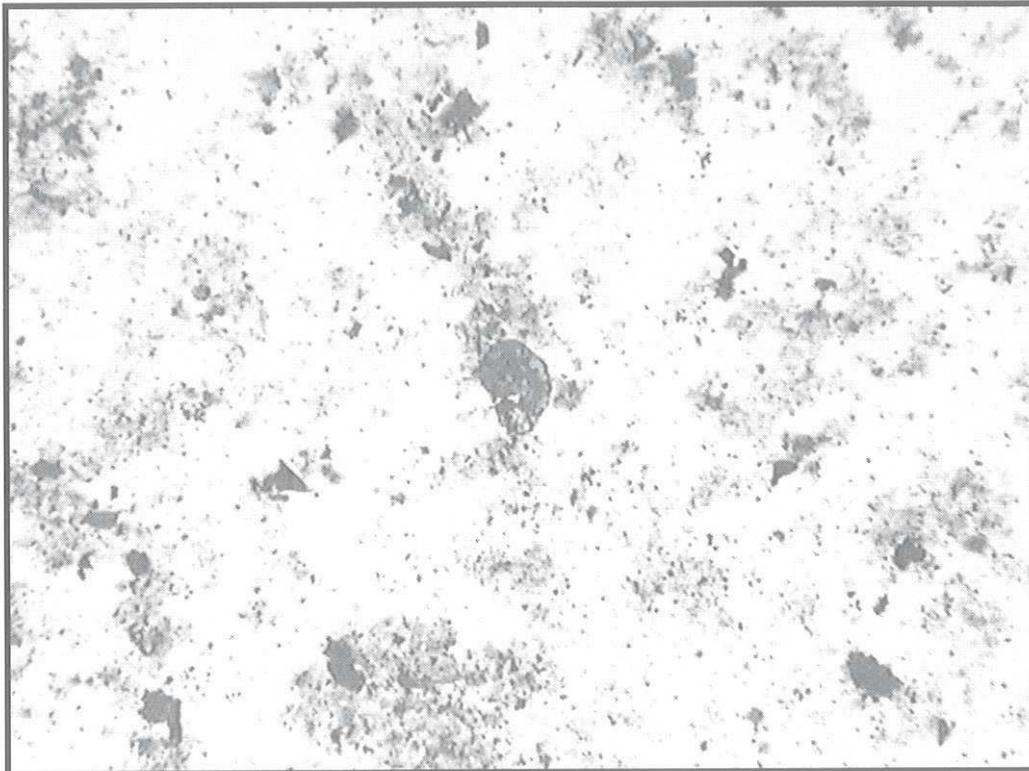
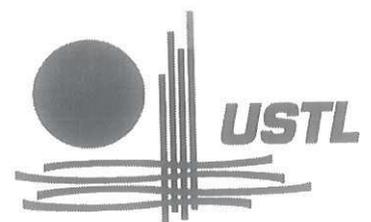


**RELATIONS ENTRE FACIES
ORGANIQUES, GEOCHIMIE ET TAUX
DE SEDIMENTATION :**



**LES NIVEAUX PHOSPHATES P1 ET P2 DU
JURASSIQUE SUPERIEUR DU
BOULONNAIS**

*Université des Sciences et
Technologies de Lille*



SOMMAIRE

RESUME/ABSTRACT	2
INTRODUCTION	3
CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	4
I. PRÉSENTATION GÉNÉRALE.....	4
II. PRÉSENTATION DE LA COUPE ÉTUDIÉE.....	8
PRINCIPES ET METHODES	9
I. CLASSIFICATION ET DESCRIPTION DES CONSTITUANTS DE LA MATIÈRE ORGANIQUE.....	9
1. <i>La fraction continentale (allochtone)</i>	10
2. <i>La fraction marine (autochtone)</i>	10
II. PARAMÈTRES UTILISÉS	11
1. <i>Le rapport des palynomacéraux opaques sur les palynomacéraux semi-opaques et translucides (OP/TR) :</i>	11
2. <i>La forme et la taille des palynomacéraux :</i>	11
III. ECHANTILLONNAGE ET PREPARATION	11
IV. OBSERVATION DU PALYNOFACIES	12
PRESENTATION DES RESULTATS	13
I. LA MATIÈRE ORGANIQUE	13
II. LA GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES	15
1. <i>Les éléments majeurs</i>	15
2. <i>Les éléments traces</i>	18
INTERPRETATION DES RESULTATS	22
I. LA MATIÈRE ORGANIQUE	22
II. LES ÉLÉMENTS MAJEURS.....	22
III. LES ÉLÉMENTS TRACES	22
IV. LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE.....	23
CONCLUSION	24
BIBLIOGRAPHIE	25
ANNEXES	27

RESUME

L'étude des niveaux phosphatés P1 et P2 du Jurassique supérieur du Boulonnais, en terme de sédimentologie organique et géochimie des éléments majeurs et traces a pour objet de préciser les connaissances paléo-écologiques aux alentours de ces deux niveaux riches en matière organique.

Les résultats géochimiques ont pu mettre en évidence une diminution du taux de sédimentation au niveau des deux horizons éventuellement couplée à une augmentation de la productivité marine entre ces deux niveaux de condensation. L'étude de la matière organique a, quant à elle, montré une diminution de l'épaisseur de la tranche d'eau entre ces deux niveaux ainsi qu'une tendance plus proximale des environnements de dépôts lorsque l'on remonte dans la série étudiée.

La confrontation de ces résultats avec les interprétations déjà connues en terme de stratigraphie séquentielle mettrait en évidence une origine tectono-eustatique aux variations d'épaisseur de la tranche d'eau entre les niveaux phosphatés P1 et P2.

ABSTRACT

This report studies the phosphatic levels P1 and P2 of the upper Jurassic of the Boulonnais, by the methods of organic sedimentology and geochemistry of the major and trace elements. The aim of the study was to specify paleo-ecological knowledge in the proximity of these two levels, which are rich in organic matter.

The geochemical results could indicate a decrease in the rate of sedimentation at the level of the two horizons, possibly coupled with an increase in the marine productivity between these two condensation levels. The study of the organic matter showed a decrease in the thickness of the water column between these two levels, as well as a more proximal trend developing upward.

The confrontation of these results with already-known interpretations in the domain of sequential stratigraphy would indicate a tectono-eustatic origin of the variations of the water depth between the phosphatic levels P1 and P2.

INTRODUCTION

Le Kimméridgien du Boulonnais, connu à l’affleurement en falaises, est déjà interprété en termes de stratigraphie séquentielle-génétique. La présente étude est focalisée sur l’enregistrement des paramètres sédimentaires au voisinage de deux horizons particuliers, les niveaux P1 et P2, très riches en fossiles et débris phosphatés. Ces niveaux traduisent des épisodes sédimentaires non quelconques en ce qui concernent les variations des conditions de dépôt.

Le but de l’étude est d’affiner la compréhension de la paléo-écologie aux alentours de ces deux horizons qui peuvent traduire des bouleversements d’ampleur régionale.

Pour cela, 16 échantillons ont été prélevés aux alentours des niveaux phosphatés P1 et P2 afin d’extraire et d’étudier la matière organique fossile qu’ils renferment ; les résultats obtenus seront, dans un 2^{ème} temps confrontés à de nouvelles données géochimiques.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

I. PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Le Kimméridgien-Tithonien est, avec le Cénomaniens-Turonien, l'une des périodes les plus importantes d'accumulation de matière organique au nord-ouest de l'Europe. Ces périodes sont contemporaines de transgressions marines majeures et les accumulations de matière organique concernent de très larges surfaces situées sur l'ensemble du pourtour des marges nord atlantiques sur une distance de plus de 3000 kilomètres, de la Mer de Barents aux mers épicontinentales nord atlantiques et de la Baltique au Groënland (Herbin *et al.*, 1986 ; Oschmann, 1990 ; *in* Deconinck *et al.*, 1996).

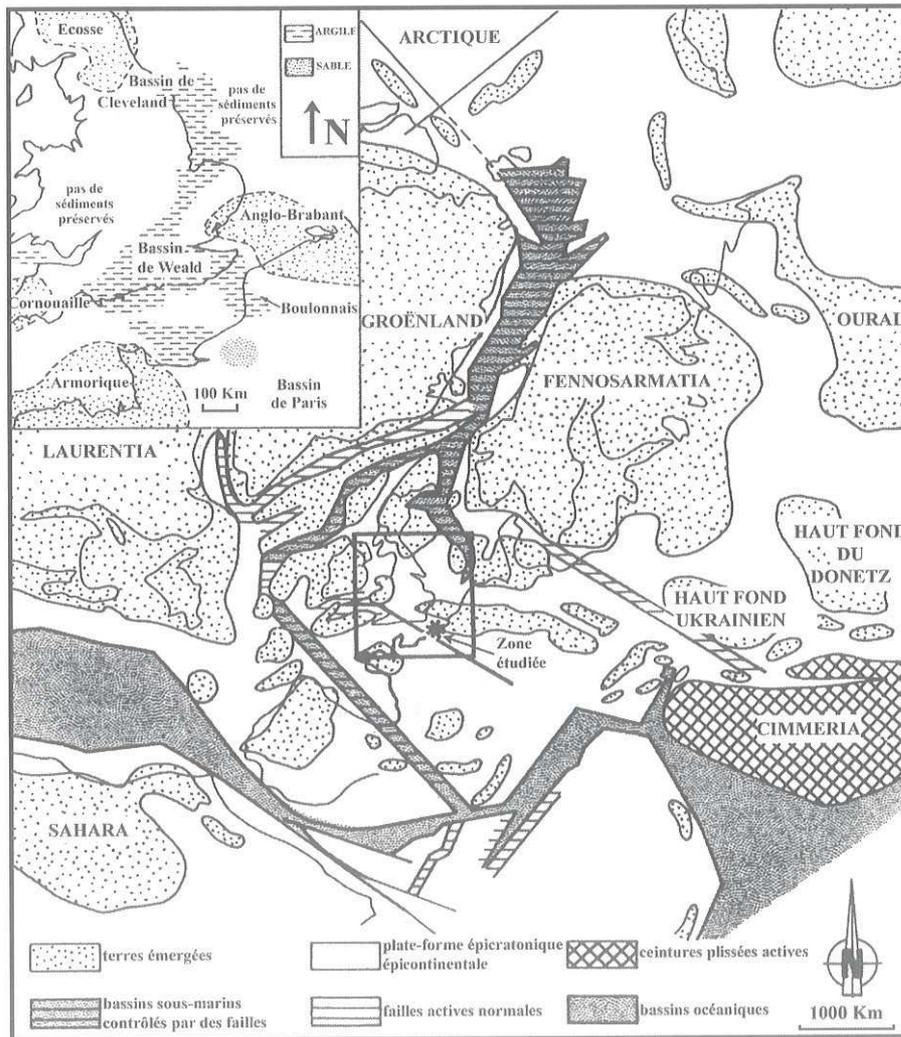


Fig.1 : carte paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Kimméridgien (d'après Ziegler, 1989 et Cope *et al.*, 1992 ; *in* Deconinck *et al.*, 1996).

Le Boulonnais appartient à la plate-forme épicrotonique stable nord-ouest européenne (*figure 1*) contrôlée au Trias par les réarrangements de plaques entre les anciennes directions calédo-hercyniennes et les nouvelles tendances atlantiques. Du Trias au Jurassique moyen, cette plate-forme est contrôlée d'une part par la migration vers le sud du rift de la Norvège et du Groënland et d'autre part par la migration vers l'ouest du rift téthysien. Du Jurassique supérieur au Paléocène, cette plate-forme est gouvernée par la migration vers le Nord du rift nord-atlantique (Ziegler, 1989 ; Ziegler & Van Horn, 1989 ; in Deconinck *et al.*, 1996).

Le boulonnais présente une série sédimentaire du Kimméridgien-Tithonien déposée dans des milieux proximaux en bordure du massif anglo-brabant. Ces dépôts sont contemporains des dépôts riches en matière organique de la Mer du Nord et d'Angleterre (bassins de Cleveland et du Wessex) déposés dans des milieux plus profonds et formant la célèbre *Kimmeridge Clay Formation*.

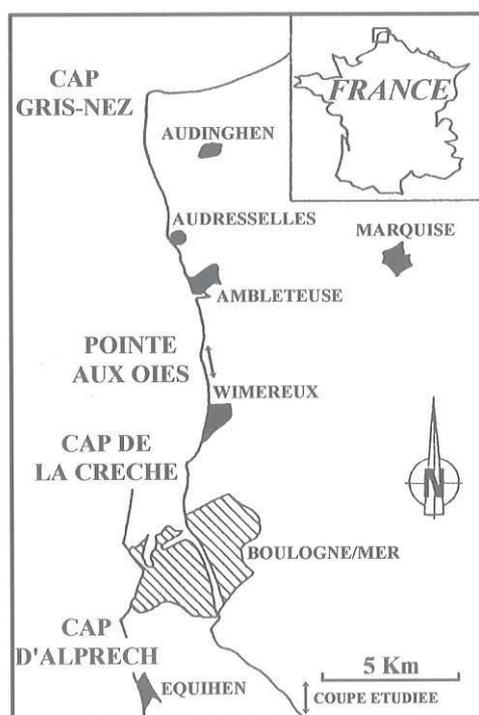


Fig.2 : localisation géographique de la coupe étudiée dans le Kimméridgien-Tithonien du Boulonnais (d'après Proust, 1994).

Les terrains kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais, épais d'une centaine de mètres environ, affleurent essentiellement en falaises sur le littoral entre Equihen et le cap Gris-Nez, la coupe étudiée se situant au nord de Wimereux entre les Argiles de la Crèche et les Argiles de Wimereux (*figure 2*).

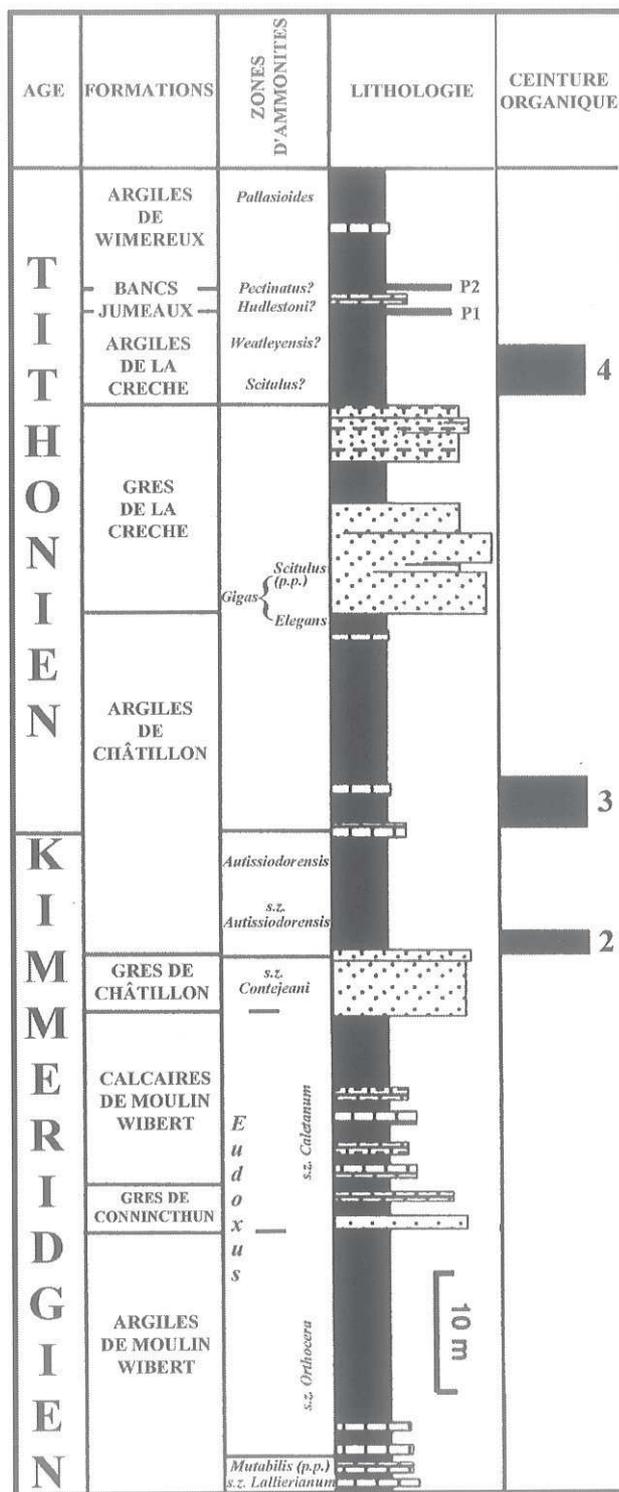


Fig.3 : successions de faciès, position des ceintures organiques du Kimméridgien-Tithonien du Boulonnais (d'après Deconinck *et al.*, 1996).

La série kimméridgienne et tithonienne est formée d'une dizaine de formations à dominantes argileuse, calcaire ou gréseuse. Sur une coupe de 5 kilomètres de long effectuée entre l'anticlinal de la Crèche et Wimereux, 16 faciès sédimentaires élémentaires ont pu être distingués. Ils forment des successions de faciès qui se superposent en assemblages cohérents (Proust & Deconinck, 1993 in Deconinck *et al.*, 1996). Ces successions de faciès élémentaires sont en général peu épaisses et montrent, à travers leurs caractéristiques lithologiques, biologiques et hydrodynamiques, une évolution graduelle vers des environnements de dépôts moins profonds. Ces successions de faciès sont considérés comme caractéristiques d'un milieu de dépôt de type rampe carbonatée homoclinale (Ahr, 1973 ; Read, 1985 ; Burchette & Wright, 1992 ; in Deconinck *et al.*, 1996).

L'étude des faunes d'ammonites a montré que la limite Kimméridgien-Tithonien est située au sein des Argiles de Châtillon au sommet d'un ensemble de bancs carbonatés plus ou moins gréseux qui s'amincit du nord (Cap Gris Nez) au sud (Pointe de la Crèche) (Geysant *et al.*, 1993 ; in Deconinck *et al.*, 1996).

Les teneurs les plus importantes en matière organique des sédiments Kimméridgien-Tithonien se situent au niveau des Argiles de Châtillon (formation essentiellement argileuse avec des bancs un peu plus carbonatés qui s'y intercalent) et des Argiles de la Crèche (formation essentiellement argileuse avec une base sableuse) où la matière organique a essentiellement une origine marine et est peu évoluée (T_{max}=434°C). Ces intervalles peuvent être corrélés avec 3 des 5 ensembles riches en matière organique, appelés ceintures organiques (*figure 3*), déterminés en Angleterre dans le Dorset et le Yorkshire (Herbin & Geysant, 1993).

Les teneurs les plus importantes en matière organique se rencontrent dans la partie médiane des argiles de Châtillon, dans un faciès très feuilleté, laminé et pauvre en faune. L'environnement de dépôt des Argiles de Châtillon correspond dans son ensemble à une plate-forme peu profonde sous la limite d'action des vagues où l'hydrodynamisme était faible sauf à quelques rares endroits où l'on peut observer des bancs discontinus correspondant à des dépôts de tempêtes distales.

Les niveaux riches en matière organique se sont déposés durant des périodes de plus haut niveau marin que les niveaux pauvres ou dépourvus en matière organique, ceci étant démontré par la rareté où la faible épaisseur des dépôts de tempêtes au niveau des maximums d'accumulation de la matière organique (Deconinck *et al.*, 1996).

II. PRÉSENTATION DE LA COUPE ÉTUDIÉE

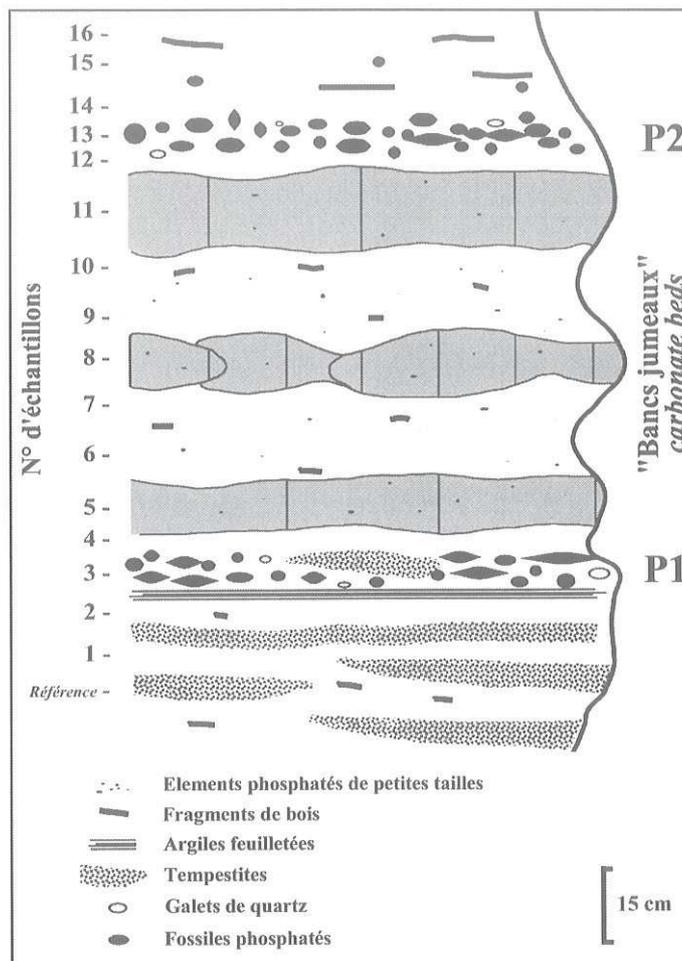


Fig.4 : coupe des « bancs jumeaux » au nord de Wimereux.

La coupe étudiée se situe au niveau des bancs jumeaux et est limitée respectivement à sa base et à son toit par les Argiles de la Crèche et les Argiles de Wimereux.

A la base de cette coupe, on observe l'apparition de nombreuses plaquettes bioclastiques lenticulaires qui correspondent à des dépôts de tempêtes montrant une certaine pérennité de l'ouverture du milieu sur le domaine marin. On observe également un niveau de nodules phosphatés appelé P1, riche en matière organique, ou niveau phosphaté de la Rochette qui marque la base de la coupe étudiée (figure 4). Ce niveau contient des exemplaires remaniés de *Pectinatites pringlei*, espèce pouvant être rapprochée du groupe de *P. wheatleyensis* et qui indiquerait donc la zone à *Wheatleyensis* (Deconinck *et al.*, 1996).

Au toit de la coupe, les argiles de Wimereux sont beaucoup plus silteuses et glauconieuses que les argiles de la Crèche et correspondent à la zone à *Pallasioides* (Deconinck *et al.*, 1996). Au sein de la coupe, on observe 3 bancs carbonatés appelés « bancs jumeaux » et surmontés par un niveau phosphaté P2, lui aussi riche en matière organique, dépourvu d'ammonites. Lorsque l'on se déplace vers l'intérieur du Boulonnais, les bancs jumeaux sont absents et les niveaux P1 et P2 pratiquement coalescents (Deconinck *et al.*, 1996).

Les zones à *Pectinatus* et *Hudlestoni* sont virtuellement représentées dans l'intervalle compris entre les niveaux phosphatés P1 et P2 et contenant les bancs jumeaux puisque les argiles de la Crèche et le niveau P1 appartiennent à la zone à *Wheatleyensis* et les argiles de Wimereux à la zone à *Pallasioides*. Ces 2 niveaux montrent donc une importante condensation.

PRINCIPES ET METHODES

I. CLASSIFICATION ET DESCRIPTION DES CONSTITUANTS DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

ORIGINE		GROUPE	CONSTITUANT		MACERAL EQUIV. APPROX
CONTINENTAL (ALLOCHTONE)	Débris de plantes supérieures (macrophytes)	Palynomacéraux (PM)	brunâtres		Vitrinite
			gélifiés		
			translucides		Cutinite
			opaques	équidimensionnels	Inertinite
	en baguettes				
	Pollen et spores	Sporomorphes	bisaccates		Exinite ou liptinite
non-saccates					
Fragments de macrophytes dégradés	Matière organique amorphe (MOA)	MOA non-fluorescente			
		MOA fluorescente			
Phytoplancton marin		Kystes de dinoflagellés	proximate	Exinite ou liptinite	
			chorate		
		Acritarches			
		Tasmanacées			
Foraminifères		Basales de foraminifères			

Fig.5 : classification de la matière organique (d'après Whitaker, 1984 ; in Steffen, 1993).

Le résidu organique peut être subdivisé en 2 fractions (*figure 5*) :

- La fraction allochtone ou continentale : débris ligneux, sporomorphes....
- La fraction autochtone ou marine : phytoplancton, basales de foraminifères....

1. La fraction continentale (allochtone)

La distribution de la fraction continentale dans un environnement marin est contrôlée principalement par des processus physiques comme le transport éolien, la flottaison ou encore le transport par les courants marins (Steffen, 1993). Cette fraction peut être divisée en plusieurs groupes (*figure 5*) :

Les palynomacéraux opaques : débris oxydés de plantes supérieures ; ce sont des fragments noirs équidimensionnels (PMO) ou en formes de baguettes (PMO-B) qui possèdent une flottabilité élevée et qui peuvent donc être transportés sur de longues distances (Van der Zwan, 1990 ; *in* Bombardière & Gorin, 1999). Ils ont été divisés en palynomacéraux équidimensionnels (*photo 1-annexe 3*) et en palynomacéraux en baguettes (*photo 2-annexe 3*) du fait de leur comportement hydrodynamique différent, les palynomacéraux en baguettes étant caractérisés par une flottabilité plus grande.

Les palynomacéraux brunâtres et gélifiés (PMBG) : débris partiellement oxydés de plantes supérieures. Ce sont des fragments noirs à bruns noirs avec ou sans structure interne visible (*photo 3 et 4-annexe 3*). Leur densité est relativement élevée et leur flottabilité est supposée être faible (Van der Zwan, 1990 ; *in* Bombardière & Gorin, 1999).

Les palynomacéraux translucides (PMTR) : débris non oxydés de plantes supérieures. Ce sont des particules orangées avec structure interne (*photo 5-annexe 3*) ; les débris de feuilles apparaissent comme fins, transparents avec des structures en feuillettes (cuticules). Leur densité est faible et leur flottabilité est supposée plus grande que celle des palynomacéraux brunâtres et gélifiés (Van der Zwan, 1990 ; *in* Bombardière *et al.*, 1999).

Les sporomorphes (Spor.) : pollens et spores (*photo 6-annexe 3*).

La matière organique amorphe rougeâtre (MOA) : dérivée de la dégradation de constituants terrestres.

2. La fraction marine (autochtone)

Au contraire de la fraction continentale, la distribution de la fraction marine est largement affectée par des processus biologiques, même si les processus physiques restent importants, en particulier dans le cas des sédiments remaniés (Steffen, 1993).

La fraction marine est composée essentiellement de kystes de dinoflagellés, de basales de foraminifères et de matière organique amorphe (*figure 5*) dérivée de l'altération de constituants marins. La matière organique amorphe d'origine marine (plutôt de couleur grisâtre) est souvent fluorescente aux U.V et caractérise un milieu de basse énergie et un environnement appauvri en oxygène (Bombardière & Gorin, 1999).

Le mécanisme le plus important de dégradation de la matière organique est l'activité de bactéries oxydantes. Le temps d'exposition à l'activité microbienne pendant le dépôt est proportionnel à la bathymétrie et à la distance de la source (la ligne de rivage pour la fraction continentale et les zones d'upwelling pour la fraction marine). Pour la dégradation après le dépôt, le temps d'exposition est contrôlé par le taux de sédimentation, la bioturbation et la resédimentation. La matière organique se préserve différemment suivant sa composition originelle : généralement, les composants riches en lignines et lipides sont assez résistants à la dégradation au contraire des composants riches en hydrates de carbone et en protéines qui ne sont, en général, pas préservés (Bombardière & Gorin, 1999).

II. PARAMÈTRES UTILISÉS

1. Le rapport des palynomacéraux opaques sur les palynomacéraux semi-opaques et translucides (OP/TR) :

Ce rapport est en relation avec une tendance proximale-distale et tend à augmenter dans les directions distales. On a donc une dégradation préférentielle des palynomacéraux translucides et bruns gélinés durant un transport prolongé dans la colonne d'eau.

2. La forme et la taille des palynomacéraux :

La matière organique particulaire est composée d'éléments qui se comportent comme n'importe quel minéral, avec leurs propres caractéristiques physiques (Huc, 1988 ; *in* Steffen, 1993). La plupart de ces particules organiques ont un comportement hydrodynamique proche des argiles et des silts (Tyson, 1987 ; *in* Bombardière & Gorin, 1999). Il est donc possible d'appliquer à la fraction organique des paramètres traditionnellement utilisés en sédimentologie « minérale », tels que la taille et la forme des fragments. Ces critères peuvent donner une estimation des conditions d'énergie au moment du dépôt (Denison & Fowler, 1980 ; Whitaker, 1984 ; Davis *et al.*, 1989 ; Davies *et al.*, 1991 ; Gastaldo & Huc, 1992 ; *in* Steffen, 1993).

La forme des particules est un facteur important influençant leur flottabilité relative : la flottabilité des débris en baguettes est plus élevée que celle des débris équidimensionnels de même taille. Il est cependant nécessaire de considérer la dégradation pouvant se produire dans la colonne d'eau et à l'interface eau-sédiment car celle-ci affecte la taille et l'émoussé des palynomacéraux.

III. ECHANTILLONNAGE ET PREPARATION

L'étude repose sur l'observation de 48 lames minces préparées à raison de 3 lames par échantillons. Ces lames contiennent des éléments organiques figurés du palynofaciès ainsi que des sulfures et des matières humiques ; ces éléments seront *in fine* dispersés dans les lames. Les échantillons ont été prélevés relativement régulièrement aux alentours des niveaux phosphatés P1 et P2, sur une hauteur d'environ 1,30 mètres (*figure 4*).

Les échantillons ont tout d'abord subi un faible traitement mécanique manuel afin de faciliter les diverses attaques acides qui suivront. Le principe de la manipulation est la séparation de la matière organique par élimination de la fraction minérale ; pour cela, une série d'attaques acides a été effectuées afin de dissoudre les carbonates et les silicates.

–Attaque des carbonates à l'acide chlorhydrique :

Quelques grammes d'échantillon sont placés dans un béccher avec quelques centilitres d'acide chlorhydrique à 36%. L'effervescence qui suit traduit la dissolution des carbonates. A la fin de cette réaction on ajoute de l'eau distillée, on laisse décanter et on renouvelle l'opération.

–Attaque des silicates à l'acide fluorhydrique :

Après la dernière décantation, on enlève le surnageant puis on ajoute environ 50 ml d'acide fluorhydrique à 40% et on place alors les bécchers sur un bain de sable à environ 70°C pendant 24 heures, après quoi on rince 2 fois à l'eau distillée en laissant à chaque fois décanter.

Cette attaque engendre la formation de fluorosilicates qu'il est nécessaire de dissoudre par une 3^{ème} attaque acide.

–Attaque des fluorosilicates à l'acide chlorhydrique :

On élimine le surnageant avant d'ajouter quelques centilitres d'acide chlorhydrique à 36% et on laisse agir une heure avant de procéder à un rinçage. On renouvèle le rinçage plusieurs fois jusqu'à ce que le pH du surnageant redeviennent pratiquement neutre.

–Tamisage :

On tamise le résidu à travers une membrane en polycarbonate de 12 μm de maille avec une pompe à vide en arrosant le tamis avec de l'eau distillée puis on récupère une partie du filtrat afin de préparer les lames.

–Préparation des frottis :

Par l'intermédiaire d'une pipette pasteur, on prélève dans le bêcher 2 à 3 gouttes de résidu que l'on dépose sur une lame porte-objet ainsi que quelques gouttes d'eau distillée. Puis on homogénéise la préparation à l'aide d'un cure-dent, par exemple. On place ensuite cette lame sur une plaque chauffante à une température d'environ 60°C afin que l'eau s'évapore. Cette manipulation faite, on dépose sur cette lame une goutte de baume de canada puis une lamelle couvre-objet en prenant soin de ne piéger aucune bulle d'air et enfin on laisse sécher sur la plaque chauffante.

IV. OBSERVATION DU PALYNOFACIES

La matière organique dispersée est étudiée en microscopie en lumière naturelle transmise à un grossissement moyen ($\times 100$). Pour chaque lame, on identifie tout d'abord les constituants organiques rencontrés (*figure 5*). La seconde étape de l'observation consiste en l'établissement de la proportion relative de chaque constituant organique par comptage d'environ 200 particules par lame (*annexe 1*). Les constituants organiques présentant de faibles proportions relatives (quelques pourcents) n'ont pas été pris en compte lors de l'interprétation des résultats (c'est le cas des basales de foraminifères). Enfin, la dernière étape de l'observation consiste en une estimation visuelle du taux de matière organique amorphe de chaque lame.

Cette procédure d'observation permet d'obtenir une image semi-quantitative du palynofaciès, l'évaluation quantitative de la matière organique globale s'effectuant à l'aide de méthodes physico-chimiques comme la pyrolyse « Rock-Eval ».

PRESENTATION DES RESULTATS

I. LA MATIÈRE ORGANIQUE

A travers l'étude de la matière organique, 4 grandes familles ont pu être mis en évidence :

1. La matière organique d'aspect floconneux et d'origine essentiellement marine (matière organique amorphe).
2. Les débris de végétaux supérieurs oxydés (palynomacéraux opaques « s.l »).
3. Les débris de végétaux supérieurs partiellement oxydés (palynomacéraux brunâtres et gélifiés et palynomacéraux translucides).
4. Les sporomorphes (spores et pollens).

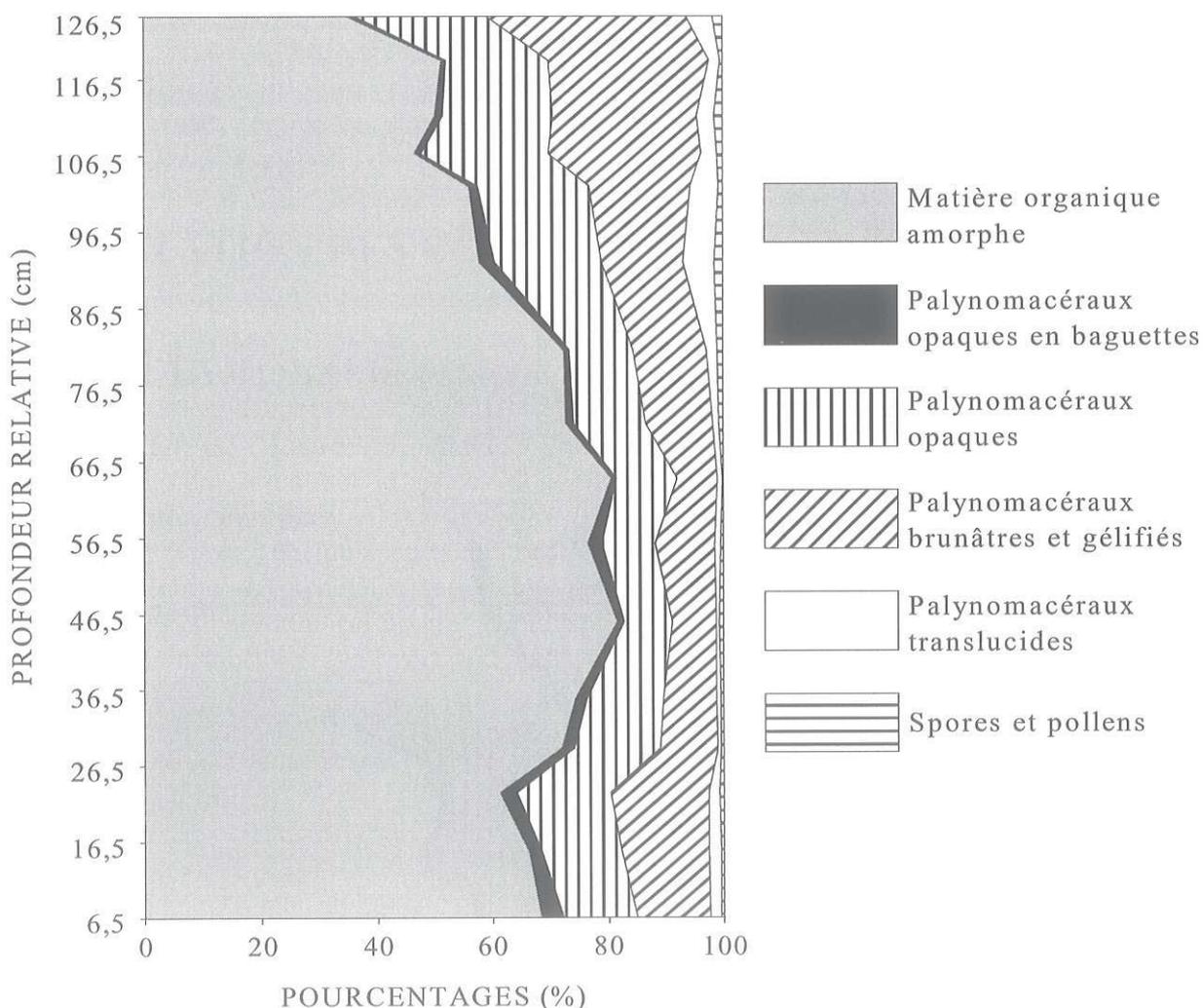


Fig.6 : proportion des constituants de la matière organique en fonction de la profondeur relative.

Sur la figure 6 on peut remarquer un ventre de matière organique amorphe entre les niveaux P1 et P2 et en parallèle une diminution dans les pourcentages de palynomacéraux opaques « s.l. » ainsi que dans les palynomacéraux brunâtres et gélifiés et translucides.

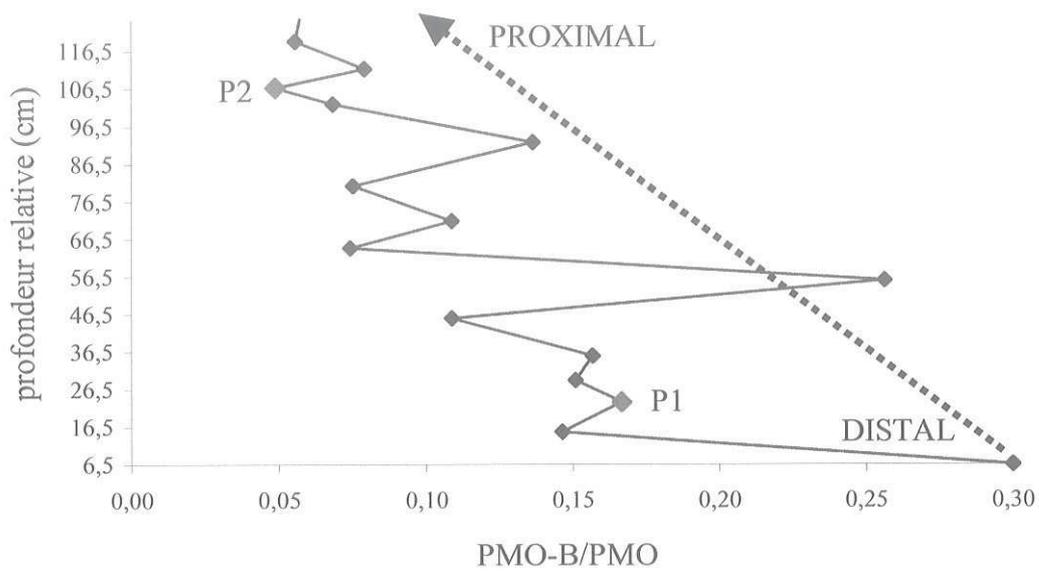


Fig.7 : proportions relatives des palynomacéraux opaques en baguettes sur les palynomacéraux opaques « s.s. » en fonction de la profondeur relative.

La figure 7 montre une augmentation de la proportion des palynomacéraux opaques « s.s. » lorsque l'on monte dans la série.

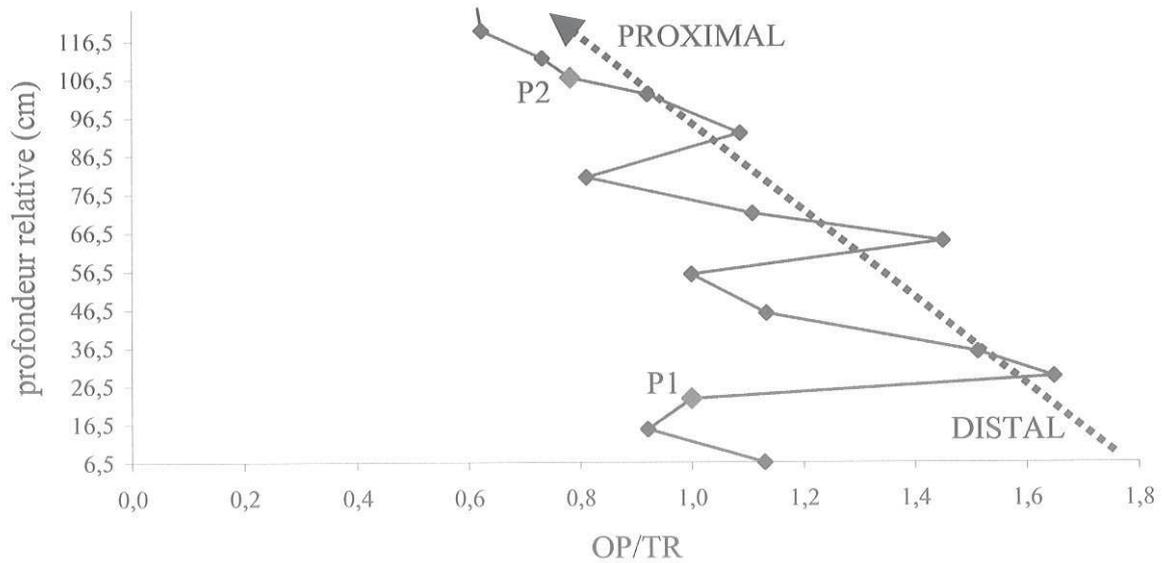


Fig.8 : proportions relatives des palynomacéraux opaques « s.l. » sur les palynomacéraux brunâtres gélifiés et translucides en fonction de la profondeur relative.

La figure 3 montre une augmentation des palynomacéraux brunâtres gélifiés et translucides entre les points 1 et 16.

II. LA GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES

L'analyse des éléments majeurs et traces a été effectuée par ICP-MS au laboratoire de spectrochimie du Centre de recherche en Pétrographie et Géochimie de Vandoeuvre-les-Nancy (*Annexe 2*). Les échantillons ont été préparés par fusion de LiBO_2 et par dissolution de HNO_3 et la précision de l'analyse est inférieure au pourcent (0,5%). Ceci a été vérifié par l'utilisation de références internationales et par la répétitivité des mesures.

La plupart des éléments traces sont liés au cortège des aluminosilicates et à quelques exceptions près (e.g. le strontium, le manganèse et le magnésium), les carbonates se comportent comme une fraction diluante vis-à-vis d'eux. Afin de s'affranchir des variations de teneurs qui seraient dues à une abondance plus ou moins forte en carbonates, les concentrations en éléments, majeurs ou traces, sont rapportées à l'abondance de l'aluminium, représentatif des aluminosilicates.

Sur les diagrammes suivants, les points correspondent aux 17 échantillons analysés de part et d'autre de P1 et P2, le point situé à l'origine des ordonnées correspondant à un échantillon prélevé dans le niveau P1 et constitué uniquement de débris coquilliers phosphatés extraits de leur encaissant argileux.

1. Les éléments majeurs

L'utilisation des teneurs en éléments majeurs dans les échantillons est un moyen d'évaluer la prépondérance de l'un, ou de plusieurs d'entre eux afin d'avoir une meilleure restitution de la contribution de la fraction terrigène à l'intérieur des sédiments et de connaître les variations dans la nature ou la quantité de ces apports.

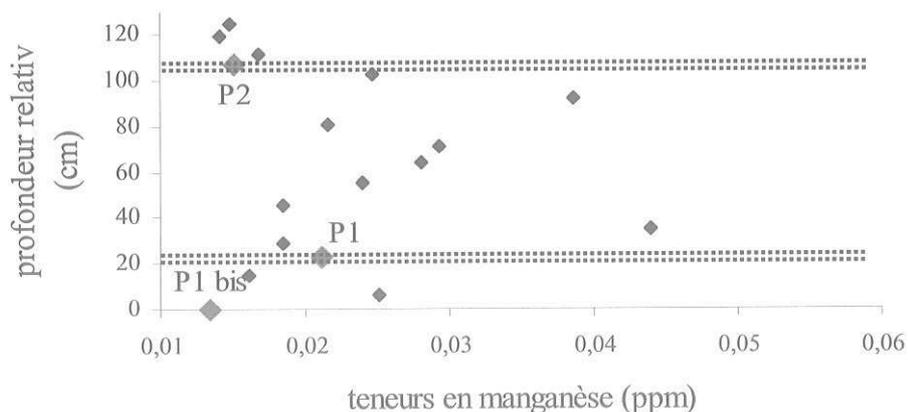


Fig.9 : teneurs en manganèse en fonction de la profondeur relative.

Sur la figure 9 on observe 3 compartiments limités par les niveaux P1 et P2. On remarque que les teneurs en manganèse sont très irrégulières dans le compartiment situé entre ces 2 niveaux alors qu'elles sont assez constantes de part et d'autre de ces 2 horizons. On constate, entre les 2 niveaux phosphatés, que les 3 bancs calcaires (échantillons 5, 8 et 11) possèdent des teneurs élevées en manganèse.

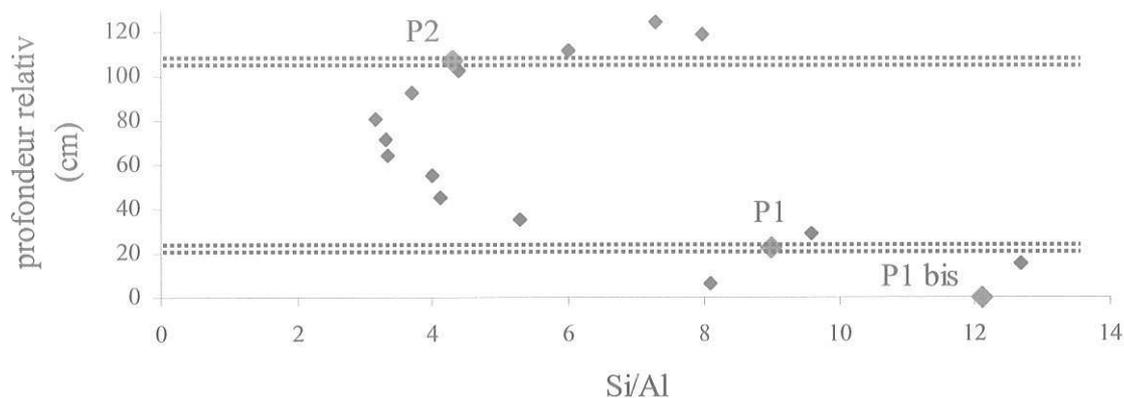


Fig.10 : teneurs du silicium sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

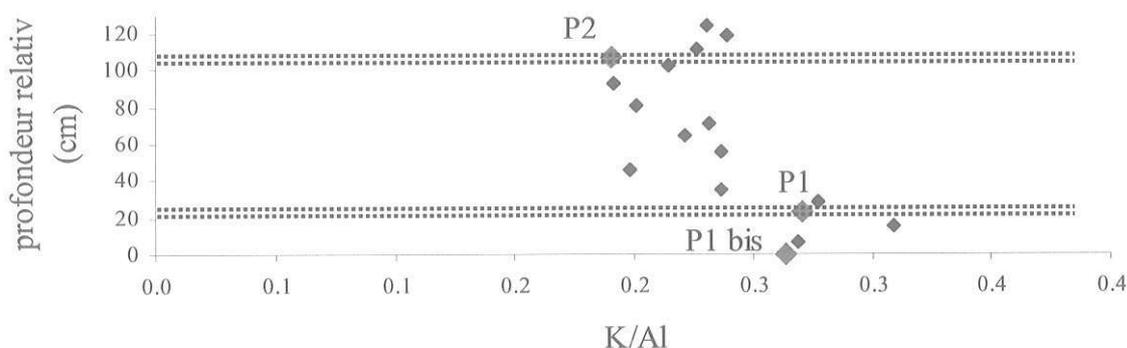


Fig.11 : teneurs du potassium sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

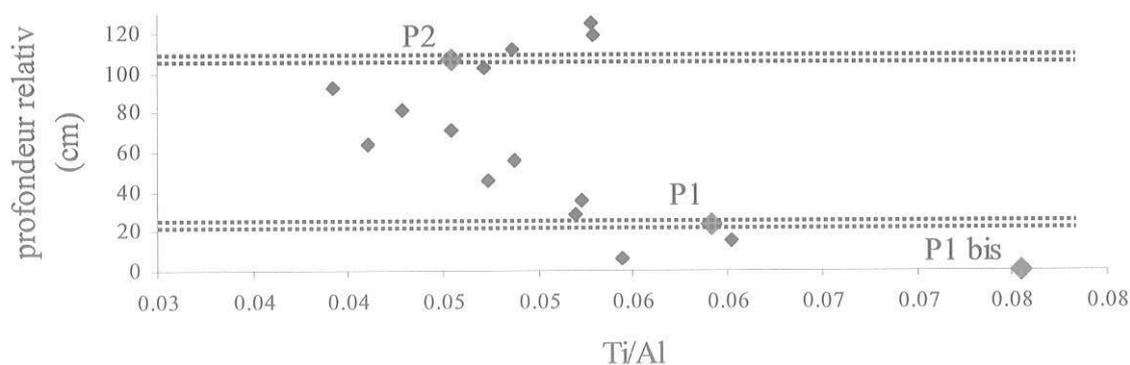


Fig.12 : teneurs du titane sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

Les figures 10, 11 et 12 montrent une diminution des teneurs en éléments majeurs (silicium, potassium et titane) entre les horizons P1 et P2. Ces niveaux délimitent donc 3 zones : les 2 situées de part et d'autre des niveaux P1 et P2 possédant des teneurs en éléments majeurs relativement élevées par rapport à la zone localisée entre les 2 niveaux phosphatés. On peut également constater que la limite au niveau de l'horizon P1 est plus marquée que celle de l'horizon P2, pour tous les éléments.

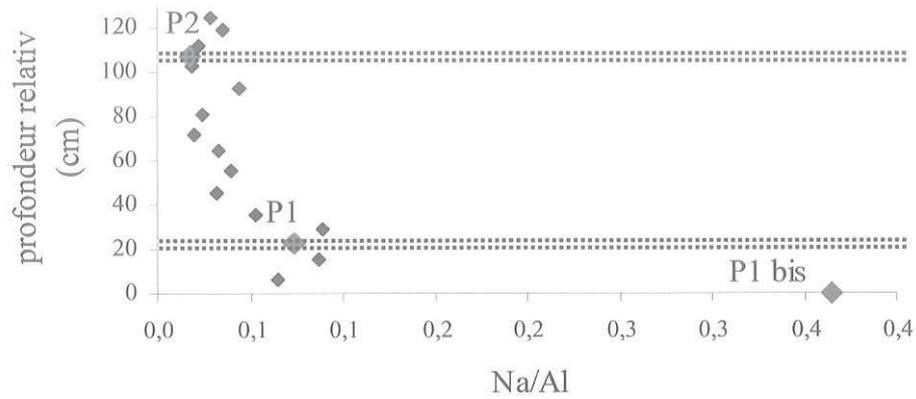


Fig.13 : teneurs du sodium sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

La figure 13 montre des teneurs plus faibles en sodium au-dessus du niveau P1 et l'on ne remarque pas, comme dans les figures précédentes, une nette ré-augmentation de la teneur de cet élément au niveau de l'horizon P2.

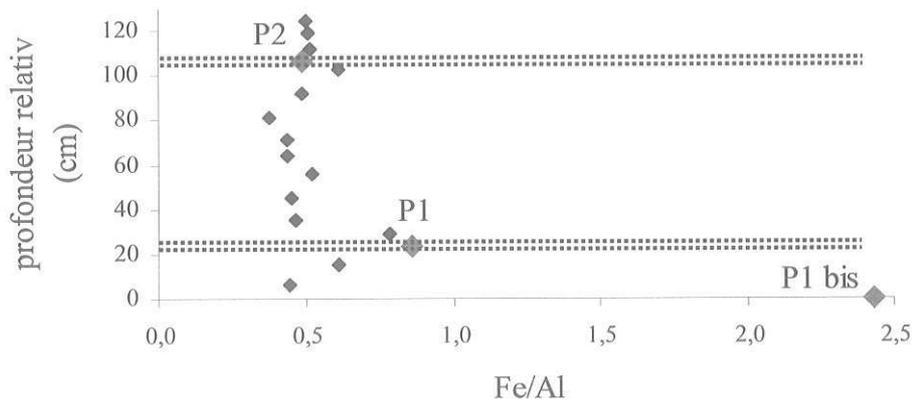


Fig.14 : teneurs en fer sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

La figure 14 montre des teneurs en fer relativement constantes dans tous les échantillons mis à part au niveau de l'échantillon P1 où l'on peut remarquer un pic de cette teneur.

2. Les éléments traces

Les sédiments riches en matière organique comportent souvent des teneurs élevées en éléments traces par rapport à la moyenne des shales. La concentration de ces éléments dans les sédiments est contrôlée par le chimisme des eaux, le taux de sédimentation, la composition des apports terrigènes et la productivité biologique de surface (Pruyser *et al.*, 1991 ; Calvert & Pedersen, 1993).

En dehors du thorium dont l'origine est liée aux apports détritiques, 2 groupes d'éléments ont été distingués parmi les traces étudiés.

Le premier comprend le zinc, le nickel et le cuivre qui sont des métaux chalcophiles, c'est-à-dire concentrés dans les sulfures communément présents dans les roches sédimentaires tels que les black shales (dans les environnements anoxiques, le cuivre, le nickel et le zinc montrent un taux d'incorporation dans la pyrite très important). Leurs teneurs diminuent donc fortement dans les eaux sulfurées et dans les eaux de surface (plus grande activité biologique) et sont en relation avec la quantité de matière organique présente dans les sédiments car ces éléments sont caractérisés par leur aptitude à former des complexes avec cette dernière (Calvert *et al.*, 1985 ; Pruyser *et al.*, 1991).

Le deuxième groupe, constitué par le vanadium, le molybdène, le chrome et l'uranium est en relation avec les conditions oxydo-réductrices dans la colonne d'eau et/ou le sédiment (Disnar & Trichet, 1983). En milieu réducteur, anoxique ou euxinique, ces éléments sont réduits, la réduction se faisant par l'intermédiaire de substances humiques, la présence d'H₂S dans le milieu favorisant la réaction. L'enrichissement des sédiments en ces éléments est le résultat de plusieurs processus, physiques, chimiques et biologiques, la diffusion à partir de l'eau de mer étant un des mécanismes les plus importants dans l'enrichissement en vanadium, molybdène, chrome et uranium des sédiments carbonés (leurs concentrations augmentent dans les dépôts à faible taux de sédimentation).

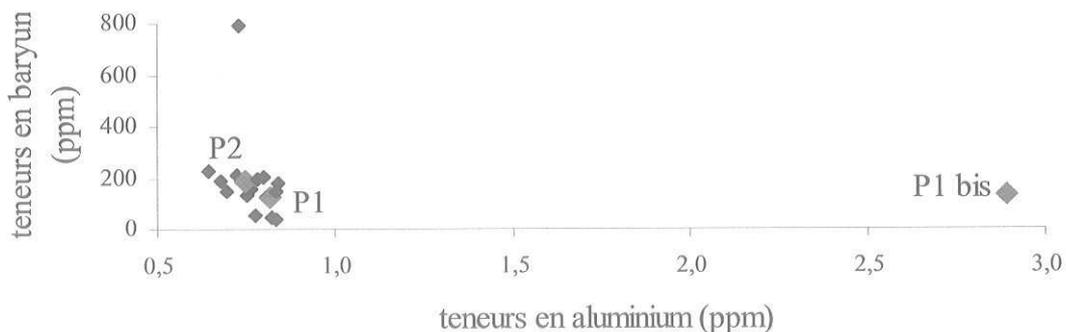


Fig.15: teneurs en baryum en fonction des teneurs en aluminium.

La figure 15 nous montre l'influence des teneurs en aluminium sur les teneurs en baryum. On constate que celui-ci n'est pas corrélé avec l'aluminium.

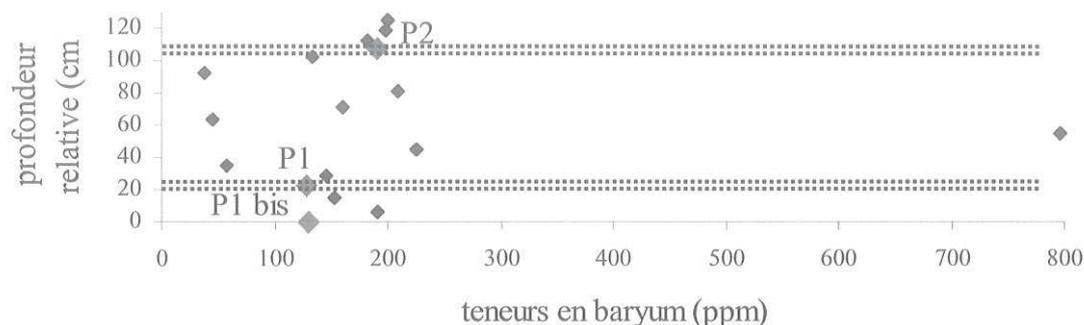


Fig.16 : teneurs en baryum en fonction de la profondeur relative.

Sur la figure 16 on observe 3 compartiments limités par les niveaux P1 et P2. On remarque que les teneurs en baryum sont très irrégulières dans le compartiment situé entre ces 2 niveaux alors qu'elles sont assez constantes de part et d'autre de ces 2 horizons. On constate également une teneur très élevée en baryum au niveau de l'échantillon 7.

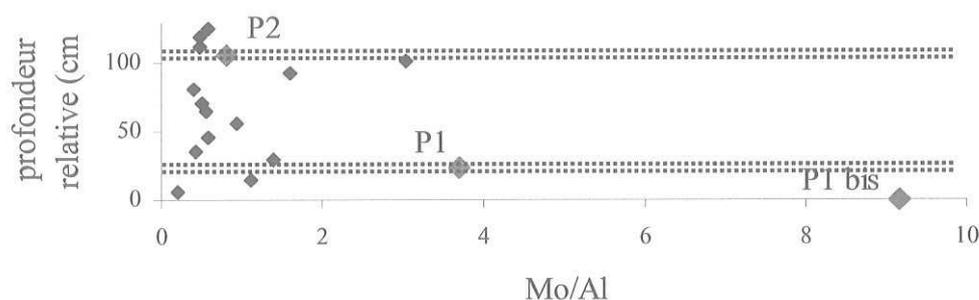


Fig.17 : teneurs du molybdène sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

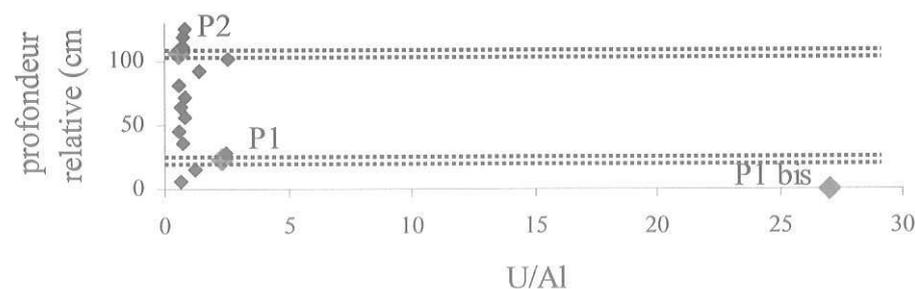


Fig.18 : teneurs de l'uranium sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

Les figure 17 et 18 nous montre des teneurs en molybdène et en uranium relativement homogènes à travers la colonne à l'exception du niveau P1 et de la base du niveau P2 (échantillon 11), ces 2 niveaux étant beaucoup plus riches en molybdène et en uranium.

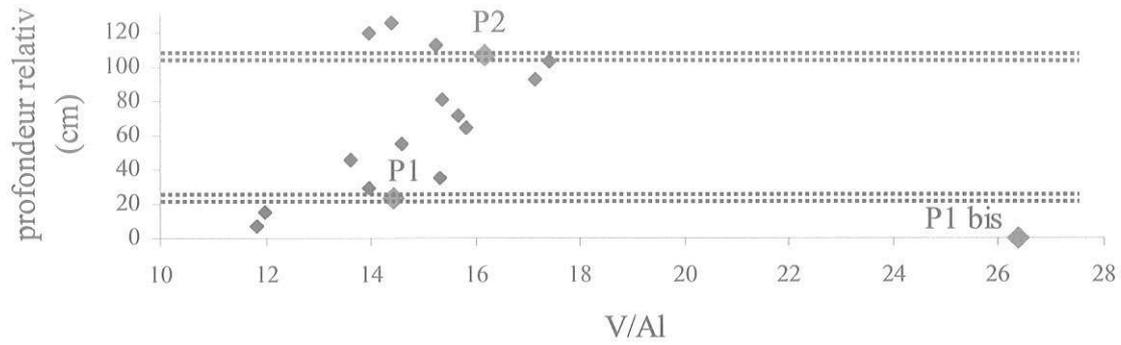


Fig.19 : teneurs du vanadium sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

La figure 19 montre des teneurs en vanadium plus élevées entre les horizons P1 et P2 avec un maximum à la base du P2 (échantillon 11). Le vanadium présente ici un comportement opposé en comparaison du comportement des éléments majeurs.

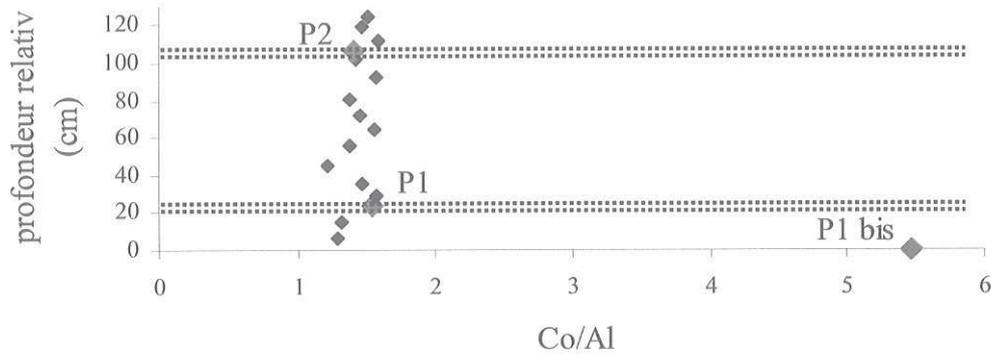


Fig.20 : teneurs du cobalt sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

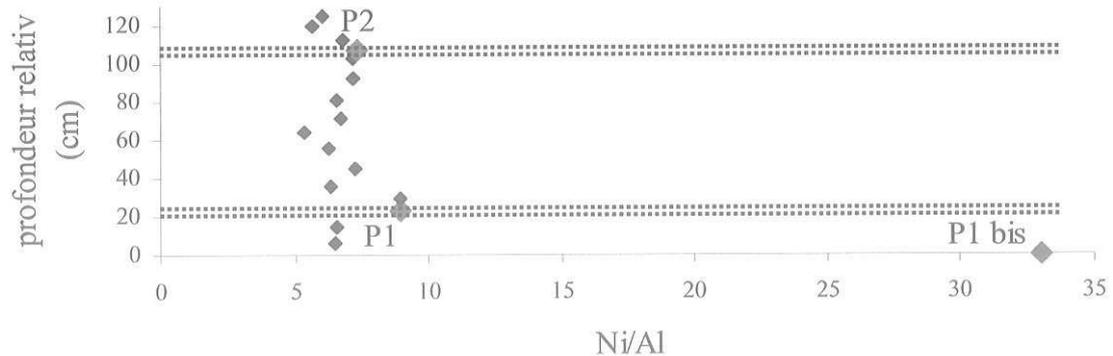


Fig.21 : teneurs du nickel sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

Les figure 20 et 21 ne montrent pas de très nettes variations dans la série des teneurs en cobalt et nickel. On remarque cependant l'individualisation, peu marquée, de l'horizon P1 ainsi que de l'échantillon prélevé à son toit (n°4).

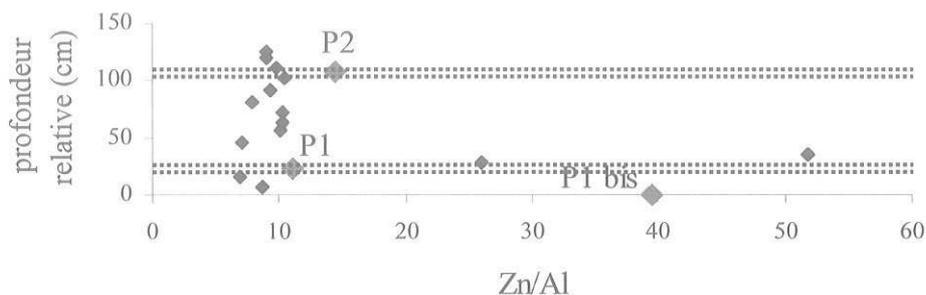


Fig.22 : teneurs du zinc sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

La figure 22 montre des teneurs en zinc relativement constantes avec des teneurs un peu plus élevées au niveau de P1 et de P2. On remarque également des teneurs très fortes au-dessus de l'horizon P1 (échantillon 4 et échantillon 5).

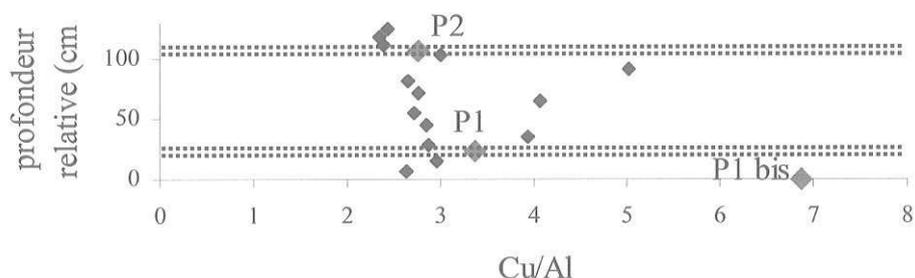


Fig.23 : teneurs du cuivre sur l'aluminium en fonction de la profondeur relative.

La figure 23 montre des teneurs en cuivre importantes marquant les niveaux calcaires (échantillons 5, 8 et 11). On remarque également une petite augmentation de la teneur en cuivre au niveau de P1 et, dans une moindre mesure, au niveau de P2.

I. COMPARAISON DES TENEURS EN ÉLÉMENTS GÉOCHIMIQUES ET DES TENEURS MOYENNES DES SHALES

Elements chimiques	Ni/Al	Cu/Al	V/Al	Mo/Al	Th/Al	Cr/Al	Ba/Al	Co/Al
Teneurs moy. dans les shales	7,6	5,1	15	0,2	1,3	10	65	2,1
Teneurs moy. dans la série	6,8	3,0	15	1,1	1,5	16	53	1,4
Teneurs au niveau de P1	8,9	3,4	14,4	3,7	1,9	18,5	59,8	1,5
Teneurs au niveau de P2	7,4	2,8	16,2	0,8	1,4	14,0	41,1	1,4

Tableau 1 : teneurs moyennes en éléments géochimiques dans les shales (Wedepohl, 1991) et dans la série.

A travers le tableau 1, on remarque des teneurs en nickel, cuivre, baryum et cobalt plus élevées dans les shales, des teneurs en thorium, chrome et molybdène plus faibles dans les shales. Les teneurs plus élevées en molybdène dans la série suggère des conditions de dépôt dans un milieu assez réducteur mais les teneurs constantes en vanadium, proches de la valeur moyenne des shales, montrent que les conditions devaient néanmoins être faiblement réductrices. Ce constat est le même pour les 2 niveaux phosphatés P1 et P2.

INTERPRETATION DES RESULTATS

I. LA MATIÈRE ORGANIQUE

L'étude de la matière organique sur la figure 6 montre une abondance de la fraction amorphe (essentiellement marine) entre les 2 niveaux phosphatés. Sur la figure 7, l'augmentation des teneurs en palynomacéraux opaques « s.s. » lorsque l'on remonte dans la série suggère un rapprochement des sources puisque ces derniers possèdent la flottabilité la plus faible (Van der Zwan, 1990). Cette tendance à se diriger vers un environnement de dépôt plus proximal est également visible sur la figure 8 ; en effet, les débris de végétaux supérieurs sont de moins en moins oxydés lorsque l'on monte dans la série.

L'étude de la matière organique montre donc une tendance à une diminution relative du niveau marin lorsque l'on monte dans la série et suggère une augmentation de la productivité marine, ou une amélioration de l'enfouissement de la matière organique (meilleure préservation et/ou diminution du taux de sédimentation dans une ambiance propice à l'accumulation de matière organique paléoenvironnementale) entre les niveaux P1 et P2 (en incluant ces 2 niveaux).

II. LES ÉLÉMENTS MAJEURS

L'étude des éléments majeurs montre une augmentation relative de la teneur en aluminium entre les horizons P1 et P2 (*figures 10, 11, 12 et 13*). Cette augmentation pourrait être due à une influence de la nature des argiles. En effet, les minéraux argileux dominants à partir du niveau P1 sont l'illite et la kaolinite, au contraire des argiles de la Crèche riches en smectite (Deconinck *et al.*, 1996). La diminution des teneurs en silicium à partir du niveau P1 sur la figure 10 pourrait suggérer une augmentation de la proportion de kaolinite mais une augmentation en parallèle de la proportion d'illite à partir de P1 devrait montrer une augmentation des teneurs en potassium ; or, comme le montre la figure 6, ce n'est pas le cas. On aurait donc plutôt une augmentation absolue des teneurs en aluminium par rapport aux autres éléments majeurs et donc plus d'argiles au sein de la fraction terrigène entre les niveaux phosphatés P1 et P2.

III. LES ÉLÉMENTS TRACES

L'étude des teneurs en baryum en fonction des teneurs en aluminium (*figure 15*) a montré que le baryum n'est pas corréléable avec l'aluminium. Ceci incite à croire que le baryum n'a pas une origine exclusivement terrigène mais également une origine biologique ; dans ce cas, le baryum pourrait avoir valeur de marqueur de paléoprodutivité, si les conditions de diagenèse précoce n'ont pas été sévèrement réductrices.

Au travers des figures 17, 18 et 19 on remarque un enrichissement en éléments traces au niveau de l'horizon P1 et à la base de l'horizon P2. Cela démontre que les conditions de dépôts étaient plus réductrices au niveau de ces 2 horizons et/ou que les échanges avec la tranche d'eau étaient plus longs, c'est-à-dire que le taux de sédimentation était plus faible, ceci se déroulant dans une ambiance géochimique permettant la fixation de ces éléments (proximité d'un front redox à proximité immédiate de l'interface eau-sédiment).

Sur les figures 20, 21, 22 et 23 on remarque en général un enrichissement des sédiments en éléments traces au niveau de P1 et plus faiblement vers P2, ainsi qu'entre ces 2 niveaux. Cet enrichissement en nickel, cuivre et zinc est en relation avec la quantité de matière organique présente. Cela suggère donc des teneurs en matière organique plus importantes, ou une amélioration des conditions de préservation, entre les horizons P1 et P2, ceci pouvant être relié aux interprétations faites précédemment sur l'étude de la matière organique (*figure 6*).

IV. LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

L'analyse de la fraction argileuse des sédiments a permis de distinguer des intervalles riches en illite et kaolinite et des intervalles dominés par les smectites. Le passage d'une sédimentation dominée par les smectites à une sédimentation riche en illite et kaolinite est observable au niveau de l'horizon phosphaté P1 qui contient des galets de grès et de quartz provenant des formations jurassiques déposées antérieurement et du substratum paléozoïque qui constituait le massif Londres-Brabant. Ce passage traduit un rajeunissement morphologique du relief (massif Londres-Brabant) consécutif à une période tectoniquement instable (Deconinck *et al.*, 1996).

Le niveau P1 a donc été interprété comme une discontinuité majeure comprenant une limite de séquence et/ou une surface de transgression. Les « bancs jumeaux » sus-jacents représenterait donc un cortège transgressif (Proust *et al.*, 1995 in Deconinck *et al.*, 1996) et les variations de la tranche d'eau déduite des faciès pourrait donc avoir une origine tectono-eustatique plutôt qu'eustatique (Deconinck *et al.*, 1996).

Les résultats obtenus ici sont cohérents avec les interprétations en terme de stratigraphie séquentielle déjà existantes : la distribution des débris organiques continentaux souligne la tendance globalement régressive de la série ; la géochimie met en relief des événements pouvant être interprétés comme des ralentissements du taux de sédimentation.

CONCLUSION

L'environnement de dépôt des 2 horizons phosphatés P1 et P2 semble être plus réducteur qu'à leurs alentours et l'épaisseur de la tranche d'eau lors de leur dépôt plus importante. En effet, ceci est suggéré par un faible taux de sédimentation (milieu plus distal) en relation avec des teneurs en éléments traces plus élevées au niveau de ces 2 horizons.

Entre ces 2 niveaux, l'augmentation de la proportion relative des palynomacéraux faiblement oxydés suggère une diminution de la tranche d'eau pouvant être due au rajeunissement morphologique du massif Londres-Brabant mis en évidence par la sédimentologie des argiles (augmentation des teneurs en argiles d'origines continentales entre P1 et P2). Cependant l'augmentation de la proportion relative des palynomacéraux opaques « s.s. » lorsque l'on monte dans la série montre une tendance à se diriger vers des milieux de dépôts plus proximaux. Ceci semble être confirmé par les interprétations faites en terme de stratigraphie séquentielle au niveau des bancs jumeaux (cortège transgressif entre P1 et P2). Parallèlement, cette diminution relative de l'épaisseur de la tranche d'eau entre les niveaux P1 et P2 s'accompagnerait d'une augmentation relative de la productivité marine visible par le ventre de teneurs en matière organique amorphe d'origine marine et par des teneurs en baryum en moyenne plus élevées que de part et d'autre des 2 niveaux phosphatés. Toutefois, ces observations pourraient également être dues à un ralentissement de la sédimentation entre P1 et P2.

L'étude de la matière organique, de la géochimie des éléments majeurs et traces et la confrontation de ces résultats avec les interprétations déjà connues en terme de stratigraphie séquentielle montrent que les variations d'épaisseur de la tranche d'eau au niveau des « bancs jumeaux » serait contrainte par 2 mécanismes antagonistes : l'influence tectonique et l'évolution eustatique ; cette augmentation relative du niveau marin à l'échelle globale serait certainement moins rapide que la surrection du massif Londres-Brabant.

BIBLIOGRAPHIE

- AHR, W.M. (1973).** — The carbonate ramp : an alternative of the shelf model. *Trans. Gulf Coast American Geol. Soc.*, 23, 221-225.
- BOMBARDIERE, L. & GORIN, G.E. (1999).** — Stratigraphical and lateral distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic carbonates of SE France. *Sedimentary Geology*, 132 (2000) 177-203.
- BURCHETTE, T. & WRIGHT, V. (1992).** — Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, 3-57.
- CALVERT, S.E. & PEDERSEN, T.F. (1993).** — Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments : implication for the geological record. *Marine Geology*, 113, 67-88.
- CALVERT, S.E., MUHKERJEE, S. & MORRIS, R.J. (1985).** — Trace metals in fulvic and humic acids from modern organic-rich sediments. *Oceanologica Acta*, 8, 167-173.
- COPE, J.C.W., INGHAM, J.K. & RAWSON, F. eds (1992).** — Atlas of Paleogeography and Lithofacies. *Geological society*, London, Memoir 13.
- DAVIES, J.R., McNESTRY, A. & WATERS, R.A. (1991).** — Paleoenvironments and palynofacies of a pulsed transgression : the late Daveonian and early Dinantian (Lower Carboniferous) rocks of southeast Wales. *Geol. Mag.*, 128, 355-380.
- DAVIS, H.R., BYERS, C.W. & PRATT, L.M., (1989).** — Depositional mechanisms and organic matter in Mowry Shale (Cretaceous), Wyoming. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 73, 1103-1116.
- DECONINCK, J.F., GEYSSANT, J.R., PROUST, J.N. & VIDIER, J.P. (1996).** — Sédimentologie et biostratigraphie des dépôts kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Du Nord*, 4, (2^{ème} série), 157-170.
- DENISON, C.N. & FOWLER, R.M. (1980).** — Palynological identification of facies in a deltaic environment. *In* The sedimentation of the North Sea reservoir rocks, *Norw. Petrol. Soc.*, 12, 1-22.
- DISNAR, J.R. & TRICHET, J. (1983).** — Simulation expérimentale de la diagenèse de complexe organo-metalliques. Implications métallogéniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 296, 631-634.
- GASTALDO, R.A. & HUC, A.Y. (1992).** — Sediment facies, depositional environments, and distribution of phytoclasts in the recent Mahakam River delta, Kalimantan, Indonesia. *Palaios*, 7, 574-590.
- GEYSSANT, J.R., VIDIER, J., HERBIN, J., PROUST, J.N. & DECONINCK, J.F. (1993).** — Les couches de passage Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais : nouvelles données biostratigraphiques et contenu en matière organique. *Géologie de la France*, n° 4, 11-24.
- HERBIN, J.P. & GEYSSANT, J.R. (1993).** — "ceintures organiques" au Kimméridgien-Tithonien en Angleterre (Yorkshire, Dorset) et en France (Boulonnais). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 317, 2, 1309-1316.

- 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 Paleooceanography, Summerhayes, C. & Shackleton, N.J., eds, the *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 21, 389-422.
- HUC, A.Y. (1988).** — Sedimentology of organic matter. In F.H. Frimmel & R.F. Christman (eds), *Humic substances and their role in the environment*, Wiley, New York, 215-243.
- OSCHMANN, W. (1990).** — Environmental cycles in the Late Jurassic northwest European epeiric basin : interaction with atmospheric and hydrospheric circulations. *Sedimentary Geology*, 69, 313-332.
- PROUST, J.N. (1994).** — Notions élémentaires de stratigraphie séquentielle illustrées par un exemple. *Ann. Soc. Géol. Du Nord*, 3, (2ème série), 5-25.
- PROUST, J.N. & DECONINCK, J.F. (1993).** — Sédimentologie des dépôts kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais. *Publ. ASF*, n° 20, 91-123.
- PRUYERS, P.A., De LANGE, G.J. & MIDDELBURG, J.J. (1991).** — Geochemistry of eastern Mediterranean sediments : primary sediment composition and diagenetic alterations. *Marine Geology*, 100, 137-154.
- READ, J.F. (1985).** — Carbonate platform facies model. *A. A. P. G. Bull.*, 69, 1-21.
- STEFFEN, D. (1993).** — Influence des variations eustatiques sur la distribution de la matière organique dans les roches sédimentaires : exemple des dépôts berriasiens des Bassins Vocontien, Ultrahelvetique et du Yorkshire. *Publ. du Depart. de Géol. et de Pal.*, Genève, n° 13, 106 p.
- TYSON, R.V. (1987).** — The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. In J. Brooks & A.J. Fleet (eds), *Marine Petroleum Source Rocks*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 26, 47-67.
- VAN DER ZWAN, C.J. (1990).** — Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to lowermost Cretaceous of the Draugen Field, offshore Mid Norway. *Rev. Paleobotany and palynology*, 67, 157-186.
- WEDEPOHL, K.H. (1991).** — The composition of the upper Earth's crust and the natural cycles of selected metals. In E. Merian Ed., *Metals and their compounds in the environment*, VCH-Verlagsgesellschaft, Weinheim, 3-17.
- WHITAKER, M.F. (1984).** — The usage of palynostratigraphy and palynofacies in definition of Troll Field geology. In *Offshore Northern Seas – reduction of uncertainties by innovatite reservoir geomodelling*. *Norskpetrol. forening, article G6*.
- ZIEGLER, P.A. (1989).** — Evolution of the North Atlantic : an overview. In : A.J. Tankard, H.R. Balkwill eds. *Extensional Tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. *A. A. P. G., Memoir n° 46*, 111-130.
- ZIEGLER, P.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*. *A. A. P. G., Memoir n° 46*, 471-500.

ANNEXES

N° lame	PMO-B	PMO	PMBG	PMTR	Spor.	Total	MOA (%)
1	33	97	98	23	6	257	67
1'	27	81	76	13	1	200	67
1''	28	111	117	8	7	271	71
2	10	87	73	17	4	191	72
2'	7	44	60	9	2	122	60
2''	12	54	69	3	1	139	67
3	7	53	66	3	4	133	60
3'	14	87	76	11	5	193	72
3''	15	66	73	9	3	166	52
4	9	80	43	4	2	138	56
4'	19	65	52	4	5	145	77
4''	5	65	43	1	1	115	83
5	17	93	59	4	3	176	88
5'	11	80	30	5	6	132	60
5''	9	57	74	6	1	147	75
6	9	79	76	9	8	181	75
6'	6	93	76	6	7	188	80
6''	12	66	63	3	3	147	90
7	22	101	93	14	6	236	77
7'	24	71	79	16	2	192	77
7''	20	90	117	6	3	236	76
8	6	59	53	5	2	125	75
8'	7	55	30	5	2	99	80
8''	1	62	34	2	2	101	87
9	20	103	94	12	11	240	68
9'	9	109	109	11	4	242	75
9''	2	106	86	7	3	204	75
10	5	68	77	12	7	169	67
10'	4	58	52	9	5	128	75
10''	5	52	73	9	4	143	75
11	10	56	40	14	3	123	53
11'	6	38	30	16	6	96	53
11''	4	56	43	14	7	124	67
12	5	48	41	14	1	109	50
12'	2	51	61	11	2	127	53
12''	4	59	40	13	6	122	65
13	2	79	92	8	3	184	60
13'	3	82	87	12	3	187	40
13''	5	47	78	7	4	141	40
14	6	48	68	10	4	136	60
14'	2	51	65	10	2	130	50
14''	5	44	58	4	3	114	40
15	3	53	91	12	3	162	50
15'	6	71	106	5	4	192	53
15''	2	73	116	5	3	199	50
16	2	39	56	11	3	111	40
16'	4	51	77	8	4	144	40
16''	0	35	58	7	3	103	25

Annexe 1 : Composition du palynofacies de la coupe des "bancs jumeaux". Les pourcentages de matière organique amorphe ont été estimés visuellement et non par comptage.

Ref.	⁷⁵ As ppm	¹³⁷ Ba ppm	⁵⁹ Co ppm	⁵³ Cr ppm	¹³³ Cs ppm	⁶³ Cu ppm	⁹⁸ Mb ppm	⁶⁰ Ni ppm	Pb Tot. ppm	⁸⁶ Sr ppm	²³² Th ppm	²³⁸ U ppm	⁵¹ V ppm	⁶⁶ Zn ppm	⁹⁰ Zr ppm	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	P.F. %	Total %	MnO % (Mn) ICP-MS	COT %
P 1	5,62	190,34	4,48	60,35	4,37	9,24	0,72	22,57	10,44	272,70	6,07	2,22	41,33	30,48	198,42	53,48	6,61	2,93	1,71	16,12	0,43	1,78	0,36	0,24	15,97	99,63	0,03	1,31
P 2	4,99	132,52	2,65	36,18	2,28	5,96	2,26	13,20	7,10	238,68	3,67	2,43	24,21	14,04	196,81	48,45	3,82	2,32	0,79	23,17	0,33	1,18	0,23	0,18	19,14	99,61	0,02	0,06
P 3	12,43	128,59	3,31	39,80	2,82	7,26	7,95	19,22	7,56	334,07	4,10	4,91	31,01	23,79	223,71	36,48	4,06	3,49	0,82	27,91	0,30	1,10	0,24	0,64	22,45	97,49	0,02	0,00
P 4	16,68	145,89	3,84	39,99	3,67	7,05	3,41	21,91	10,56	338,98	4,50	6,09	34,16	63,61	152,08	44,36	4,62	3,60	0,74	23,07	0,41	1,28	0,24	1,65	19,86	99,83	0,02	0,17
P 5	3,06	57,49	2,22	29,78	2,66	5,98	0,67	9,57	4,01	254,99	2,42	1,12	23,29	78,73	78,75	15,16	2,87	1,33	0,69	44,29	0,15	0,68	0,15	0,14	34,86	100,35	0,04	0,00
P 6	27,41	224,62	7,85	86,16	9,46	18,53	3,76	47,17	16,16	216,12	8,58	3,70	88,44	45,56	163,06	50,29	12,26	5,54	1,58	10,82	0,39	2,43	0,58	0,36	16,16	100,41	0,02	2,04
P 7	12,25	796,01	6,13	62,21	8,16	12,13	4,22	27,89	12,20	319,64	6,41	3,67	65,06	45,06	118,88	33,45	8,42	4,36	1,38	26,62	0,33	1,99	0,41	0,44	22,33	99,73	0,02	0,54
P 8	1,80	45,15	2,00	22,72	2,30	5,24	0,71	6,90	3,57	291,49	1,78	0,83	20,45	13,17	26,84	8,15	2,44	1,06	0,64	48,32	0,08	0,54	0,10	0,30	38,45	99,78	0,03	0,00
P 9	7,07	160,49	6,91	76,96	8,81	13,15	2,45	32,11	12,73	319,90	6,92	4,10	74,89	49,24	92,48	29,71	9,03	3,95	1,46	26,41	0,18	2,09	0,41	0,30	26,29	99,83	0,03	0,63
P 10	9,62	208,49	8,29	86,96	9,61	16,02	2,46	39,57	16,47	313,25	8,21	3,45	93,00	47,20	108,91	35,87	11,44	4,26	1,52	20,06	0,28	2,30	0,49	0,08	23,53	99,83	0,02	1,07
P 11	3,78	38,22	1,70	18,80	1,76	5,43	1,72	7,75	3,34	279,94	1,45	1,48	18,50	9,99	25,02	7,52	2,04	0,98	0,49	49,45	0,09	0,39	0,08	0,57	38,73	99,77	0,04	0,00
P 12	18,67	133,01	4,96	55,55	5,61	10,45	10,59	25,02	9,42	367,16	4,89	8,96	60,61	36,29	93,31	28,72	6,58	4,00	0,90	31,01	0,12	1,41	0,31	0,57	25,96	99,58	0,02	0,57
P 13	15,21	191,30	6,55	65,29	6,07	12,84	3,80	34,24	13,47	378,65	6,56	2,78	75,37	67,03	92,98	37,76	8,80	4,27	0,98	23,75	0,15	1,68	0,40	0,25	20,96	99,00	0,02	0,74
P 14	10,46	181,32	7,07	70,59	6,73	10,73	2,13	30,23	13,94	287,38	6,31	3,17	68,16	43,98	145,51	50,72	8,44	4,30	1,16	16,12	0,19	1,91	0,41	0,29	15,87	99,41	0,02	0,49
P 15	10,64	197,55	6,17	59,23	5,53	9,83	2,01	23,73	13,45	213,39	6,19	3,07	58,71	37,65	215,78	63,26	7,94	3,98	1,09	10,17	0,28	1,90	0,42	0,20	10,65	99,89	0,01	0,52
P 16	11,26	200,83	6,47	63,57	5,85	10,51	2,54	25,89	13,67	253,84	6,45	3,67	62,05	38,79	195,71	59,38	8,14	4,06	1,11	11,59	0,23	1,88	0,43	0,24	12,01	99,07	0,01	0,56
P 1 bis	41,81	130,13	4,60	23,43	1,42	5,81	7,71	27,77	6,77	195,97	2,36	22,72	22,18	33,21	195,97	19,24	1,39	3,87	0,40	38,46	0,58	0,42	0,12	16,68	11,99	93,35	0,01	

Annexe 2 : résultats de l'analyse géochimique des échantillons prélevés aux alentours de P1 et P2.

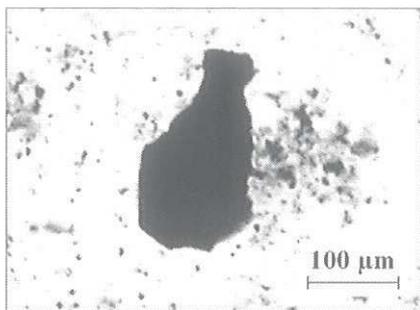


Photo 1 : fragment de palynomacéral opaque equidimensionnel.

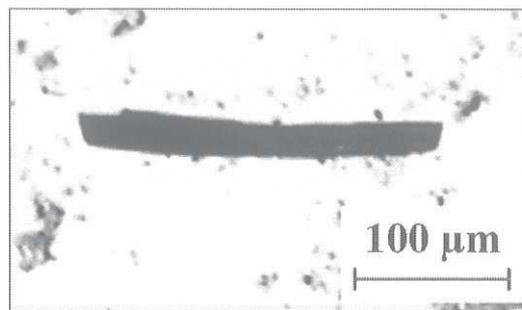


Photo 2 : fragment de palynomacéral opaque en baguette.

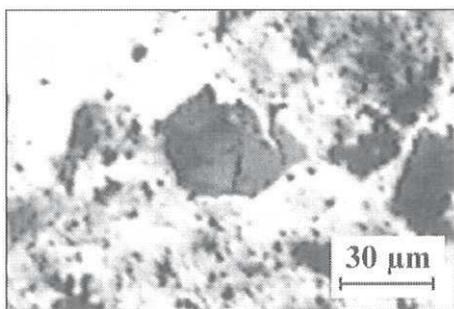


Photo 3 : fragment de palynomacéral brunâtre et gélifié.

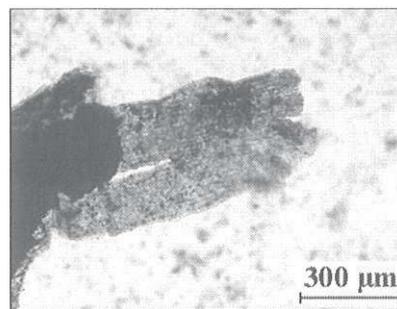


Photo 4 : fragment de palynomacéral brunâtre et gélifié avec structure interne visible.

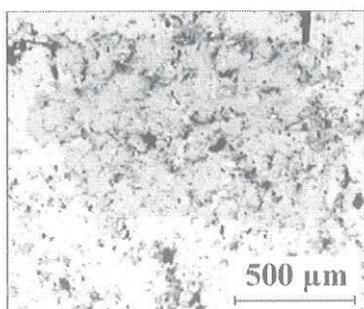


Photo 5 : fragment de palynomacéral Translucide.

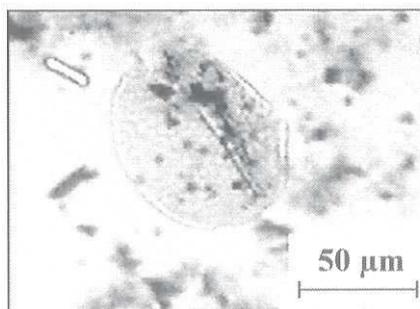


Photo 6 : pollen bi-saccate.

Annexe 3 : Palynofaciès caractéristiques de la coupe effectuée aux alentours de P1 et P2 au nord de Wimereux.