1. Lacune de sédimentation.

2 et 3. Niveaux condensés.

- Discontinuités sédimentaires avec genèse de niveaux phosphatés.
- 5. Hiatus sédimentaire dans la partie Nord du bassin anglo-parisien.
- 6. Niveaux silteux synchrones de 5 dans la partie Sud du bassin.
- 7. Discontinuités sédimentaires avec genèse de 3 lits de nodules phosphatés.
- 8. Ralentissement (voire arrêt de la sédimentation ?) et réalisation d'une surface perforée caractérisée par un changement de teinte de l'argile.
- 9-10-11 Niveaux phosphatés. A noter que dans certains affleurements du Weald-Boulonnais, en particulier côté français, de la glauconie existe au-dessus de l'événement 11
- 12. Discontinuité sédimentaire avec phosphatogenèse puis apparition de glauconie.
- 13. Lacune sédimentaire.

Ces événements coïncident pour la plupart avec ceux décrits par HESSELBO et al., (1990) dans le SE de l'Angleterre.

EVENEMENTS ELEMENTAIRES A CARACTERE BIOLOGIQUE ET (OU) PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA FIGURE 8.

- 14. Absence de Leymeriellidae dans le bassin anglo-parisien à l'inverse de ce que l'on observe en Europe du Nord et en URSS.
- 15. Entrée des Leymeriellidae dans le bassin anglo-parisien.
- 16. Prolifération soudaine des Ammonites à caractère cosmopolite (87 % des populations) et présence occasionnelle de formes téthysiennes.
- 17. Disparition quasi totale des faunes cosmopolites.
- 18. Incursions ponctuelles de Brancoceratidae à caractère cosmopolite : Oxytropidoceras en 18a, Mojsisovicsia en 18b, Dipoloceras en 18c.
- 19. Retour de faunes cosmopolites abondantes.

La courbe eustatique publiée par HAQ et al., (1988) montre 7 cycles de 3ème ordre au cours de l'Albien. Les événements à caractère lithologique et biologique décrits ci-dessus conduisent maintenant à actualiser la courbe eustatique de l'étage albien. L'interprétation proposée résulte d'une séance de travail tenue avec J. HARDENBOL en mai 1991. Les limites de séquences et les allures particulières de la courbe eustatique sont de ce fait tracées en accord avec lui. De manière générale, les limites de séquences sont placées à l'appararition de sédiments glauconieux reliés à des inflexions transgressives de la courbe. Les niveaux phosphatés sont interprétés comme le résultat d'upwellings océaniques et sont les indices de courants avec arrêt de sédimentation lié à un maximum de transgression. Tel est le cas particulier des événements 7c, 9 et 10 qui coïncident chacun avec des incursions ponctuelles de faunes à caractère cosmopolite (respectivement les événements 18a, 18b et 18c).

De la même manière les lacunes sont reliées à des tendances régressives, ce qui est en accord avec les remarques formulées de manière plus générale à l'échelle du Crétacé par ROBASZYNSKI (1989).

Les limites de séquences proposées sont placées chronologiquement de la façon suivante (Fig. 8):

- à la limite Aptien-Albien (lacune sédimentaire générale; à noter qu'étant donné la durée de la lacune correspondant sensiblement à la Zone à *Leymeriella schrammeni* d'Allemagne du Nord, la position exacte de la limite de séquence au sein de l'intervalle reste imprécise);
- dans la Zone à *H. milletioides* (apparition de glauconie au-dessus d'une discontinuité sédimentaire);
- dans la Zone à L. regularis (pour des raisons semblables à, celles exprimées au-dessus);
- dans la Zone à S. kitchini (idem);
- dans la Zone à *O. bulliensis* (lacune dans la partie du bassin située au Nord de la faille Wight-Bray-Vittel et apparition de silts glauconieux dans la partie Sud);
- à la partie sommitale de la Zone à H. (H.) dentatus (apparition de glauconie au-dessus d'une discontinuité);
- à la limite entre la Zone à A. *intermedius* et la Zone à D. *niobe* (ralentissement, voire arrêt de sédimentation suivi d'une rapide pulsation transgressive se terminant par la genèse d'un lit de nodules phosphatés avec apport de faunes cosmopolites);
- à la base de la Zone à D. cristatum (idem ci-dessus);
- à la base de la Zone à *M*. (*M*) pricei (discontinuité sédimentaire suivie d'une augmentation brutale de fréquence des faunes à caractère cosmopolite qui passent de 8 % à 59 %);
- à la partie sommitale de la Zone à M. (M) pricei (apparition fréquente mais non systématique - de glauconie au-dessus d'une discontinuité sédimentaire);
- à la partie sommitale de la Zone à *M*. (*M*) inflatum (glauconie abondante au-dessus d'une discontinuité lithologique);
- aux confins de la limite Albien-Cénomanien (lacune sédimentaire générale suivie de niveaux glauconieux).

En définitive, 11 cycles de 3ème ordre sont reconnus maintenant sur la courbe eustatique de l'Albien contre 7 tracés auparavant par HAQ *et al.*, 1988. L'augmentation du nombre des cycles est liée en partie à la prise en compte de l'interprétation des événements biologiques alors que seuls les événements lithologiques étaient utilisés précédemment.

Il apparaît que les 11 cycles eustatiques de 3ème ordre proposés ont une traduction lisible dans le bassin anglo-parisien et que la plupart des grands événements biostratigraphiques sont la conséquence des variations de hauteur du niveau marin. De la même façon, les nombreux intervalles de condensation sont des indices positifs du manque de certains prismes sédimentaires dans les séquences eustatiques, dont principalement les primes de bas niveau.

3.3. Les séquences de l'Albien à Wissant (Fig. 9)

Un essai d'interprétation séquentielle de la coupe de Wissant est tenté en face de la courbe construite à partir des affleurements de l'Aube et du Kent (cf. Fig. 8). On remarque que les lacunes sont beaucoup plus importantes dans la coupe de Wissant.



Fig. 9 - Essai d'interprétation séquentielle de la succession lithologique de l'Albien de Wissant (*in* ROBASZYNSKI & AMEDRO, 1993).

-147-



Fig. 10 - Succession lithologique du Cénomanien entre les Caps Petit Blanc-Nez et Grand Blanc-Nez (*in* AMEDRO, sous presse).

4. LES CINQ SEQUENCES DU CENOMANIEN INFERIEUR ET MOYEN ENTRE LES CAPS PETIT BLANC-NEZ ET GRAND BLANC-NEZ.

4.1. La succession lithologique du Cénomanien (Fig. 10).

Les formations cénomaniennes du Cap Blanc-Nez ont été divisées par AMEDRO et al., 1976, ROBASZYNSKI & AMEDRO, coord. et al., 1980 en ensembles lithologiques (affectés d'une lettre majuscule) formés de cycles et groupes de cycles ou unités (indexés par des chiffres). D'une manière générale, chaque cycle débute par une marne bleutée passant progressivement vers le haut à de la craie marneuse gris pâle dont le sommet est fréquemment souligné par une surface perforée parfois riche en éponges (DESTOMBES & SHEPHARD-THORN, 1971).

Une description lithostratigraphique détaillée des craies du Cénomanien inférieur et moyen affleurant dans les falaises de part et d'autre du Cran d'Escalles entre le Petit et le Grand Blanc-Nez vient d'être publiée (AMEDRO, 1993). Des levés complémentaires récents effectués dans des portions mal exposées jusqu'à présent (en particulier la partie inférieure de l'ensemble F) permettent d'affiner encore et d'actualiser la suite lithologique (cf. Fig. 10).

4.2. Quatre arrêts dans le Cénomanien inférieur et moyen.

Quatre points d'arrêt permettront de toucher les principaux faciès du Cénomanien et de voir quels éléments ont été utilisés pour poser les limites entre les divers prismes et séquences.

ARRET 1 : base du Petit Blanc-Nez, les deux premières séquences du Cénomanien (Fig. 11)

<u>Unité 1</u> - Epaisseur : 1,10 m. A la base, sur 0,25 m, glauconitite vert sombre très bioturbée, riche en nodules phosphatés centimétriques noirs. Le reste de l'unité est constitué par une marne très glauconieuse gris verdâtre, à nombreuses traces de *Spongeliomorpha* remplies de marne gris clair peu glauconieuse, limitée au sommet par une surface perforée riche en éponges ("Plocoscyphia"). La partie inférieure de la marne glauconieuse renferme de nombreux nodules centimétriques de phosphate noir ou brunâtre, mais des nodules épars existent jusqu'au sommet.

<u>Unité 2</u> - Epaisseur : 0,90 m. Superposition de deux cycles débutant chacun par un niveau marneux, glauconieux, gris verdâtre et passant vers le haut à une craie marneuse gris clair peu glauconieuse dont la partie sommitale est riche en éponges et taraudée de *Thalassinoides*. Des granules millimétriques



Fig. 11 - Cénomanien du Petit Blanc-Nez. Arrêt 1 : les deux premières séquences du Cénomanien inférieur.

de phosphate noir ou beige existent encore dans le cycle inférieur et la teneur en glauconie diminue progressivement dans le cycle supérieur gris bleuté.

Suivant le terme régional utilisé dans le Nord de la France pour désigner les niveaux de base glauconieux et conglomératiques du Crétacé, la Formation de Strouanne constituée des unités 1 et 2 est un "Tourtia". Au point de vue paléontologique, l'ammonite *Sharpeiceras laticlavium* est fréquente dans toute la formation.

<u>Unités 3 et 4</u> - Epaisseur : 1,60 m. Succession de deux cycles de marne crayeuse gris bleuté passant vers le haut à une craie marneuse plus claire dont la limite supérieure est riche en éponges. Le banc crayeux de l'unité 4, assez épais (0,40 m), est très bioturbé et relativement cohérent et se rapproche par sa morphologie de l'ébauche d'un hardground. Quelques granules inframillimétriques de glauconie persistent dans les 20 cm inférieurs de l'unité 3.

<u>Unité 5</u> - Epaisseur : 0,70 m. Marne crayeuse franchement bleue, bioturbée dans sa totalité par des *Thalassinoides*. La base de l'unité contient de la glauconie éparse et fine (en faible proportion) et quelques grains de quartz. Ce cycle constitue un excellent repère visuel en falaise.

<u>Unités 6 à 9</u> - Epaisseur : 5,05 m. Suite de cycles à dominante marneuse gris bleuté, limités au sommet par des bancs crayeux décimétriques gris pâle riches en éponges (sauf dans le mètre supérieur de l'unité 9) et présentant un aspect noduleux par suite du développement de nombreuses perforations (*Thalassinoides*).

Interprétation séquentielle

La présence de glauconie et de phosphate à la base et dans l'unité 1 puis de l'unité 2 indique une longue période de faible sédimentation correspondant aux inondations successives d'une transgression. La glauconie restant toujours présente dans les unités 3 et 4, on peut attribuer les 4 premières unités à un cortège transgressif.

Les travaux du Tunnel sous la Manche ont permis de mettre en évidence une unité intermédiaire entre l'Albien et l'unité 1 : il s'agit probablement d'un petit Prisme de Bas Niveau conservé plus au large à plus grande profondeur au moment du dépôt. En falaise, en l'absence de PBN, la limite de Séquence et la Surface de Transgression sont confondues.

Une deuxième séquence commence à la base de l'unité 5 qui est marneuse et recèle des points de glauconie et des grains de quartz. Là encore LS et ST sont confondues et les unités 5 à 7 représentent un nouvel Intervalle Transgressif.

ARRET 2 : un peu au Nord du Petit Blanc-Nez : la séquence 3 du Cénomanien inférieur (Fig. 12).



Fig. 12 - Cénomanien, un peu au Nord du Petit Blanc-Nez. Arrêt 2 : la 3e séquence du Cénomanien inférieur.

La base de l'unité 8, très marneuse est plus sombre que les niveaux voisins et se repère facilement en falaise.

<u>Unité 10 (i)</u> - Epaisseur : 0,40 m. Cycle limité à la base par un niveau décimétrique gris foncé, friable, légèrement en retrait dans la falaise, de marne sableuse finement piquetée de glauconie et de pyrite inframillétrique bien cristallisée. La teneur en quartz atteint 20 %. Présence de graviers phosphatés noirs, souvent angulaires, épars, et de petites huîtres. La base du cycle pénètre par terriers (*Thalassinoides*) le sommet de l'unité 9 sur une profondeur pouvant dépasser 20 cm.

Le reste du cycle est plus crayeux mais contient toujours de la glauconie, de la pyrite pulvérulente et des grains de quartz, ce qui confère à la craie un toucher rêche. Quelques lamines de craie grossière, partiellement phosphatisée, existent de place en place. La limite supérieure du cycle est soulignée par des éponges.

<u>Unité 10 (ii)</u> - Epaisseur : 5,30 m. Succession de cycles à dominante crayeuse, assez massifs, parfois mal individualisés, de 0,30 à 1 m d'épaisseur, de teinte grisâtre, limités à la base par de minces lits plus marneux gris sombre et au sommet par des surfaces perforées livrant quelques éponges. La moitié inférieure de l'unité contient encore un peu de glauconie et de quartz. Le lamellibranche *Inoceramus virgatus* abonde dans les 2,30 m supérieurs de l'unité 10 (ii).

Interprétation séquentielle

La plupart des cycles de la séquence 2 sont coiffés par une surface parsemée de spongiaires du type "*Plocoscyphia*". Les quatre bancs supérieurs de l'unité 9 ne portent pas de spongiaires et forment un ensemble carbonaté qui pourrait être attribué à un petit Prisme de Bordure de Plate-Forme débutant la séquence 3 du Cénomanien inférieur.

A partir de la base de l'unité 10, soit 10(i), commence un Intervalle Transgressif marqué une intense et profonde bioturbation avec présence de grains de glauconie et de phosphate dans un niveau très marneux. Ces caractères soulignent la première surface d'inondation de la séquence 3.

Une autre surface d'inondation se trouve 2 mètres plus haut et contient également quelques nodules phosphatés.

ARRET 3 : environs du Cran d'Escalles, la séquence 4 et le Cénomanien moyen (Fig. 13).

<u>Unité 15'</u> - Cycles de 0,30 m à 0,50 m d'épaisseur, de marnes crayeuses et de craies marneuses. Nombreux agrégats de pyrite. L'unité 15' correspond au second niveau d'abondance du brachiopole Orbirhynchia mantelliana, associé ici au foraminifère planctonique Rotalipora reicheli (déjà présent dans les 2/3 supérieurs à l'unité 15). C'est dans la partie moyenne de l'unité 15' qu'apparaissent les premières ammonites caractéristiques du Cénomanien



Fig. 13 - Cénomanien moyen au Cran d'Escalles : la séquence 4.

moyen avec *Cunningtoniceras inerme*. A noter que l'espèce *Acanthoceras rhotomagense*, index de zone, est recueillie seulement 4 m plus haut, à partir du banc crayeux sommital de l'unité 16'.

<u>Unité 16</u> - Epaisseur : 0,80 m. Superposition d'un niveau marneux gris foncé riche en nodules de pyrite et d'un banc crayeux induré de 0,40 m d'épaisseur, blanc grisâtre, en relief. La base du banc crayeux s'insinue à la faveur de terriers de teinte <u>claire</u> (*Thalassinoides* et *Chondrites*) dans la partie supérieure du niveau marneux gris foncé.

<u>Unité 16'</u> - Epaisseur : 2,20 m. Cycles marno-crayeux. Le dernier d'entre eux est terminé par un banc crayeux induré de 0,40 m d'épaisseur, blanc grisâtre, en relief dans la falaise. Localement, ce banc crayeux clair pénètre par terriers le niveau marneux sous-jacent, répétant de façon moins marquée ce que l'on observe dans l'unité 16.

L'unité 16' marque un niveau de sources de part et d'autre du Cran d'Escalles.

La limite entre la Formation du Petit Blanc-Nez et la Formation du Cran, c'est-à-dire suivant les appellations utilisées par T.M.L. entre la "Craie bleue" globalement imperméable et la "Craie grise" plus perméable est prise au sommet de l'unité 16'.

Unités 17 et 18 - Epaisseur : 4,00 m. Cycles métriques, marno-crayeux, gris pâle. La base de l'unité 17 repose sur la partie supérieure durcie de l'unité 16' par l'intermédiaire d'un mince lit marneux (0,10 m), gris clair, riche en *Chondrites* et *Thalassinoides* remplies de marne gris sombre provenant du niveau marneux immédiatement sus-jacent. Le mètre inférieur de l'unité 17 est très fossilifère et renferme par centaines d'individus un petit lamellibranche : *Entolium orbiculare*, des brachiopodes : *Modestella geinitzi*, *Kingena concinna*, *Grasirhynchia martini* et un coralliaire : *Micrabacia coronula*. Cette association est présente en moindre abondance jusqu'au sommet de l'unité 18, avec en plus, dans l'unité 18, quelques Orbirhynchia mantelliana.

Interprétation séquentielle

Les unités 11 à 15 (partie inférieure) sont formées de bancs crayeux épais (1 à 2 m) qui suggèrent leur appartenance à un Prisme de Haut Niveau progradant. Les unités sus-jacentes : 15 supérieur, 15', 16 est 16' sont constituées d'alternances moins épaisses, plus différenciées à la fois par leur ténacité et leur teneur en argiles. En outre, de 15 à 16' apparaissent de nouveaux taxons tant macro- que micropaléontologiques : C. inerme, A. rhotomagense, R. reicheli parmi les plus importants.

Ces caractères favorisent l'interprétation du cortège 15 supérieur-16' comme Prisme de Bordure de Plate-Forme. Son épaisseur relative assez grande souligne l'importante régression qui marque le début du Cénomanien moyen.



 Fig. 14 - Interprétation séquentielle du Cénomanien du Cap Blanc-Nez : éléments biostratigraphiques et zones d'ammonites, formations, ensembles et unités lithologiques, séquences eustatiques. (*in* ROBASZYNSKI & AMEDRO, 1993 et d'après ROBASZYNSKI *et al.*, sous presse). L'induration du banc au sommet de l'unité 16', sa pénétration par des terriers profonds, la grande diversité biologique notée à partir de 17 (brachiopodes, lamellibranches, coralliaires, puis ammonites enroulées et hétéromorphes ...) sont des éléments positifs pour placer la première surface d'inondation transgressive de la séquence 4 à la base de l'unité 17. C'est le début du grand épisode transgressif qui commence au Cénomanien moyen et se trouve marqué en falaise par la limite "craie bleue" en dessous et "craie grise" au dessus. Une autre pulsation aura lieu plus haut, vers 19-19' et sera soulignée par une forte augmentation du rapport foraminifères planctoniques/foraminifères benthiques.

ARRET 4 : base de l'éboulis du Grand Blanc-Nez, vue sur la fin de la séquence 4 et sur la séquence 5 en falaise.

Se rapporter à la Figure 14. Le point de vue permet de distinguer les principaux ensembles lithologiques du Turonien (cf. Fig. 6).

DOCUMENTS

- La figure 15 montre un essai de corrélation banc à banc dans le Cénomanien moyen entre les falaises du Cap Blanc-Nez et celles de Folkestone, éloignées d'environ 30 km.
- Dans la Figure 16, GALE (1990) tente une interprétation en cycles de Milankovitch du Cénomanien du Kent. Il compte 44 cycles de (5 x 20.000 ans) = ± 100.000 ans, soit environ 4,5 MA.
- Figures 17 et 18 : quelques fossiles fréquents ou marqueurs dans le Cénomanien (*in* AMEDRO, 1993 et OWEN, 1987)



Fig. 15 - Essai de corrélation du Cénomanien moyen entre le Cap Blanc-Nez et Folkestone (selon AMEDRO, 1993).



Fig. 16 - Interprétation du Cénomanien du Kent en cycles de Milankovitch (GALE, 1990). En noir : la glauconie.



Possiles dont l'abondance constitue un repere biofacietal dans les craies du Cénomanien inférieur et moyen du Pas de Calais. Traces fossiles : (1) Spongeliomorpha, (2) Chondrites, (3)
Thalassinoides ; Spongiaires : (4) "Plocoscyphia" ; Brachiopodes : (5) Modestella geinitzi (Schloenbach), (6) Orbirhynchia mantelliana (J. de C. Sowerby) [rhynchonelle à grosses côtes], (7) Grasirhynchia martini (Mantell) [rhynchonelle à côtes fines et de forme arrondie], (8) Monticlarella rectifrons (Pictet) = ? M. brevirostris (Roemer)
[rhynchonelle à côtes fines et de forme triangulaire] ; Mollusques : (9) Sciponoceras baculoides (Mantell), (10) Inoceramus virgatus
Schlüter, (11) Entolium orbiculare (J. Sowerby) - L'échelle est donnée par les barres qui représentent chacune une longueur d'un centimètre.

Fig. 17 - Fossiles du Cénomanien inférieur et moyen (selon AMEDRO, 1993 et in OWEN edit., 1987), x environ 0,7 sauf pour I. lab et I. pictus x environ 0,4. Inoceramus crippsii

Inoceramus

pictus





Fig. 18 - Quelques ammonites index du Cénomanien (à partir de OWEN edit., 1987 et KENNEDY & JUIGNET, 1993), x environ 0,7 sauf C. inerme x 0,3.

5. A LA LIMITE CENOMANIEN-TURONIEN : LA SEQUENCE 6 ET LA "ZONE A PLENUS".

A Sangatte, à environ 1 km vers Escalles, après avoir longé la "falaise fossile quaternaire", la Formation des Crupes ou "Zone à Actinocamax plenus" affleure au pied de la falaise crétacée.

Sur 1,30 m on y retrouve la succession lithologique des 8 "beds" définis par JEFFERIES (1963) à Merstham. Du haut vers le bas (cf. Fig. 19) :

bed 8 : 3 cm de marne grisâtre;

- bed 7 : 14 cm de craie grise à filets marneux, à E. septemseriatum.;
- bed 6 : 3 cm de marne gris verdâtre;
- bed 5 : 7 cm de craie grisâtre;
- bed 4 : 13 cm, marnes grises à *Chondrites* pénétrant par terriers dans la craie sous-jacente, présence de la bélemnite *Actinocamax plenus*;
- bed 3 : 60 cm de craie grisâtre terminée par une surface perforée; présence de M. geslinianum, C. naviculare et E. septemseriatum; dernières Rotalipora cushmani;
- bed 2 : 15 cm : marne, craie grisâtre et marne;
- bed 1 : 14 cm de craie marneuse pénétrant par de longs terriers dans la craie sous-jacente (atteignant parfois 0,5 à 1 m).

Ces divers "beds" ont une très large extension géographique dans le bassin anglo-parisien : Weald, Kent, Boulonnais, Picardie, Caux, Aube. Les terriers du bed 1 sont toujours présents et le bed 3 toujours plus carbonaté, plus ou moins perforé voit s'éteindre de nombreuses faunes et microfaunes : *Calycoceras* et *Rotalipora* par exemple.

Interprétation séquentielle

Un arrêt de sédimentation sous le bed 1, de nombreux terriers faisant pénétrer profondément les marnes du bed 1 dans la craie sous-jacente, le caractère carbonaté des beds 1, 2 et 3, l'extinction de taxons dans ces beds sont de bons arguments pour attribuer ce petit ensemble à un Prisme de Bordure de Plate-Forme.

Le sommet perforé du bed 3, le caractère plus argileux des beds supérieurs, leur contenu en matériel pélagique (ammonites, bélemnites), la présence de glauconie dans le bed 4 de certaines régions font placer la première surface d'inondation transgressive à la base du bed 4. D'autres surfaces d'inondation soulignées par des niveaux de craie noduleuse ou des surfaces perforées ou des hard-grounds s'étagent du Cénomanien terminal jusqu'au Turonien inférieur.

La Zone à plenus : une période hypoxique

La transgression allant du Cénomanien terminal jusque vers la fin du Turonien inférieur témoigne d'une hausse relative du niveau de la mer des plus importantes du Crétacé. Elle est accompagnée en domaine de bassin par un épisode anoxique à caractère global qui entraîne l'extinction de nombreux macrofossiles et microfossiles. La situation en plate-forme distale du chalk chert marl

glauconitized surface

nodular/hard chalk

> 3 specimens 2-3 specimens



Fig. 19 -La "Zone à Actinocamax plenus". au Cap Blanc-Nez, en Angleterre et en Normandie (in ROBASZYNSKI et al., sous presse).

Boulonnais fait que l'épisode se manifeste ici simplement par des sédiments hypoxiques.

Ce type d'épisode peut être mis en évidence par le dosage dans les roches de certains éléments traces d'isotopes stables comme le Carbone 13. La modification de la teneur en C13 par rapport au C12 - qui est le plus abondant dans la nature - est un signal de la variation de la productivité organique sur le plateau continental.

Le rapport isotopique C13/C12 (δ^{13} C, exprimé en ‰) augmente quand le plateau continental reçoit des dépôts riches en matière organique, ce qui est réalisé lors des transgressions importantes.

Dans le cas de la Zone à *plenus*, des travaux menés à Douvres (JARVIS *et al.*, 1988) montrent une augmentation très sensible du δ^{13} C dans le Cénomanien terminal (cf. Fig. 19). De plus, cette augmentation commence à être reconnue mondialement et confirme le caractère nettement transgressif de la Zone à *plenus* à la fin du Cénomanien.

<u>Remarque</u> : A propos de la paléogéographie du bassin anglo-parisien aux temps cénomaniens (Fig. 20).

Aux données lithologiques et biofaciétales traditionnelles se sont ajoutées récemment des informations sur la sédimentation argileuse au cours du Cénomanien (DECONINCK et al., 1991).

Pour résumer, au Cénomanien inférieur, les smectites très abondantes reflètent l'érosion superficielle de la couverture pédologique des domaines émergés principalement au NE vers le massif Brabant-Ardenne. Dès la fin du Cénomanien inférieur les assemblages minéralogiques changent : l'augmentation des illites et kaolinites détritiques indiquerait une reprise d'érosison sur les domaines continentaux (régression au début de la séquence 4 ? cf. Fig. 14).



Fig. 20 - Les apports argileux dans le contexte paléogéographique cénomanien (in DECONINCK et al., 1991)



Fig. 21 - La carrière de Coquelles (in AMEDRO et al, 1979)

-166-

6. LES CYCLES DANS LA CRAIE A SILEX DU CONIACIEN-SANTONIEN A COQUELLES.

A cause du comblement partiel de l'ancienne carrière de Coquelles par le fait de remblais provenant des travaux du Tunnel sous la Manche, seul le palier supérieur reste visible. C'est à la base de cette partie que se trouve le passage Coniacien-Santonien (Fig. 21). Le Santonien est défini par plusieurs caractères :

- apparition du foraminifère benthique Stensioeina polonica,
- présence d'un niveau de silex de type paramoudra :
 - le "Bedwell's Columnar Flint" des auteurs anglo-saxons,
- une dizaine de mètres au dessus de ce niveau, présence d'un autre niveau particulier de silex : le "Whiteker's Three-Inch Flint",
- la craie livre une association macropaléontoloogique caractéristique du Santonien inférieur, avec des inocérames (I. gr. cardissoides) et des échimides (Micraster. gr. coranguinum, Conulus albogalerus).

Les cycles

Apparemment la craie blanche est un faciès "très homogène" dont la texture est dominée par l'intrication sans ciment de coccolithes ou d'articles de coccolithes désagrégés. Des foraminifères benthiques sont inclus dans le fond coccolithique dans des proportions variables suivant les niveaux mais ne dépassent pas quelques pourcents. Toutefois des faces dressées dans les bancs de craie et enduits d'huile fine montrent souvent une intense bioturbation. Dans certains cas ces bioturbations sont le support d'une silicification qui, quand elle ne dépasse pas les limites des terriers, "moule" en quelque sorte ceux-ci. Ce sont les silex digitiformes ou "finger flints" fréquents depuis de Cénomanien dans le Pays de Caux jusqu'au Campanien dans le Bassin de Mons. Quand la silicification dépasse les limites de terriers, les silex s'anastomosent, grossissent et forment les silex en rognons, les plus fréquents dans les craies du Turonien supérieur au Santonien du Boulonnais. A la faveur d'organismes fouisseurs, les silex peuvent se développer en cônes à pointe dirigée vers le bas (paramoudras), ou bien quand l'anastomose entre rognons contigus est assez complète les silex se soudent en une sorte de plaque ou "tabular flint" comme le Whiteker's.

Il reste que, très généralement, les silex gisent en "bancs" séparés par de la craie blanche. Le nombre des alternances craie-silex est parfois utilisé pour établir des corrélations locales ou régionales. Dans le cas d'une régularité démontrée, on peut penser que ces alternances se trouvent sous contrôle climatique, un peu comme les alternances marne-craie et l'on ferait alors appel à la cyclicité de type Milankovitch.

Des travaux en cours tant en Angleterre qu'en Hollande et en Allemagne vont dans ce sens.

REFERENCES CITEES

- AMEDRO F. (sous presse) Corrélations dans les craies cénomaniennes traversées par le Tunnel sous la Manche (côté France). Bull. Soc. géol. Norm. et amis Mus. Havre.
- AMEDRO F. (1986) Biostratigraphie des craies cénomaniennes du Boulonnais par les ammonites, Ann. Soc. géol. Nord, 105, 159-167.
- AMEDRO F. (1992) L'Albien du bassin anglo-parisien : ammonites, zonation phylétique, séquences. Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine, 16, 187-233, 25 figs.
- AMEDRO F. (1993) La lithostratigraphie et les biofaciès : des outils de corrélation dans les craies cénomaniennes du détroit du Pas de Calais, Ann. Soc. géol. Nord., 2 (2e s.), 73-80, 6 figs.
- AMEDRO F., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F. & SORNAY
 J. (1978) Echelles biostratigraphiques dans le Cénomanien du Boulonnais (macro, micro, nannofossiles), Géol. Médit., 5, 5-18, 5 tablx.
- AMEDRO F., DEJONGHE L., DUPUIS Ch. & ROBASZYNSKI F. (1976). -Les falaises crayeuses du Boulonnais : lithostratigraphie et repères biostratigraphiques de l'Aptien au Sénonien. C.R. somm. Soc. géol. Fr., 3, 91-94, 2 figs.
- AMEDRO F., MANIVIT H. & ROBASZYNSKI F. (1979). Echelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (macro-, micro-, nannofossiles). Ann. Soc. géol. Nord, 98, 287-305, 7 figs, 2 pls.
- ANDREIEFF P. (1964) Existence d'un niveau à Rotalipora reicheli dans la craie cénomanienne du Cap Blanc-Nez. C.R. somm. Soc. géol. Fr., 140-142, 3 figs.
- BARROIS Ch. (1875) La zone à Belemnites plenus. Etude sur le Cénomanien et le Turonien du Bassin de Paris, Ann. Soc. géol. Nord, 2, 146-163, 2 tablx. 1 tabl. h.-t.
- BERGER A., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA G. & SALTZMAN B. eds (1984) - Milankovitch and Climate. NATO ASI series (2 vols), Dordrecht, Netherlands.
- BRUCKSHAW J.M., GOGUEL J., HARDING H.J.B. & MALCOR R. (1961) -The work of the channel Tunnel Study group 1958-1960. Proceed. Inst. Civ. Engers, 18 (for 1961), 149-178.
- CARTER D.J. & DESTOMBES J.-P. (1972) Stratigraphie du Cénomanien du Détroit du Pas de Calais, *Mém. B.R.G.M.*, n° 79, Colloque sur la géologie de la Manche, 117-121, 1 fig.
- CHELLONNEIX E. (1872) Note sur le diluvium de Sangatte et les assises crétacées du Cap Blanc-Nez. Mém. Soc. Sc. Agric. Arts Lille, 3, 3, 431-439, 1 fig.
- COTILLON P. (1988) Stratigraphie, Dunod, Paris, Géosciences, 182 pp.
- DECONINCK J.-F., AMEDRO F., FIOLLET-PIETTE A., JUIGNET P., RENARD M. & ROBASZYNSKI F. (1991). - Contrôle paléogéographique de la sédimentation argileuse dans le Cénomanien du

Boulonnais et du Pays de Caux. Ann. Soc. géol. Nord, 1 (2e s.), 57-66, 7 figs, 2 tablx., 1 pl.

- DESTOMBES J.-P. & SHEPHARD-THORN E. (1972) Résultats géologiques des recherches pour l'implantation d'un tunnel sous la Manche. Mém. B.R.G.M., n° 79, Colloque sur la géologie de la Manche, 101-115, 3 figs., 2 tablx., 1 pl.
- ELEWAUT E. & ROBASZYNSKI F. (1977) Datations par la méthode K/Ar de glauconies crétacées du Nord de la France et de la Belgique. Ann. Soc. géol. Nord, 97, 179-189, 2 figs., 3 tablx.
- GALE A.S. (1990) A Milankovitch scale for Cenomanian time. Terra nova, 1, 420-425, 4 figs.
- GILBERT G.K. (1985) Sedimentary measurement of Cretaceous time. J Geol., 3, 121-127.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In WILGUS C.K. et al., eds : Sea-level changes - an integrated approach. Soc. econ. Paleont. Mineral Spec. Publ, Tulsa, 42, 71-108.
- HART M.B. (1987) Orbitally induced cycles in the chalk facies of the United Kingdom, Cret. Research, 8, 335-348.
- HESSELBO S.P., COE A.L. & JENKYNS H.C. (1990) Recognition and documentation of depositional sequences from outcrop : an example from the Aptian and Albian on the eastern margin of the Wessex Basin. J. geol. Soc. (London), 147, 549-559.
- HOUSE M.R. (1985) A new approach to an absolute timescale from measurements of orbital cycles and sedimentary microrhythms. *Nature*, 315, 721-725.
- HOWEWOOD P., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R. & CROSS T.A. (1992)-Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine, 16, 357-381, 15 figs, 1 tabl.
- JARVIS I., CARSON G.A., COOPER M.K.E., HART M.B., LEARY P.N., TOCHER B.A., HORNE D. & ROSENFELD A. (1988) - Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous), Oceanic Anoxic Event., Cret. Research, 9, 3-103, 34 figs.
- JEFFERIES R.P.S. (1963) The stratigraphy of the Actinocamax plenus Subzone in the Anglo-Paris Basin., *Proceed. Geol. Ass.*, 74, 1-33, 9 figs., 2 pls.
- KENNEDY W.J. & JUIGNET P. (1993) A revision of the ammonite faunas of the type Cenomanian. 4 Acanthoceratinae Cret. Research, 14, 145-190, 28 figs.
- LAFERRIERE A.P., HATTIN D.E. & ARCHER A.W. (1987) Effects of climate, tectonics and sea-level change on rhythmic bedding patterns in the Niobrara Formation (Upper Cretaceous), U.S. Western Interior, *Geology*, 15, 233-236, 4 figs.
- LERICHE M. (1905) Sur la présence du genre Metoicoceras HYATT dans la Craie du Nord de la France, et sur une espèce nouvelle de ce genre

(Metoicoceras pontieri)., Ann. Soc. géol. Nord, 34, 120-124, 3 figs., pl. II.

MAGNE J. & POLVECHE J. (1961) - Sur le niveau à Actinocamax plenus du Boulonnais, Ann. Soc. géol. Nord, 81, 47-62, 8 figs.

- ORBIGNY A. d' (1840-1842) Paléontologie française. Terrains crétacés, t.1 : Céphalopodes, p. 1-662, pl. 1-148, Paris, Masson.
- OWEN E. ed. (1987) Fossils of the Chalk. Pal. Ass. London. Field guides to fossils, nb. 2, 306 pp., 59 pls.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1988) Eustatic controls on clastic deposition 1 - conceptual framework - In WILGUS C.K. et al. eds : Sea-level changes : an integrated approach - Soc. econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., Tulsa, 42, 109-124.
- POTIER A. & LAPPARENT A. de (1875) Notes I et II (description du terrain crétacé des falaises du Pas de Calais) *in* POTIER et LAPPARENT, 1875. Note I : p. 13-16, Note II : 1 coupe col. dépl.
- POTIER A. & LAPPARENT A. de (1875) Rapport sur l'exploration géologique sous-marine du Pas de Calais, 16 pp. + 3 pp., 5 figs., 1 fig. hors-t., 1 carte, Paris, Chaix.
- ROBASZYNSKI F. & AMEDRO F. (1986) The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proceed. Geol. Ass.*, 97, (2), 171-208, 22 figs.
- ROBASZYNSKI F. & AMEDRO F. (1993) Les falaises crétacées du Boulonnais. La coupe de référence du Cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global. Ann. Soc. géol. Nord, 2 (2e s), 31-44, 9+3 figs.
- ROBASZYNSKI F. (1989) Evénements à l'échelle globale pendant la partie moyenne du Crétacé. C.R. de la table ronde au Colloque du Groupe Français du Crétacé, Lyon - 28 octobre 1987. *Geobios*, mém. sp. 11, 311-319, 2 figs.
- ROBASZYNSKI F. et AMEDRO F. coord., FOUCHER J.-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. & SORNAY J. (1980) - Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. *Revue Micropal.*, 22, 195-321, 28 figs., 20 pls.
- ROBASZYNSKI F., JUIGNET P., GALE A., AMEDRO F. & HARDENBOL J. (sous presse) - Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous of the anglo-Paris basin, exemplified by the Cenomanian stage. S.E.P.M. Sp. Publ.
- VAIL P.R., COLIN J.P., JANDUCHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France, III, 8, 1301-1321.

4^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Excursions, 1993, Publication ASF, Paris, n° 20, 206 p.

ASPECTS OF THE EVOLUTION, MORPHOLOGY AND SEDIMENTOLOGY OF THE WESTERSCHELDE ESTUARY.

Janrik VAN DEN BERG¹, Marie-Claire J.L. JEUKEN¹, André VAN GELDER¹, AD J.F. VAN DER SPEK¹ et Peter C. VOS².

> Institute of Marine and Atmospheric Research Utrecht, PO Box 80 115, 3508 TC Utrecht, Pays-Bas.
> ²⁾ Rijks Geologische Dienst, PO Box 85, 8431 AB Osterwolde, Pays-Bas



ASPECTS OF THE EVOLUTION, MORPHOLOGY AND SEDIMENTOLOGY OF THE WESTERSCHELDE ESTUARY

EXCURSION GUIDE

JAN H. VAN DEN BERG¹, MARIE CLAIRE J.L. JEUKEN¹, ANDRÉ VAN GELDER¹, AD J.F. VAN DER SPEK¹ AND PETER C. VOS²

¹Institute of Marine and Atmospheric Research Utrecht, P.O. Box 80.115, 3508 TC Utrecht ²Rijks Geologische Dienst, P.O. Box 85, 8431 AB Oosterwolde

CONTENTS

1 Introduction

2 Hydraulical and Morphological Evolution of the Westerschelde Tidal System

- 2.1 Palaeogeographical Background
- 2.2 Evolution of the Tidal Basin
- 2.3 Long-Term Sediment Import and Tidal Asymmetry
- 2.4 Actual Morphodynamics and Sediment Movement
 - 2.4.1 General morphological characteristics of the Westerschelde
 - 2.4.2 Morphology, human impact and main morphological changes of the Valkenisse area in the past 25 years
 - 2.4.3 Current- and sediment transport paths in the Valkenisse area

3 The North Valkenisse Shoal

- 3.1 Introduction
- 3.2 Methods
- 3.3 Morphology
- 3.4 Sedimentary Structures

4 The Saeftinghe Tidal Flats and Marshes


1. INTRODUCTION

The purpose of this guide is to provide an impression on the evolution and morphodynamics of the Westerschelde estuary. Also, some attention will be paid to the morphology and sedimentary structures of the sites that will be visited during the excursion (a shoal and a tidal marsh in the eastern part of the Westerschelde).



Figure 1 Estuaries and sea-arms of the SW-Netherlands, with dates of closure dams.

The Westerschelde is part of a system of coastal plain estuaries and tidal basins in the southwestern Netherlands (Fig. 1). Since the Middle Ages the estuary forms the major lower course of the Schelde river. At present the Westerschelde is a well mixed estuary covering an area of 300 km³. The mean amplitude of the semidiurnal tide increases from 3.8 m at the entrance of the estuary to 5.2 at Antwerpen (Fig. 2). The total flood discharge of a tidal cycle (flood volume), which amounts on average 1100 10⁶ m³ at Vlissingen, reduces to 70 10⁶ m³ at Antwerpen. The fresh water discharge of the Schelde river averages between 50-60 m³/s in april- october to 160-180 m³/s in december-february. The bed material of the Westerschelde at most locations consists of well-sorted medium to fine grained sands. In deep channels the grainsize is generally coarser than on the shoals. In natural channels and shoal areas admixtures of clay are mostly less than 3 %, except for locations were deposits laid down in earlier times of the Holocene or during the Tertiary are exposed.



Figure 2. Mean High Water (MHW), Mean Low Water (MLW) and Average Water Level (AWL) in the estuary and the lower coarse of the Schelde river (NAP = Dutch Ordnance Level)



Figure 3. The Westerschelde: areas embanked since 1800

In the course of the Delta Project, implemented after a dramatic storm surge flooding in 1953, most of the inlets of the SW Netherlands have been closed. At the entrance of the Oosterschelde a storm surge barrier was build instead of a closure dam, in order to save the ecology and tidal landscape of the estuary. The Westerschelde is not closed because of its importance as a waterway to Antwerpen.

The locations to be visited in the Westerschelde during the excursion are indicated in Fig. 3 and 16.

2 HYDRAULICAL AND MORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE WESTER-SCHELDE TIDAL SYSTEM

2.1 Palaeogeographical background

The western part of the Netherlands is almost completely covered by a Holocene blanket of sediment, which locally reaches a thickness of 20 to 40 meters. Its development took place under the influence of the rising sea level, on a north to west dipping surface of Pleistocene deposits (Fig. 4) To the west the Holocene sediment wedge is bounded generally by coastal barrier deposits. The coastal barrier originated during the Atlantic and Subboreal (Zagwijn, 1986, Fig. 5 and 6). At the same time the relatively high elevated Pleistocene surface in the area of the present day Westerschelde became inundated by the rising sea level. Most of the Holocene deposits in this area were laid down by tidal channel systems behind this barrier. During the Atlantic the barrier coastline retreated and it was still interrupted by many inlets (Fig. 6). Along the coast of Holland and the SW- Netherlands the barrier started to prograde by the end of the Subatlantic or in early Subboreal times (Fig. 7; Beets, Van der Valk and Stive, 1992). Later on, in these areas a gradual closure of most of the inlet gaps of the barrier took place. The closures were caused by a rapid filling of the inshore tidal channel systems (Calais deposits), made possible by a reduced rate of sea level rise (Fig.8). Barrier progradation is explained partly by sediment supply from degenerating ebb-tidal deltas in front of the inlets during the closure process (Beets, Van der Valk and Stive, 1992). Most of the tidal landscape changed into an extensive fresh water marsh, which resulted in the formation of a thick peat layer (Holland peat). In the SW part of the Netherlands during Roman times the barrier started to retreat and desintegrate (see Fig. 7). It became breached at a number of places and new inlet systems evolved. After the second century of our era these systems expanded rapidly. Deep channels were cut and peat layers were removed by tidal currents in many places. Erosion in many areas was soon to be followed by sedimentation and during early Mediaeval times many branches of the new channel systems were already completely silted up. However, at the same time other parts of the tidal channel system were expanding, causing widespread erosion.

Until recently it was thought that the ingressions were synchronous events (Zagwijn, 1986). Based on this assumption related deposits are currently classified chronostratigrafically in several Calais and Dunkirk stages as indicated in Fig. 5. However, evaluation of new and existing archeaological and geological data in Zeeland (Vos and Van Heeringen, 1993) shows that this transgression/regression model will no longer serve for the Dunkirk stages: in the area of the present-day Westerschelde the latest ingression phase started in the ninth century, or even somewhat earlier. More to the north the inlets of the Grevelingen and the Haringvliet started to evolve in the 12th and 13th century respectively (Leenders, 1986). The diachronous character of the ingressions excludes external triggers such as a temporal increase in storm frequency or increase in sea level to be the principal cause of the initiation



Figure 4. Top of the original Late Weichselian surface of the Netherlands (modified after Zagwijn, 1986). Depths in m below NAP

of the ingressions. As far as the later Dunkirk incursions are concerned, human interference is thought to be an important factor. Already during roman times ditches were cut to improve the drainage of some marsh areas. Because of the dewatering, surficial peat layers oxidised and the land surface was lowered, which made the area more susceptible to



Figure 5. Holocene stratigraphy of the western Netherlands

floodings (Vos and Van Heeringen, in press). During the Middle Ages the influence of man in creating favourable conditions to the tidal incursions increased. Apart of the effect of artifially improved drainage, a more dramatic lowering of the land occurred in many areas by large scale stripping of surficial (Holland) peat layers for mining salt and heating purposes: in Biervliet, a small town on the southern bank of the Westerschelde (see Fig.9) in 1422 more than 300 salt factories were operating (Rottier and Arnoldus, 1984).

After the initial start of a tidal incursion, several feed-back mechanisms may be of importance to promote further expansion of the tidal channel system into the marsh area: The origination of tidal channels leads to a improved drainage of nearby marshes, causing a further lowering of these areas; also, as a result of increase in tidal discharge, the channels will widen at the expense of the original marsh, resulting in a further increase of tidal prism. The deepening of the channels, which goes with the inshore penetration of the channel system, reduces the energy dissipation of the tidal wave. This promotes higher and more devastating storm surge levels, and lower low water levels improving drainage and related lowering of peat areas.



Figure 6. Simplified palaeogeographical map of the western and northern part of the Netherlands at about 5000 BP. After Van der Spek and Beets, (1992) and data of Vos and van Heeringen (in press)







Figure 7. Paleogeography of the SW Netherlands (after De Vos and Van Heeringen, in press)



Figure 8. Relative sea-level rise in the coastal plain of the Netherlands, based on calibrated radiocarbon age data (after van der Spek and Beets, 1992)

2.2 Evolution of the Tidal Basin

The Westerschelde estuary originated quite recently. It started as a new branch of a tidal channel system located in the western part of the present Westerschelde (see 7) and finally became connected to the Schelde river. During the 14th century the shipping route to Antwerpen started to divert to the Westerschelde (Denucé, 1933) indicating the growing importance of the Westerschelde as a distributary of the Schelde river. In the 16th century the channel connecting the Schelde river through the Kreekrak (see Fig. 1 for location) silted up, becoming shallow enough to be waded trough at low tide (Van den Berg, 1986). The abandonment of the Oosterschelde as a river distributary was finally completed artificially in 1867 and 1871 when two dams were built for a railway connection to Vlissingen, which shut off the last connections with the Westerschelde estuary.

As a result of warfare in the 17th century between Holland and Spain (80-year war) and Britain and France (100 year war) many dikes, that had been erected along the margins of the Westerschelde during the Middle Ages were breached, partly deliberately, to discourage the enemy. The Westerschelde tidal area reached its maximum size in that century (Fig. 9). In the past few centuries most of the land losses of the 15th to 17th century were reclaimed by embankment of newly formed supratidal marshes.

-182-



Figure 9. Boundaries of the tidal basin of the Westerschelde since 1200 AD (modified after Brand, 1985)



Figure 10. Channel cross-sectional area as related to ebb tidal volume (after Gerritsen and De Jong, 1983)

Between 1800 and 1980 15238 hectares were embanked (Technische Scheldecommissie, 1984; Fig. 3), a third of the tidal area in 1800. According to an analysis of hydrographic maps between 1878 and 1952 a net sediment import occurred of 1.3 10⁶ m³ per year. This import was related to the siltation of some branches of the Westerschelde and the growth of tidal marshes: the main channel system of the Westerschelde did not show any net loss or gain of sediment (de Looff, 1983). At first sight this might look rather strange as a loss in tidal area should result in a loss of tidal discharge in the channels. This would result in a similar loss of channel cross-sectional area (see Fig. 10), which would imply a considerable sediment import. This seeming discrepancy is solved by the fact that the reduction in size of the tidal area apparently was compensated by the simultaneous increase in the celerity and amplitude of the tidal wave. The amplification of the tidal wave is illustrated in Fig. 11. It is related to the disappearance of the branches and the reduction of intertidal areas along the margins of the Westerschelde, causing the average depth of the estuary to increase and making it more funnel shaped. As a result the energy of the tidal wave became less dissipated and more contracted, causing higher amplitudes, especially in the inner part of the estuary. The increase of average waterdepth also resulted in a marked increase of the celerity of the tidal wave. In the 16th century the travelling time of the highest point of the



Figure 11. Amplitude of the tidal wave in the Westerschelde since 1550 AD

tidal wave from Vlissingen to Antwerpen was about 5 hours (Coen, 1988). Nowadays the difference in time is only 2 hours. This means that the natural wave period of the estuary at present allows a much better resonance of the tidal wave, which must have contributed to a further amplification of the tide in the basin. The artificial deepening of sills in the eastern part of the Westerschelde by dredging caused a considerable reduction in the hydraulic resistance of the estuary, which attributed significantly in the amplification of the tidal range



Figure 12. Amplitude of the tidal wave at Vlissingen since 1862 AD (after Technische Scheldecommissie, 1984)

in this area, especially after 1970. Finally, some increase in the tidal amplitude resulted from an amplification of the tidal wave in the North Sea recorded during the past century (Fig. 12). The reason for this amplification is still unknown (De Ronde, 1983; Misdorp, Steyaart, Hallie and De Ronde, 1990). The reduction of tidal prism by loss in tidal area was not only compensated by the increase in amplitude of the tidal wave, but also by the increase in its celerity. In the 16th century due to the low propagation rate of the tidal wave, high water at Vlissingen coincided with low water in Antwerpen. Nowadays at the time that high water is reached in Vlissingen the water level in Antwerpen is already well above the low water mark. So the increase in propagation rate of the tidal wave has resulted in a "better filling" of the tidal basin at high tide and thus an increase of tidal prism. Van der Spek (1993) studied the tide characteristics of two former situations of the Westerschelde, 1650 and 1800, using the one-dimensional mathematical DUFLOW model (Spaans, Booij, Praagman, Noorman and Lander, 1989) using old charts and tide data. Although since 1650 the total tidal area of the Westerschelde reduced by 44 %, the computational results suggests that the flood discharge diminished by only 13 %. From the effect of 44 % loss of tidal area 27 % was compensated by increase in tidal range and 4 % by increase in tidal wave celerity.

2.3 Long-Term Sediment Import and Tidal Asymmetry

At present tidal inlets along the dutch coast are restricted to the SW part and the chain of barrier islands connecting the North Sea with the Wadden Sea. During the Atlantic also a number of inlets were present along the coast of Holland (Fig. 6). In Subboreal times, these inlets were closed as the "Holland Basin" was filled with marine sands and clay. The closure of this rather large basin was achieved in only several thousands of years, notwithstanding the fact that sea level during the filling still rose at a rate of 0.15 m or more per century. The annual import rate of sediment in the entire Holland Basin during this period is estimated at 4-5 10⁶ m³ of sand and 5-7 10⁶ m³ of mud, corresponding with a vertical accretion of 0.30 m per century (Van der Spek and Beets, 1992). This illustrates that the basin was a rather efficient sediment trap. The large net rate of sediment import is not a

special feature related to this basin, but seems to be a rather common characteristic of many tidal basins and estuaries. For instance, on the base of hydrographic charts of 1927 and 1967 a net import of 15.2 10^6 m³ of sediment into the tidal basin of the Friesche Zeegat (Northern Netherlands) was calculated (Oost and De Haas, 1993). This represents a vertical accretion of 0.18 m per century, which is slightly more than the present rate of sea level rise of 0.11 m century (Misdorp et al., 1990). As indicated before the net sediment import of the Westerschelde during the past century amounted almost 1.4 10^6 m³ per year on average, corresponding to an average vertical accretion of 0.30 m per century, surpassing the relative sea level rise by about a decimeter.



Figure 13. Distortion of the tidal wave travelling along the Dutch coast (after Dronkers, 1986)

Two mechanisms account for the sediment trap efficiency of coastal plain tidal basins, such as the basins mentioned above: asymmetry of the tidal wave at the entrance of the basin and settling lag effects. The first mechanism refers to the net import of sand, the second mainly concerns the import of mud. Coastal plain tidal basins generally are found along the margin of shallow seas. In such a shallow sea the tidal wave crest propagates at a higher velocity than the wave trough. As a result the rising part of the wave surface becomes increasingly steeper, and the falling part steadily flatter. In the case of the Dutch coast this is illustrated very clearly in Fig. 13: the tidal wave becomes progressively more asymmetric as it propagates along the western coast of Holland. In the westernmost part of the Wadden Sea the asymmetry is temporarily less pronounced, because the tidal wave approaches this area from the relatively deep, central part of the North Sea. At the entrance of tidal basins the steeper water level gradient at flood causes higher inshore directed tidal flow velocities at flood as compared to the ebb. As stressed by Dronkers (1986) this is the major cause of the occurence of greater maximum current during flood than during ebb in the Dutch tidal basins. In the case of a tidal basin without shoals that emerge at low tide this tidal asymmetry will result in a net import of sand: since the transport of sand is proportional to a third (or higher) power of the flow velocity the sand transport during flood is not compensated by

the sand transport during ebb. However, if emerging shoals are present in the tidal basin an important counteracting effect is operating. In the case that large areas of a tidal basin consist of shoals the maximum of the flood discharge will shift to a later stage in the flood period at a relatively high water level, during which the shoals become flooded. Such a shift means an increase in cross-sectional area of the main channels at the moment of maximum discharge, which implies a reduction in flow velocities. On the other hand the presence of large tidal flats may enhance the maximum ebb current in these channels, as noted by Speer and Aubrey (1985). The decrease in water level on the shoals lags behind the fall in the large channels (Dronkers, 1986). As a result the maximum of the ebb discharge shifts to a later stage of the tidal cycle, to a lower water level. The effect is, as shown by model computations by Friedrichs, Aubrey and Speer (1990), that the ratio of flood to ebb sand transport decreases with increasing amount of shoal area. So, in general terms, the deformation of the tide by the presence of shoals means a decrease of flood current velocities and an increase in ebb velocities, which counteracts the net import effect by tidal wave asymmetry at the seaward boundary of the estuary. In fact one could imagine a kind of equilibrium condition of the amount of shoal area in a tidal basin, in which the morphological effect of the shoals on the tide would be just enough to eliminate the import effect due to tidal wave asymmetry. This would enable the prediction of equilibrium hypsometry as a function of basin geometry and tidal wave characteristics at the entrance of the basin. However such an equilibrium is not to be expected because of the second important mechanism of sediment import, the settling and scour lag effects as described by Postma (1967) and Van Straaten and Keunen (1957). Both effects favour a net transport of mud particles into a tidal basin and into tidal marshes. The settling and scour lag effects refer to the import of mud into estuaries, whereas the tidal wave asymmetry effect refers to sand import. This means that theoretically two morphology-related stages of infilling of a coastal plain tidal basin can be distinghuished, which can be presented in a schedule as follows:



Fill processes in small tidal basins

- I. initial stage: infilling dominated by the tidal wave asymmetry effect (formation of shoals emerging at low tide);
- II. mature stage: channel and shoal morphology in "dynamic equilibrium": infilling caused by lag effects (growth of supratidal areas, resulting in a reduction of intertidal shoal area and thus restoring some of the tidal wave asymmetry effect.

So, the rate of infilling of basins in their first stage of evolution increases with increasing asymmetry of the tidal wave. This might explain the rather extreme rate of filling of the Holland Basin in Subboreal times. The model suggests that the rate of filling of a tidal

basin in its second stage is related to the availability of (suspended) mud. Some supporting evidence of this is found in the SW Netherlands. The Oosterschelde and the Westerschelde both mature stage tidal basins in the sence of the model - show a remarkable difference in suspended mud concentration. During 1972-1975 the mean mud concentration, measured during calm sea, in the Oosterschelde was about 30 mg/l; in the Westerschelde the concentrations were about twice as much (Terwindt, 1977). This is related to the fact that the Westerschelde is a real estuary with a characteristic turbidity maximum related to (estuarine) density circulation, whereas the Oosterschelde has no significant fresh water inflow and therefore lacks a turbitity maximum. The difference in the suspended mud concentration is in accordance with the rate of reduction of the size of the two basins as a result of the embankment of marshes during the past century: the tidal basin of the Westerschelde reduced at an annual rate of 0.18 %, the rate of reduction of the Oosterschelde basin was 6 times smaller.



Figure 14. Tidal discharge during a tidal cycle at Vlissingen according to DUFLOW simulations. Based on data of Van der Spek (1993)

It is important to realize that the quasi equilibrium condition at which the sand import effect of the tidal wave asymmetry at the entrance of the basins is eliminated by the morphological effect of shoals is not just a function of the available shoal area, but the amount of shoal area that is flooded or drained at the same time. In the case of large basins, such as the Westerschelde, a considerable time lag exist between the flooding of the shoals near the entrance and intertidal areas at the landward end of the basin. In such a basin an increase in the total amount of shoal area generally will result in a decrease of the average water depth of the basin and therefore a slowing down of the propagation of the tidal wave. So, an increase in the total amount of shoal area may not always result in an increase of area that is flooded at the same time. In the Westerschelde during the past centuries even the opposite seems to have occurred. According to Van der Spek (1993) the total amount of shoal area (between NAP -2 m and NAP + 2 m) reduced from 340 10^6 m² in 1650 to 200 10^6 m² in 1800 and 90 10^6 m² in 1968. However, the model simulations of the three situations show that the effect of flooding of shoals as expressed in a peak of flood discharge near high water level is most obvious in 1968 (Fig. 14). So, the total amount of shoal area decreased, but the total area that flooded simultaneously increased. This is explained by the dramatic increase of the propagation rate of the tidal wave in the Westerschelde discussed before. On the other hand the larger extension of the shoals in 1650 caused a more retarding ebb in 1650. So it seems that both flood and ebb currents reached higher maximum values in 1650 as compared to the present situation. Therefore it is not obvious from these simulations whether or not the Westerschelde in 1650 was a more sand importing system than it is nowadays.

2.4 Morphodynamics of the tidal flats and channels in the eastern part of the Westerschelde

2.4.1 General morphological characteristics of the Westerschelde

The present morphology of the Westerschelde consists of a system of mutually, evasive ebb and flood channels separated by (inter)tidal shoals, as described by Van Veen (1950; Fig. 15). The ebb current causes most of the bend migration of the larger channels.



Figure 15. Present hydrography of the Westerschelde

The flood current on the other hand tends to cross-cut channel bends, forming relatively

straight and stable flood channels, more or less parallel to the general alignment of the estuary.

This pattern of alternating ebb and flood channels is characteristic to "mature" tidal basins in their second stage of evolution, according to the "model" described in section 2.3.

2.4.2 Morphology, human impact and main morphological changes of the Valkenisse area in the last 25 years

The Valkenisse-area is located in the eastern part of the Westerschelde (Fig. 16). The present morphology of the Valkenisse-area consists of a gently bending main channel, the "Zuidergat", and a straight flood channel, the "Schaar van Valkenisse". These two channels are separated by large intertidal flats, the shoals of Valkenisse. At some specific locations the main channel and secondary (flood) channels are interconnected by small short-cut channels. More to the east the main channel changes into the sharply bending "Nauw van Bath", whereas more to the west a system of a cross-cut meander bend is present.



Figure 16. The eastern part of the Westerschelde

In connection with the shipping traffic to Antwerpen, a major artificial deepening of the natural sills in the main channel has occured in the period 1971-1976. Due to this the averaged minimum channel depth increased from NAP-11m to approximately NAP-14m. The dredging activities, that are carried out to maintain this minimum channel depth, are concentrated at the sills near the junctions of the main channel and the secondary channels (Fig. 17). Since 1987 dredging is also carried out in the main channel along the southern margins of the Valkenisse shoals. In the entire eastern part of the Westerschelde approxi-

mately 9*10⁶ m³ of sediment is dredged annually. Most of the dredged material is dumped in the entrance of secondary flood channels/tributaries and eroding channel bends (e.g. near Saeftinghe). However, due to a shortage of dumping capacity approximately 3*10⁶ m³ of the dredged sediment is dumped at more westerly located dumping sites.

The major morphological changes of the Valkenisse area of the past decades have probably been influenced to a large extent by dredging activities. The artificial deepening of sills in the main channel and simultaneous dumping of dredged material in other channels caused an enlargement of the entire main channel, and stimulated a redistribution of the tidal volumes between main channel and secondary channels, that had been going on since the early fifties. The enlargement of the main channel lasted until the early eighties. Conversily, the morphological development of the secondary channels has been characterised by sedimentation, since 1965. A possible second consequence of the sediment dumping is the enlargement of the tidal flats in the Valkenisse-area: since 1965 the intertidal flat surface at the NAP-2m level increased with 32 percent. The averaged height of the intertidal flats, relative to NAP-2m, increased with approximately 0.3 meters (Jeuken, 1993).



Figure 17. Dredging locations in the Westerschelde

The more or less natural morphological processes consist of: a slow migration of the

main channel in a southerly direction, a southwesterly migration of the secondary flood channel, and the development and migration of short-cut channels between the flood channel and the main channel. Despite the dumping of dredged sediment in the outer bend, the main channel at present migrates 5 meters per year in a southerly direction. This channel migration results in an extension of the intertidal flats in the same direction. Since 1965 the deepest part of the secondary flood channel has migrated in a southwesterly direction over a distance of approximately 600 meters. Depending both on the morphodynamics of the flood channel(s) and the meander geometry of the main channel, short-cut channels develop across the intertidal flats. Until \pm 1985 short-cut channels developed and migrated between the outlet of the Zimmermangeul and the main channel. The lifetime of these channels was approximately 5 years (De Looff, 1976). Since \pm 1987 a similar pattern of developing and migrating short-cut channels is present between the outlet of the Schaar van Valkenisse and the main channel.

2.4.3 Current- and sediment transport paths in the Valkenisse area

A first impression of the current- and sediment transport paths in the Valkenisse-area can be inferred from the morphology of the tidal channels and flats. The main channel is predominantly ebb dominated. The secondary channels and the higher parts of the tidal flats in the Valkenisse area are marked by mainly residual flood currents and sediment transports. However, more detailed research may reveal both temporal and spatial variations in current and sediment transport paths within a single channel. Current- and sediment transport



Figure 18. Ebb- and Flood dominated areas in the Zuidergat channel as deduced from flow discharge measurements in the indicated cross sections A and B

measurements in two transect of the main channel suggest a cross-sectional and lateral variability in ebb/flood dominance (Jeuken, 1992): in the western part of the main channel the outer part of the bend is ebb dominant with respect to maximum tidal currents and residual sediment transport, whereas the inner part of the bend is flood dominant. In the eastern part of the main channel the opposite occurs: an ebb dominance in the inner bend and a flood dominancy in the outer bend (Fig. 18). This variability in ebb or flood dominan

ce of the maximum currents and sediment transport is caused by the meander geometry of the main channel in relation to the direction of the tidal currents ("short-cutting"). The flood dominance of the intertidal flats and the secondary channels is largerly determined by the height (and extent) of the tidal flats, in relation to the waterlevel of maximum ebb and flood currents, and the morphology of the outlet of the flood channel. During spring tidal conditions maximum flood currents occur at a waterlevel of approximately NAP+2.5m. The differences in waterlevel at maximum flood current between main channel and secondary channel are small. However, maximum ebb currents in the secondary channel occurs at a waterlevel of \pm NAP+2m, whereas the maximum ebb currents in the main channel occurs at \pm MSL (i.e. later). These differences in waterlevel at maximum ebb currents in the main channel occurs increase with the magnitude of the tidal range. These temporal and spatial differences in hydrodynamics complicate the residual current and sediment transport paths in multiple channel systems like the Westerschelde.

3. The North Valkenisse Shoal

3.1 Introduction

In earlier chapters it has been explained that the Westerschelde Estuary should be regarded as a mature tidal basin, in the sense that channel and shoal morphologies are in a dynamic equilibrium. It also means that the volumetric ratio of channels to shoals is approximately stable, although the shapes and positions of individual units may vary extensively with time. An example of such a rapidly changing channel and shoal complex is the Valkenisse/Walsoorden area (fig.16). A part of this area will be visited during our fieldtrip: The North Valkenisse Shoal, or "Banana Shoal", so called because its 1991 supratidal shape showed some resemblance with the tropical fruit. The purpose of our excursion is to illustrate some aspects of the morphodynamics of an intertidal floodshield, and in particular the variability of dune-type bedforms and their internal structures as related to hydrodynamic conditions.

During the summer of 1991, a measuring programme was set up here, with the purpose to register the morphologic variability of dune-like bedforms, and to relate this, as well as the internal structures to flow parameters, like velocity, depth, and direction. The overall objective to the project, which included a measuring campaign in a subtidal channel as well, was, to define predictable relations between hydraulic roughness and bedform morphology. This could only partly be achieved in the subtidal channel (Van den Berg, Asselman and Ruessink, in press). On the intertidal (North Valkenisse) shoal, the bandwidth of the derived data proved to be an order of magnitude larger than what was to be expected from simple approximations. The failure is most likely caused by the fact that it was not possible to find an area that satisfactory meets the demands of a reliable measurement of the hydraulic roughness and its relation to bedform size and geometry, which are: large enough to enable an accurate measurement of the water gradient (stations several hundreds of meters apart) and small enough to have a uniform flow and bedform pattern. Also, the representativity of measurement of the depth average flow velocity remained doubtfull, because of influence of the dunes on the local flow field in shallow water.

What we did obtain, as regards the shoal measurements, was some insight in the variability of bedforms as related to flow conditions, and in the way this is reflected in the internal sedimentary structures. During our excursion, we will make trenches to illustrate the relations between bedform shape, internal structure, and changing hydraulic conditions. The lacquer peels made during the 1991 campaign will also be on display.

3.2 Methods

The locations of the measuring stations, and the position of the trenches dug on the shoal are shown on Fig. 19. The equipment employed on the main measuring location consisted of:

- 1. Three continuously recording tide gauges, for measuring the water surface gradient.
- 2. Two continuously recording flow velocity meters, at a fixed position 1 m above the bottom.
- 3. An anchored pontoon, close to the measuring site, from where current velocity verticals and suspended sediment concentration could be measured.
- 4. A fixed bridge, from where echo-soundings and flow velocity verticals over the main profile were measured.



Figure 19. Position of measuring equipment, and lacquerpeel locations during summer 1991 fieldwork on North Valkenisse Shoal. Location 1 marks the center of the main profile, and also the position of the pontoon and bridge

The 300 m long main profile was chosen to be in that particular position, because it was the most uniform and continuous flood dune field, with the smallest disturbance by ebb or cross-shoal components. The entire profile was leveled at regular intervals, in order to record celerity and form changes of the dunes. A small (10*10m) area near the fixed bridge was leveled regularly along closely spaced parallel lines, in order to register morphology changes perpendicular to the main flow component.

In addition to this, five measuring stations were chosen in different positions on the shoal, in order to get an impression of the variability of bedforms in relation to strength and direction of different flow fields. In all locations we dug trenches (up to 1.2 m depth) with the help of a small drainage pump, and lacquerpeels were made in directions parallel as well

as perpendicular to the main flow component. Flow velocity verticals were measured occasionally, if equipment could be made available from the main measuring station.



Figure 20.

Predicted tidal amplitude (in meters) at Bath, and measured high water level (in meters above NAP) on the shoal

	A	В	С	U(max)	U(>0.75)	U(>0.95)
1.54		10/00				
LP1	14/06	12/06		1.44	60 min	40 min
LP2	16/06	15/06	S	1.35	80 min	60 min
LP3	17/06	17/06		1.01	40 min	20 min
LP4	26/06	20/06	n	0.52		
LP5	03/07	03/07	s	0.72		
LP6	04/07					
LP7	05/07			· ·		
Colum	n A: Date whe	n lacquerpe	eel wa	s made	L	
	B: Date of flo	ow velocity	measu	rements		
	C: S = high s	soring n - n	ean s	= low spring		
	0. 0 = high 2	spring, n – n	cap, s	= low spring		

Figure 21. Data on lacquer peel locations

The tidal height and amplitude in the area, during the measuring period, is given in Fig. 20. The predicted figures are for a location called Bath, about 15 km landward of the North Valkenisse Shoal. The high water levels actually measured on the shoal are indicated on the figure. The measuring period lasted a little more than one month, thus including two neap/spring cycles. The dates on which lacquerpeels were made, and figures on relevant flow velocities and tidal conditions are given in Fig. 21. The distribution of different bedform-types was mapped from oblique aerial photos.

3.3 Morphology

Figure 22 shows the distribution of bedforms on the North Valkenisse Shoal (in 1991). It can be clearly seen that there is an almost complete dominance of flood structures, and only a small part (in the NW) with ebb-shaped dunes. Although the ebb-current affects all parts of the shoal, its strength and duration are generally too small to completely reverse the orientation of the bedforms. The ebb effect generally remains restricted to an erosive flattening of front and crest of the dune. In localities with stronger and longer lasting curents a small ebb-cap (Boersma and Terwindt, 1981) may be deposited, which, however, is usually removed by the next flood.

We have tried to follow the nomenclature of bedforms as suggested by Ashley et al. (1990), by making a distinction between medium to large three-dimensional (3D) dunes and small two-dimensional (2D) dunes. The medium to large dunes as we differentiated them in 1991 had an average lenght(L) of 15m, and an average height(H) of 0.5m. Ashley et al. (1990) draw the boundary between their large and medium dunes at L=10 and H=0.75.



Figure 22. Distribution of main bedform types, North Valkenisse Shoal

Figure 23 is a simplified hypsometric map, made from an echosounding chart of May 1991. When comparing this with the distribution map of bedforms (fig. 22), it becomes clear that the largest and most dynamic (3D) bedforms are restricted to the lower parts of the shoal which are influenced by stronger and longer lasting flood currents. The higher areas are affected only after the flood has reached its maximum velocity, and for a shorter duration. This is in agreement with the findings of earlier authors (e.g. Terwindt & Brouwer, 1986) that 3D bedforms are found in similar settings if the depth-averaged flow velocity exceeds 0.8 ms⁻¹. A relatively large variability in current direction during periods of appreciable sand transport was also mentioned by the same authors as being conducive to the

formation of 3D dunes. We can neither agree nor disagree with this, because flow directions were not systematically measured during our campaign. The highest parts of the shoal are about 1.3m + NAP and show either flat-bedding with small current and wave ripples, or a combination of these with very low (< 0.1 m) amplitude dunes. The average high water reaches a level of 2-3m + NAP.



Figure 23. Simplified hypsometric map, North Valkenisse Shoal, early 1991. Heights are in meters above NAP (see text)

3.4 Sedimentary structures

The peels nr.2, nr.4, and nr.6 have been chosen as examples to illustrate the structures formed in areas of high, medium, and low flow velocity. Schematized sections of the peels have been drawn in fig. 24. From these it can be seen that the sedimentary column produced (if complete preservation occurs) varies considerably from area to area. Note the decreasing proportion of large scale cross-stratification, and the increasing amount of (bottomset) small-scale crosslamination with flaser bedding, when going from high to low flow velocity areas. Earlier we have seen that this is generally related to an increasing elevation of the shoal. There is also a higher proportion of even (parallel) lamination in the high elevation areas, because of the increased effect of wave action when the shoal becomes emergent. Wave ripples are ubiquitous on the shoal surface, but have not been observed with certainty in the lacquerpeels. Cavernous sand ("bubble-sand") caused by air entrapped after rapid inundation of sand is also conspicuous in the higher profiles.

The peels made in the high flow velocity area, near the main profile (fig. 19) show very well developed bundle sequences, as described by Boersma and Terwindt (1981). Fig. 25 is an example of this. Note that the entire bundle of foresetlaminae of 2.5 m length has been deposited during one single (high-spring) flood tide. This could be checked by levelling before and after deposition, and by marking low-water surfaces with tracer sand. The different stages in the development of a dune (Boersma and Terwindt, 1981): reactivation, full vortex, and slackening, are clearly visible in the foreset/topset structures. During the reactivation, and into the full vortex stage there is a gradual lowering of the brinkpoint (= inflection point between topset and foreset laminae), and a gradual thickening of the foresetlaminae. The slackening of the flow causes the brinkpoint to rise again, and, concomitantly, a decreasing thickness of the topset laminae. Kohsiek and Terwindt (1981) think this is caused by suspension outfall due to flow expansion behind the dune crest. The



amount of bed-material load that can be kept suspended in sediment of this size (230 micron) seems, however, insufficient to produce

Figure 24. Schematised sections from lacquer peels representing a sequence of high, medium and low flow velocity areas of the investigated shoal



Figure 25. Change in frontal shape of a tidal dune (lacquer peel taken at location 2, see Fig. 22)

the effect. The lowering of the brinkpoint itself is, until now, an unexplained phenomenon. It has been observed (Achenbach, 1968) that the position of the flow separation point (= the brinkpoint in our case) on a cilinder in a pressurized wind tunnel varies with a "cilinder" Reynolds number, and consequently with flow velocity. Whether or not a "dune" Reynolds number applies to a relation on the inclination of the slope between the summit and the brinkpoint of the dunes in our (tidal flow) situation remains to be investigated.

4 THE SAEFTINGHE TIDAL FLATS AND MARSHES

The "Drowned Land of Saeftinghe" is located at the southern rim of the Westerschelde (Fig. 3). It consists of some 2000 ha of tidal marsh and 1000 ha of channels and intertidal



Figure 26. The Drowned Land of Saeftinghe during the past century (modified after Sponselee and Buise, 1979)

flats. The area was embanked during the Middle Ages (see Fig. 9). In 1584, during the 80 year fight for independence of the Netherlands against Spain, the dikes of the polder were deliberately breached by Dutch troops in an effort to prevent the siege of Antwerpen. However, Antwerpen was taken by the Spanish and a large polder area became part of the Westerschelde tidal system. In the following centuries salt marshes developed and part of the lost land was reclaimed (Fig. 26).

At the Saeftinghe marshes the average amplitude of the semidiurnal tide in the Westerschelde is 4.5 m. Mean spring and neap tidal ranges are 5.2 m and 3.6 m respectively. Due to the fresh water discharge of the Schelde river, the water is brackish -about 0.9 % Cl⁻ compared with 1.65 % for the North Sea coastal waters.

The process of sedimentation and expansion of salt marsches is still going on. According to detailed topographical measurements a net deposition of about 25 10⁶ m³ occurred in the period 1949-1992; during the past 30 years the accretion was 0.013 m per year on average (Krijger, 1993). Spatial differences in the rate of sedimentation are indicated in Fig. 27. In general the accumulation in channels was faster than in marsh areas. The rather extreme sedimentation in the westernmost channel possibly is related to the proximity of a dumping site in the adjacent main channel area. In the period 1965-1990 more than 12 10⁶ m³ of sand dredged from sills in the shipping route to Antwerpen were dumped at this location (Van den Berg, J.H., Schouten, D. and Van Westenbrugge, 1991).

The excursion to the Drowned Land of Saeftinghe mainly focusses on the differences in sedimentary processes of channels as related to their intertidal to supratidal setting. The excursion will start at the low water line in the westernmost part of the area. Here, the Holland Peat (see Fig. 5), which is present in most of the subsoil of the Saeftinghe area crops out as it is being eroded by the outer bend of the adjacent main channel of the Westerschelde.



Figure 27. Spatial differences of net sedimentation in Drowned Land of Saeftinghe during 1963-1992 (data Rijkswaterstaat)

REFERENCES

Achenbach, E. (1968) Distribution of local pressure and skin friction around a circular cylinder in cross-flow up to Re = 5x10⁶. Journal of Fluid Mechanics, 34: 625-639.

Ashley, G.M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. SEPM Symposium 1987. Journal of Sedimentary Petrology, 60: 160-172.

Beets, D.J., Van der Valk, L. and Stive, M.J.F. (1992) Holocene evolution of the coast of Holland. Marine Geology, 103: 423-443.

Boersma, J.R. and Terwindt, J.H.J. (1981) Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. Sedimentology, 28: 151-170.

Brand, K.J.J. (1985) Zeeuws-Vlaanderen, een gebied met een lange en rijke bedijkingsgeschiedenis. Waterschapsbelangen, 70: 382-393.

Coen, I. (1988) Ontstaan en ontwikkeling van de Westerschelde. Water, 43: 156-162.

De Looff, D. (1983) Inhoudsveranderingen en zandbalans Westerschelde. Report WWKZ-83.V003, Rijkswaterstaat: 26 pp.

De Ronde, J.G. (1983) Changes of relative mean mea level and of mean tidal amplitude along the Dutch Coast. In: Ritsema, A.R. and Gürpinar (eds): Seismicity and Seismic Risk in the Offshore North-Sea Area: 131-142.

Denucé, J. (1933) De loop van de Schelde van de zee tot Rupelmonde in de XVe eeuw. Veritas, Antwerpen: 24 pp.

Dronkers, J. (1986) Tidal asymmetry and estuarine morphology. Netherlands Journal of Sea Research, 20: 117-131.

Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G. and Speer, P.E. (1990) Impacts of relative sea-level rise on evolution of shallow estuaries. In: Cheng, R.T. (ed.) Coastal and Estuarine Studies, 38, Springer, New York: 105-122.

Jeuken, M.C.J.L. (1992) Een analyse van stroom- en sedimenttransportmetingen in het oostelijk deel van de Westerschelde. Report NWL- 92.17: 35 pp.

Jeuken, M.C.J.L. (1993) Morfologische veranderingen van de platen en geulen in de Westerschelde gedurende de periode 1965-1990. Report NWL- 93.13 Rijkswaterstaat: 18 pp.

Kohsiek, L.H.M. and Terwindt, J.H.J. (1981) Characteristics of foreset and topset bedding in megaripples related to hydrodymanic conditions of an intertidal shoal. In: Nio, S.D., Schüttenhelm, R.T.E. and Van Weering, T.C.E. (eds.) Holocene marine sedimentation in the North Sea basin. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 5: 27-37.

Krijger, G.M. (1993) Het verdronken land van Saeftinghe komt weer boven water. Rijkswaterstaat, Middelburg, The Netherlands, Report GWWS-93.838: 106 pp.

Leenders, K.A.H.W. (1986) 2000 Jaar kustontwikkeling van Cap Gris Nez tot Hoek van Holland. Report NZ-N-86.19 Rijkswaterstaat, Den Haag: 44 pp.

Misdorp, R., Steyaart, F., Hallie, F. and De Ronde, J. (1990) Climate change, sea level rise and morphological developments in the Dutch Wadden Sea, a marine wetland. In: Beukema et al.(eds.) Expected Effects of Climatic Change on Marine Coastal Ecosystems. Kluwer: 123-131.

Oost, A.P. and De Haas, H. (1993) Het Friesche Zeegat: Morfologisch-Sedimentologische Veranderingen in de Periode 1927-1970. Report Rijkswaterstaat.

Postma, H. (1967) Sediment transport and sedimentation. In: Lauff, G.H. (ed.) Estuaries. American Association for the Advancement of Science, Washington: 158-179.

Rottier, H. and Arnoldus, H. (1984) De Vlaamse kustvlakte van Calais tot Saeftinge. Lannoo and Tielt and Den Boer, Middelburg: 208 pp.

Spaans, W., Booij, N., Praagman, N., Noorman, R. and Lander, J. (1989) DUFLOW, a micro-computer package for the simulation of one-dimensional unsteady flow in open channel systems. SAMWAT, Delft: 92 pp.

Speer, P.E. and Aubrey, D.G. (1985) A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems, part II, theory. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 21: 207-224.

Sponselee, G.M.P. and Buise, M.A. (1979) Het Verdronken Land van Saeftinghe. Duerlink-Krachten, Kloosterzande: 132 pp.

Technische Scheldecommissie (1984) Verdieping Westerschelde: studierapport programma 48' 43', 1, Rijkswaterstaat, Middelburg: 174 pp.

Terwindt, J.H.J. (1977) Mud in the Dutch delta area. Geologie en Mijnbouw, 56: 203-210.

Terwindt, J.H.J. and Brouwer, M.J.N. (1986) The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tide cycles and the relevance for paleoflow reconstructions. Sedimentology, 33: 1-31.

- Van den Berg, J.H. (1986) Aspects of sediment- and morphodynamics of subtidal deposits of the Oosterschelde (the Netherlands). Thesis, Utrecht. Also in: Rijkswaterstaat Communications, 43. Rijkswaterstaat, The Hague: 123 pp.
- Van den Berg, J.H., Asselman, N.E.M. and Ruessink, B.G. (in press) Hydraulic roughness of a tidal channel, Westerschelde Estuary, The Netherlands. In: Flemming, B. (ed.) Proceedings Conf. on Tidal Clastics, Wilhelmshaven.
- Van den Berg, J.H., Schouten, D. and Van Westenbrugge, C.J. (1991) Zandbalans Westerschelde, 1965, 1970, 1975, 1980, 1985. Rijkswaterstaat, Middelburg, Report NWL -91.36.
- Van der Spek, A.J.F. (1993) Getijsimulatie voormalige getijdebekkens, deel I: de Westerschelde in 1650 en 1800. Report R 93-10 Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht, Utrecht University: 47 pp.
- Van der Spek, A.F. and Beets, D.J. (1992) Mid-Holocene evolution of a tidal basin in the Netherlands: a model for future changes in the northern Netherlands under conditions of accelerated sea-level rise? Sedimentary Geology, 80: 185-197.
- Van Straaten, L.M.J.U. and Keunen, P.H. (1957) Accumulation of fine-grained sediments in the Dutch Wadden Sea. Geologie en Mijnbouw, 19: 419-432.
- Van Veen, J. (1950) Eb- en vloedscharen in de Nederlandse getijwateren. Tijdschrift Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, 67: 303-335.
- Vos, P.C. and Van Heeringen (1993) The impact of environmental changes on the occupation history in the south-western coastal area of the Netherlands (province of Zeeland). Rijks Geologische Dienst, Report 1459.
- Zagwijn, W.H. (1986) Nederland in het Holoceen. Geologie van Nederland, 1. Geological Survey of the Netherlands, Haarlem: 46 pp.

-

LISTE DES PUBLICATIONS

Les publications de l'A.S.F. actuellement disponibles sont les suivantes :

- nº 0 La sédimentation du Jurassique. Paris, 1979.
- nº 1 1er Congrès Français de Sédimentologie. 19-20 novembre 1987 - Livre des résumés.
- n° 2 L'éventail sous-marin de Ceüse (S.E. France) à l'Apto-Albien.
 5-6 octobre 1987 Livret-guide de l'excursion.
- n° 3 Sédimentation molassique et paléopédogénèse en Languedoc.
 16-18 septembre 1987 Livret-guide de l'excursion.
- n° 4 Passages carbonates silicates. 15-16 juin 1987 - Livre des résumés.
- nº 5 Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts.
 3-4 juin 1988 Livre des résumés.
- n° 6 Le Trias détritique de Provence du Dôme de Barrot et du Mercantour. Exemples de sédimentation continentale en contexte anorogénique.
 15-17 juin 1988 Livret-guide de l'excursion.
- n° 7 Biosédimentologie. Réunion Spécialisée APF-ASF-SGF.
 10-11 octobre 1988 Livre des résumés.
- nº 10 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Paris, 1989 Livre des résumés.
- nº 11 Mesozoïc eustacy record on Western Tethyan margins.
 Book of Abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Lyon, 1989.
- nº 12 Mesozoïc eustacy record on Western Tethyan margins.
 Book of abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Excursion, 1989.
- nº 13 Diapirisme sur une marge en distention puis en décrochement. Exemple des Pyrénées occidentales françaises.
 27-28-29 avril 1991 - Livret-guide de l'excursion et Table Ronde.
- n° 14 Sédimentation, diagenèse et séquences de dépôt dans les séries carbonatées de plateforme d'âge Bathonien à Oxfordien en Bourgogne.
 27-28-29 juin 1991 - Livret-guide de l'excursion.
- n° 15 3ème Congrès Français de Sédimentologie. 18-19-20 novembre 1991 - Livre des résumés.
- n° 16 3ème Congrès Français de Sédimentologie. 17-21-22 novembre 1991 - Livre des excursions.
- nº 17 Architecture et faciès d'un prisme deltaïque de bas niveau marin : les grès de Roda (Bassin Eocène sud pyrénéen).
 25-26-27 septembre 1992 Livret-guide de l'excursion.
- nº 18 Alternances marnes-calcaires originelles et diagénétiques Réunion Spécialisée ASF-SGF. 2 Décembre 1992 - Livre des résumés.
- nº 19 4ème Congrès Français de Sédimentologie. 17-18-19 novembre 1993 - Livre des résumés.
- n° 20 4ème Congrès Français de Sédimentologie. 15-16 et 20-21 novembre 1993 - Livre des excursions.

Pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à :

l'Association des Sédimentologistes Français Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris Ce document a été imprimé par PHOTOLABO HASSLER 4 rue Dancourt, 77300 Fontainebleau

Dépôt légal : 4ème trimestre 1993

