SÉDIMENTOLOGIE ET BIOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS KIMMÉRIDGIENS ET TITHONIENS DU BOULONNAIS.

Sedimentology and biostratigraphy of Kimmeridgian and Tithonian deposits of the Boulonnais.

par J. F. DECONINCK(*), J.R. GEYSSANT(**), J. N. PROUST(*) et J.P. VIDIER(***)

Résumé. — Cet article est destiné à présenter une synthèse des principaux résultats biostratigraphiques et sédimentologiques obtenus au cours des cinq dernières années sur les dépôts kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais affleurant en falaises littorales entre Boulogne et le Cap Gris-Nez. Du point de vue biostratigraphique :

- une zonation d'ammonites a pu être établie grâce à de nouvelles récoltes et à la révision des faunes conservées en collection. Ainsi, les dépôts particulièrement bien exposés en continu de part et d'autre de la Pointe de la Crèche débutent au sommet de la zone à Mutabilis et se poursuivent jusque dans la partie supérieure du Tithonien. Presque toutes les zones d'ammonites ont été reconnues ; celles à Hudlestoni et Pectinatus n'ont pu être identifiées faute d'ammonites ; elles se situent au niveau de la formation des Bancs jumeaux et correspondent à une importante condensation ;

- la limite Kimméridgien/Tithonien définie entre les zones à Autissiodorensis et Gigas se situe dans la partie médiane des Argiles de Châtillon dans un banc repère composite de calcaire gréseux. Une lacune de la sous-zone à Irius a par ailleurs été mise en évidence au sein de ce banc.

Du point de vue sédimentologique :

· l'étude des faciès et de leur enchaînement vertical a permis d'établir une courbe paléobathymétrique et un découpage séquentiel. Les milieux de dépôt évoluent d'un domaine proximal (avant-plage) au domaine distal du large. L'ensemble de la série est caractérisé par la fréquence des dépôts de tempêtes qui indique une certaine pérennité de l'ouverture du milieu sur le domaine marin:

- les teneurs en matière organique des sédiments Kimméridgien/Tithonien peuvent atteindre 9%. Cette matière organique principalement d'origine marine planctonique est surtout localisée:

- à la base des Argiles de Châtillon;

- dans la partie médiane (base de la zone à Gigas) des Argiles de Châtillon;

- dans les Argiles de la Crèche.

Ces intervalles peuvent être corrélés avec les ensembles riches en matière organique (ceintures organiques) déterminées en Angleterre dans le Dorset et le Yorkshire.

- L'analyse de la fraction argileuse des sédiments permet 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 traduit un rajeunissement morphologique des reliefs continentaux (Massif Londres-Brabant) consécutif à une période tectoniquement instable. Un premier événement tectonique se produit au sein de la zone à Eudoxus (Grès de Connincthun), le second se produit dans les zones à Wheatleyensis et Hudlestoni au passage Argiles de la Crèche/Bancs jumeaux et coïncide avec le niveau P1 ou niveau phosphaté de la Rochette.

Abstract. — This paper corresponds to a synthesis of the main biostratigraphical and sedimentological results obtained since five years on Kimmeridgian/Tithonian deposits outcropping along coastal cliffs between Boulogne and Cap Gris-Nez. **Biostratigraphy**:

The ammonite zonation has been established according to newly collected fauna and to the review of earlier mentioned ammonites. - The continuously well-exposed deposits between Boulogne and Wimereux range from the top of Mutabilis zone to the the upper part of the Tithonian. Almost every ammonites zone has been identified. The Hudlestoni and Pectinatus zones have not been identified for lack of ammonites. They may be represented by the "Bancs Jumeaux" which corresponds to a condensed interval. - The Kimmeridgian/Tithonian boundary is located within the Argiles de Châtillon. It coincides with a composite sandy

limestone bed in which the Irius subzone is missing.

Sedimentology :

- A palaeobathymetric curve was constructed according to the facies analyses and their vertical stacking. A great diversity of sediments deposited from shoreface to offshore environments characterises the Kimmeridgian/Tithonian deposits of the Boulonnais. The whole section is also characterised by the common occurrence of storm deposits indicating constant open marine depositional environments.

- The amounts of organic matter reach 9%. The marine planctonic organic matter is located : - in the lowermost part of the Argiles de Châtillon;

- in the middle part (lower part of Gigas zone) of the Argiles de Châtillon;
- in the Argiles de la Crèche.

These intervals can be correlated with organic rich packages of sediments (organic belts) defined in Dorset and Yorkshire (U.K.). - According to clay mineral associations it is possible to distinguish illite/kaolinite-rich intervals and smectite-rich intervals. The transition from a smectite-rich sedimentation to illite and kaolinite dominated sediments reflects tectonic uplifts of nearby continental areas. The first tectonic event occurs within the Eudoxus zone (Grès de Connincthun), the second occurs in the Wheatleyensis/Hudlestoni zones at the transition between the Argiles de la Crèche and the Bancs Jumeaux and coincides with the P1 phosphate nodules-rich horizon.

^(*)Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, URA 719, CNRS, Université des Sciences et Tecnologies de Lille1, SN5, Cité Scientifique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex. (**)Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Stratigraphie, 4 place Jussieu, T 15-16, C.117, 75252 Paris Cedex 05.

^(***)rue du Calvaire, PN82, 62100 Coulogne.

I. — INTRODUCTION : LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Depuis 1991, grâce à l'initiative de J.P. Herbin (Institut Français du Pétrole) les recherches sédimentologiques et biostratigraphiques sur les coupes du Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais ont fait d'importants progrès. L'excursion organisée par le Groupe Français d'Études du Jurassique en Septembre 1995 a été l'occasion de présenter aux participants l'état des connaissances acquises ces dernières années sur les coupes littorales entre Equihen et le Cap Gris Nez et d'établir la synthèse de plusieurs articles publiés depuis 1993 par El Albani *et al.*, 1993; Geyssant *et al.*, 1993; Herbin & Geyssant, 1993; Proust *et al.*, 1993; 1995, Proust et Deconinck, 1993; Proust, 1994; Herbin *et al.* 1995.

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).

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 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 à diverses déformations intraplaques (Cloetingh, 1988 a & b, Lambeck et al., 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.

Le Boulonnais présente une série sédimentaire du Kimméridgien/Tithonien déposée dans des milieux proximaux en bordure du massif Anglo-Brabant. Ces dépôts sont contemporains de ceux riches en matière organique, de la Mer du Nord et d'Angleterre (Bassins de Cleveland et du Wessex) déposés dans des milieux plus profonds. Le caractère proximal des dépôts et la diversité des faciès qui en découle permettent plus aisément que dans les domaines de bassin de déceler les tendances majeures des variations du niveau marin relatif. Après une présentation générale de la succession sédimentaire, les faciès sont interprétés en terme d'environnement de dépôts. Leur évolution verticale et latérale a ensuite permis d'établir un schéma séquentiel sur lequel sont calés l'évolution du cortège minéralogique argileux, les analyses de la matière organique, et les principales phases des peuplements d'ammonites.

Les terrains kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais, épais d'environ 100 m, affleurent essentiellement en falaise sur le littoral entre Equihen et le Cap Gris-Nez (fig. 2) où une partie de la série se répète plusieurs fois à la faveur de failles. Nous les examinerons tout d'abord sur la coupe de la Crèche, située de part et d'autre du Cap de la Crèche, qui permet de présenter l'ensemble de la série du Kimméridgien/Tithonien, puis nous détaillerons deux autres coupes:

- La coupe d'Audresselles située au Nord du village d'Audresselles (fig. 2) qui permet d'observer le passage Kimméridgien/Tithonien;

- La coupe de Wimereux située au Nord de la ville (Fig. 2) qui permet l'examen détaillé des Argiles de la Crèche et des Argiles de Wimereux;

II. — COUPE DE LA CRÈCHE

1) Lithostratigraphie et biostratigraphie.

La base du Kimméridgien constituée par deux formations (Caillasse d'Hesdigneul et Calcaires de Brecquerecque) n'est plus visible à l'affleurement dans le Boulonnais. La limite Oxfordien/Kimméridgien n'est pas connue avec précision mais pourrait être située au sein de la Caillasse d'Hesdigneul. Les Argiles du Moulin Wibert constituent la formation kimméridgienne la plus ancienne, visible au coeur de l'anticlinal de la Crèche entre Boulogne et le Cap de la Crèche (fig. 2). Au total une dizaine de formations à dominante argileuse, calcaire ou gréseuse forment la série kimméridgienne et tithonienne. La nomenclature des formations diffère selon les auteurs français (Pruvost, 1925, Bonte, 1969) et anglais (Ager & Wallace, 1966; 1970). La figure 3 est une synthèse des deux nomenclatures où sont indiqués par un astérisque, les termes de la nomenclature anglaise. Cette terminologie est celle utilisée dans les publications les plus récentes (Oschmann, 1988 a & b; Wignall, 1991; Proust et al., 1993) et sera reprise dans la notice de la carte géologique de Marquise 1/50000.

La limite Kimméridgien/Tithonien était diversement placée par les auteurs, soit à la base des Grès de la Crèche (Pruvost, 1925; Bonte, 1969; Ager et Wallace, 1966; Wignall, 1991), soit en un point imprécis des Argiles de Châtillon (Ziegler, 1962; Debrand-Passard *et al.*, 1980). Une révision des faunes ammonites a montré que la limite Kimméridgien/Tithonien est en fait 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). Cet ensemble est bien identifiable sur la coupe située au Cran du Noirda au Nord d'Audresselles (Geyssant *et al.*, 1993).

a) Argiles du Moulin Wibert (20 m)

Il s'agit essentiellement d'argiles noires contenant vers le haut quelques intercalations carbonatées (lumachelles à Nanogyra virgula) plus ou moins gréseuses. 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 orthocera (d'Orb.) et Aulacostephanus eudoxus (d'Orb) dans la partie supérieure. Le mètre inférieur de la formation actuellement à l'affleurement qui a livré Aulacostephanus peregrinus (Ziegler) appartient au sommet de la zone à Mutabilis. Il peut être corrélé avec la sous-zone à Lallierianum (horizon à Schilleri) (Geyssant et al., 1993). L'essentiel de cette formation a livré des ammonites de la base de la zone à Eudoxus (sous-zone à Orthocera) (Geyssant et al., 1993).



Fig. 1. — Carte paléogéographique du Nord-Ouest de l'Europe au Kimméridgien (d'après Ziegler 1989 et Cope et al., 1992)

Fig. 1. — Palaeogeographical map of North Atlantic margins during Late Jurassic times and location of the studied area (modified from Ziegler, 1989 and Cope et al., 1992)

b) Sables et Grès de Connincthun (3 à 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 par des niveaux de grès glauconieux à grains de quartz mal classés polycristallins, et rares feldspaths plagioclases. La faune comprend des Trigonies et quelques oursins.

c) 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 (Opp.) associés à Sutn. eumela, (d'Orb.) et Amoeboceras beaugrandi (Sauvage) plus rares indiquent la deuxième sous-zone (sous-zone à Caletanum) de la zone à Eudoxus.

d) 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 (d'Orb.) indique le sommet de la zone à Eudoxus.

e) 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 notamment dans la partie



Fig. 2. — Localisation des coupes visitées (1: coupe de la Crèche, 2: coupe au Nord-Audresselles- Cran du Noirda, 3: Coupe Nord-Wimereux)

3

BOULOGNE

SUR MER

Wimereux

5km

Pointe

aux Oies

CAP DE

LA CRECHE

Fig. 2. - Location of the studied sections.

tout à fait basale et 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. Aucune faune de la sous-zone à Irius n'a jusqu'à présent été signalée, et la limite Kimméridgien/Tithonien est située au sein de cette formation (fig. 3, Geyssant *et al.*, 1993).

f) 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 (*Gravesia gigas* Zieten, *Pectinatites (Arkellites) bleicheri* (Loriol)) indique la zone à Gigas équivalente de la zone à Elegans et de la base de la zone à Scitulus (Geyssant *et al.*, 1993).

g) Argiles de la Crèche (8 m)

La transition des Grès de la Crèche aux Argiles de la Crèche est assez brutale. La base est encore sableuse mais très rapidement le quartz disparaît de la formation. On note à la base de la formation, la présence d'un mince niveau contenant des ammonites à morphologie subserpenticône (*Pectinatites* sp.). Au sommet, de nombreuses plaquettes gréseuses lenticulaires apparaissent de nouveau 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, (Pruvost) espèce qui pourrait être rapprochée du groupe de *P. wheatleyensis* (Neaverson) et qui indiquerait donc la zone à Wheatleyensis.

h) 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 dépourvu d'ammonites. Vers l'intérieur du Boulonnais, les bancs jumeaux sont absents et P1 et P2 sont pratiquement coalescents. 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 (Loriol) et P. boidini (Loriol) 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 sousjacents sont fréquents dont Pectinatites devillei (Loriol), P. boidini (Loriol) et Pavlovia pallasioides (Neaverson) de la zone à Pallasioides.

Notons que puisque les Argiles de la Crèche et le niveau P1 appartiennent à la zone à Wheatleyensis et que les Argiles de Wimereux et le niveau P3 correspondent à la zone à Pallasioides, les zones à Hudlestoni et Pectinatus sont virtuellement représentées dans l'intervalle compris entre les niveaux phosphatés P1 et P2 et contenant les bancs jumeaux (Geyssant *et al.*, 1993).

i) Assise de Croï et Grès des Oies

L'Assise de Croï (10 m) est constituée d'une alternance de marnes silteuses et glauconieuses et de bancs carbonatés décimétriques, micritiques et également glauconieux. Les Grès des Oies correspondent à des grès calcareux et à des calcaires gréseux riches en lamellibranches (Trigonies) et intensément bioturbés. Les zones d'ammonites à Albani, Glaucolithus, Okusensis et Kerberus ont été reconnues dans ces deux formations (Townson & Wimbledon, 1979).

2) Faciès, successions de faciès et analyse séquentielle.

Les interprétations proposées résultent d'observations effectuées le long de la coupe subméridienne, de 5 kilomètres de long, effectuée entre l'anticlinal de la Crèche, au Sud, et Wimereux au Nord (fig. 2). Cette coupe est 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, seize faciès élémentaires ont été distingués (Proust & Deconinck, 1993). Ils forment des successions de faciès (fig. 4) qui se superposent en assemblages cohérents de successions de faciès (Proust & Deconinck, 1993). 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. 4) 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:

- une augmentation du rapport sable/argiles (Fs1, Fs5, Fs6, Fs7);

r				— —		r <u></u> .		
BOULONNAIS		2	1	3	DORSET (Cope 1980; Wimbledon 1980)	HAUT-FOND D'EUROPE OCCIDENTALE (Hanizporgue, 1989)		
LITHOSTRATIGRAPHIE	ZONES D'AMMONITES				ZONES D'AMMONITES	ZONES D'AMMONITES	SOUS ZONES D'AMMONITES	HORIZONS D'AMMONITES
CALCAIRE DES OIES*	PURBECKIEN			PORTLANDIAN S.a.	Purbeck Beds			,
GRES DES OIES *	KERBERUS				Oppressus (p.p.) Anguitormis	•		
ASSISES DE CROI *	CKUSENSIS CGLAUCOLITAUS ALBANI				Kerberus Okusensis Glaucoithus Albani			
P3	HOTUNDA?-HTTONI?	- G.s	Z		Fittoni			
ARGILES DE WMEREUX*	PALLASIOIDES	LANDIEN	THONIEI	IAN S.a	Rotunda]		
BANCS JUMEAUX	HUDLESTONI?-PECTINATUS?				Pallasioides			
ARGILES DE LA CRÈCHE *	WHEATLEYENSIS ? G	ORT	Ē	DG	Pectinatus]		
≤ GRES DE LA CRECHE SUP.		14		18	Hudlestoni	1		
범꽃 MARNES INTERCALAIRES	GIGAS			KIMM.	Wheatlevensis	1		
GRES DE LA CRÈCHE INF.					Soitulus	{		
<u>├-└</u>				⊃		<u> </u>	Gravesiana	
ARGLES DE CHATLLON					Elegans	Gigas	Gigas	
	AUTISSIODORENSIS s.z.Autissiodorensis	3		6	Autissiodorensie	Autiesiodorensis	Irius	Catalaunicum Irius
GRES DE CHATILLON	s.z. Contejeani] đ	(i	(b.			Autissiodorensis	Lafauriana Autissiodorensis
CALCAIRES DU		5	9	S.a			Contejeani	Yo
MOULIN WIBERT	s.z. Caletanum 🛛 💍	15	Ē	¥		ł		
SABLES DE CONNINCTHUN		ENDGIEN S	AMERIDG	MERIDGI	Eudoxus	Eudoxus	Caletanum	Caletanum
ARGILES	s.z. Orthocera						Orthocera	Calvescens Hybridus Orthocera
DU MOULIN WIBERT	MUTABILIS (p.p.) s.z. Lallierianum (p.p.	WWW	X	L.KIM	Mutabilis (p.p.)	Mutabilis (p.p.)	Lallierianum (p.p.)	Schilleri

Fig. 3. — Lithostratigraphie et biozonation d'ammonites du Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais (d'après Geyssant et al., 1993).
1 : Kimméridgien - Tithonien suivant leur récente acception (1990) par l'International Subcommision on Jurassic Stratigraphy sur proposition du Working Group on the Kimmeridgian/Tithonian boundary. 2 : Pour mémoire, extension du Kimméridgien sensu gallico et du Portlandien sensu gallico. 3. Pour mémoire, extension du Kimméridgien sensu anglico et du Portlandien sensu anglico.

Fig. 3. — Standardized lithostratigraphy and ammonite biozonation of the Kimmeridgian/Tithonian of the Boulonnais (after Geyssant et al., 1993) 1) Kimmeridgian -Tithonian with their recent acceptation (1990) by the International Subcommission on Jurassic Stratigraphy on proposition of the Working Group on the Kimmeridgian/Tithonian boundary. 2) As a reminder, extent of the Kimmeridgian sensu gallico and Portlandian sensu gallico. 3) As a reminder, extent of the Kimmeridgian sensu anglico.

- une tendance granocroissante dans les parties détritiques des successions de faciès (Fs5, Fs6, Fs7);

- une augmentation de la quantité de bois flotté (Fs4, Fs5, Fs6, Fs7),

- une tendance stratocroissante (Fs2, Fs7)

- 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 à l'intérieur des successions de faciès une diminution progressive de la tranche d'eau sont:

- - l'augmentation de la diversité faunistique vers le haut des séquences (Fs1 à Fs7, sauf Fs4),

- l'augmentation de la taille des coquilles et leur épaississement (Fsl à Fs7),

-l'augmentation de l'intensité de la bioturbation (Fs1 à Fs7).

Les principaux caractères hydrodynamiques relevés consistent en:

-une progression du nombre de lits marqués par des figures de tempêtes de type Hummocky Cross Stratification (HCS) 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), -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 grands 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:

-du manque de dépôts de remaniements gravitaires tels ceux identifiés en marge de plate-forme (turbidites, brèches...),

-de la faible extension dans le temps et l'espace de dépôts marins restreints avec leur cortèges de barrières oolithiques, bioclastiques ou récifales caractéristiques des bordures de plate-forme,



Fig. 4. — Successions de faciès reconnues dans les coupes du Boulonnais.

Fs1. Argilites microlaminées riches en matière organique passant vers le haut à des carbonates à HCS. Rampe externe profonde épisodiquement disaérobique. Fs2. Mudstones/wackestones coquilliers et argilites silteuses à lumachelles de Nannogyres: 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 et Argiles de 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 et Bancs Jumeaux.

Fs4. Wackestone (packstones) coquilliers et mudstones coquilliers à épi 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, bioturbés 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 et Grès de Connincthun.

Fig. 4. — Facies successions identified in the Kimmeridgian/Tithonian deposits of the Boulonnais

-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,

- de l'évolution graduelle d'un environnements de dépôts à l'autre avec les hiatus exprimés seulement de manière subtile,

- de la connexion au littoral des faciès les moins profonds.

L'empilement des successions de faciès forme des assemblages progradants ou bien rétrogradants (fig. 5). 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. Indépendamment de leur rang et de leur importance éventuelle, neuf d'entre elles ont été reconnues dans le Boulonnais (fig. 5).Les assemblages progradants sont habituellement épais (m à dam) et évoluent graduellement d'environnements de rampe externe profonde à

ceux de rampe interne subémergeante. Ils sont limités à sa base par une surface d'inondation maximale comprise ici à la base des 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. 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



Fig. 5. — Successions de faciès, découpage séquentiel, position des ceintures organiques et minéraux argileux dominants du Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais. FWB : Limite d'action des houles de beau temps ; SWB : Limite d'action des houles de tempêtes ; MFS : Surface d'inondation maximale ; RS : Surface de transgression ; DS : Downward shift.

Fig. 5. — Facies successions, sequence stratigraphic interpretation, location of organic belts and dominant clay minerals of the Kimmeridgian/Tithonian deposits of the Boulonnais.FWB : Fair Weather Wave Base ; SWB : Storm Wave Base ; MFS : Maximum Flooding Surface ; RS : Ravinement Surface ; DS : Downward Shift.

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).

3) Géochimie de la matière organique.

a) Distribution de la matière organique à l'échelle du Kimméridgien/Tithonien

La matière organique des formations kimméridgiennes et tithoniennes du Boulonnais a été étudiée par pyrolyse Rock-Eval. La répartition stratigraphique est hétérogène (El Albani et al., 1993). 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 principalement dans la partie médiane des Argiles de Châtillon (jusqu'à 9%, Herbin et al., 1995), 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 (ceintures organiques) identifiées en Angleterre en particulier dans le Dorset, trois se retrouvent dans le Boulonnais (Herbin & Geyssant, 1993):

- à la base de la zone à Autissiodorensis (fin de la 2^{ème} ceinture organique);

- dans la zone à Elegans (3^{ème} ceinture);

- dans la zone à Wheatleyensis (4^{ème} ceinture) (fig. 5).

Les Tmax peu élevés compris entre 413 et 434°C 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 inférieure 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., 1985/1986). Dans les Argiles et Calcaires du Moulin Wibert, la matière organique semble principalement d'origine continentale (El Albani et al., 1993). 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 (El Albani et al., 1993). C'est notamment le cas dans les Argiles de Châtillon où les index d'hydrogène atteignent 600 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 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.

b) Distribution de la matière organique dans les Argiles de Châtillon.

Grâce au prélèvement d'un échantillon tous les 10 cm dans les Argiles de Châtillon, la répartition de la matière organique a été particulièrement bien étudiée sur la coupe de la Crèche, ainsi qu'au Sud de Boulogne à Equihen et au Nord d'Audresselles (Herbin *et al.*, 1995).

Au sein des Argiles de Châtillon, deux intervalles riches en matière organique ont été reconnus (fig. 6).

Le premier, situé tout à fait à la base de la formation, présente des teneurs allant de 3 à 7% avec des index d'hydrogène (IH) atteignant 600 mg d'HC/g de COT. Cet intervalle peu épais (environ 20 cm) situé dans la partie inférieure de la zone à Autissiodorensis est bien visible au Cran du Noirda immédiatement au Nord d'Audresselles. En s'élevant dans la série, les teneurs décroissent jusqu'à moins de 1% (fig. 6).

Le second intervalle situé dans la partie médiane de la formation (base du membre supérieur) appartient à la zone à Gigas-Elegans. La distribution de la matière organique présente une courbe gaussienne dissymétrique, avec un maximum atteignant 9% de COT (fig. 6).

La comparaison de la distribution de la matière organique dans les Argiles de Châtillon avec celle des séries contemporaines déposées en domaine de bassin dans le Dorset et le Yorkshire (GB) montre que l'enrichissement en matière organique à la base de la zone à Autissiodorensis est généralisé. Dans le Boulonnais, il correspond à la phase terminale d'un enrichissement initié dès le sommet de la zone à Eudoxus (2^{ème} ceinture organique de Herbin et Geyssant, 1993) mais dans cette région, les dépôts proximaux et oxygénés de la zone à Eudoxus n'ont pas permis l'accumulation et/ou la préservation de la matière organique.

Dans le milieu et le sommet de la zone à Autissiodorensis, l'enrichissement en matière organique disparaît aussi bien dans le Boulonnais (domaine proximal) qu'en Angleterre (domaine distal).

Le second enrichissement en matière organique de la zone à Gigas-Elegans est également généralisé. Il correspond à la 3^{ème} ceinture organique observée dans le Dorset et le Yorkshire.

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 régnaient des conditions générales de faible énergie, occasionnellement interrompues par des bancs discontinus à Nanogyra virgula correspondant à des dépôts de tempêtes distales (Fursich & Oschmann, 1986). Au maximum d'accumulation de la matière organique, ces dépôts de tempêtes sont rares et peu épais; ils sont plus fréquents et plus épais dans les niveaux argileux pauvres en matière organique. Les niveaux riches en matière organique se sont donc déposés durant des périodes de plus haut niveau marin que les niveaux pauvres ou dépourvus de matière organique. Cette relation apparait clairement en comparant la distribution de la matière organique avec la courbe de variation du niveau marin relatif déduite de l'analyse des faciès (fig. 5)

4) Minéralogie des argiles

Les cortèges minéralogiques argileux sont principalement constitués de proportions variables d'illite, de kaolinite et de



Fig. 6. — Distribution des paramètres organiques dans les Argiles de Châtillon de la coupe de la Crèche: contenu en carbone organique total (TOC) et indice d'hydrogène (IH) (d'après Geyssant et al., 1993)

Fig. 6. — Distribution of organic parameters in the Argiles de Châtillon at the Pointe de la Crèche : total organic carbon content (TOC), hydrogen index (IH) (after Geyssant et al., 1993)

smectite. 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 (Deconinck *et al.*, 1983). 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.5):

- 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 limite de la séquence S2;

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

- 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 (limite de la séquence S7, niveau phosphaté P1).

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.

III. - COUPE AU NORD D'AUDRESSELLES

En longeant les falaises au Nord d'Audresselles à partir du Cran du Noirda, on peut observer plusieurs très belles coupes des Grès et des Argiles de Châtillon et analyser en détail le passage Kimméridgien/Tithonien (fig. 7).

La partie supérieure des Grès de Châtillon visible au Cran du Noirda est constituée de grès moyens à grossiers, bioclastiques en bancs décimétriques à pluri-décimétriques, à laminations obliques en auges. Celles ci sont constituées d'un doublet millimétrique sablo-argileux dont l'épaisseur augmente puis diminue progressivement à l'intérieur d'un faisceau élémentaire de lamines. Un litage "flaser" ainsi que des indices d'émersion peuvent apparaître localement. Ces dépôts sont interprétés comme des barres sableuses littorales estuariennes soumises à l'action des marées.

La transition avec les Argiles de Châtillon est constituée de dépôts d'argiles sableuses et de mudstones/wackestones sableux, bioclastiques intensément bioturbés, à bois flottés, phosphates et glauconie. Cet ensemble marque très nettement une période d'approfondissement qui fait suite, par l'intermédiaire d'un contact abrupt (surface de ravinement) aux grès grossiers sous-jacents.

Les Argiles de Châtillon comprennent deux membres (Geyssant et al., 1993) :

- un membre inférieur (bancs 1 à 16, fig. 7) surtout constitué d'argiles sombres pyriteuses et de quelques bancs de mudstones/wackestones bioclastiques. A la base de ce membre on note la présence d'argiles plus feuilletées riches en matière organique ($2^{ème}$ ceinture organique de Herbin & Geyssant 1993). Vers le sommet, s'intercalent des lentilles bioclastiques correspondant à des événements de tempêtes distaux. Leur augmentation vers le haut traduit une diminution de la tranche d'eau. On note également vers le sommet de ce membre inférieur, la présence d'argiles plus claires "Argiles blanches" responsables de glissements en masse de la falaise. Leur comportement géotechnique serait lié à un agencement plaques-bords des particules d'argiles plutôt qu'à leur composition minéralogique (Debrabant et al., 1994). Au sommet de ce membre, les dépôts sont tronqués suivant une surface de downward shift (déplacement vers le bassin) : : un banc complexe de calcaire gréseux (banc n°16, 1 7) à bioturbations verticales et obliques peu diversifiées. Cab est lui même recoupé dans sa partie médiane par une surface de ravinement surmontée par des niveaux lenticulaires bioclastiques à laminations mammelonnées de tempêtes et phosphates. Le toit est marqué par un niveau fortement bioturbé (surface d'inondation maximale). Ce banc semble refléter à la fois une chute suivie d'une remontée du niveau marin.

- un membre supérieur constitué de trois ensembles régressifs superposés (fig. 7):

le premier ensemble, (bancs 17 à 21) est remarquable de par la qualité des figures et des structures sédimentaires. Il est constitué d'argilites microlaminées riches en matière organique ($3^{ème}$ ceinture organique de Herbin & Geyssant, 1993) comprenant des niveaux microbioclastiques et gréseux à laminations de tempêtes (HCS) de plus en plus épais vers le sommet. Cette évolution traduit une diminution progressive de la tranche d'eau, avec passage d'un milieu d'offshore inférieur à la base de cet ensemble, à un milieu d'offshore supérieur. Au sommet des Argiles de Châtillon, (Banc 24), les argiles noires deviennent silteuses et biodétritiques et des lentilles liées à la houle apparaissent.

D'un point de vue biostratigraphique, le membre inférieur est daté de la zone à Autissiodorensis (sous zone à Autissiodorensis). A la base, la faune d'ammonite abondante est dominée par les Propectinatites sp. associés à de plus rares Aulacostephanus autissiodorensis (Cott.), Aulacostephanus volgensis (Vischn.), Tolvericeras (T.) murogense Hantz., Aspidoceras catalaunicum (Loriol). On y observe la coexistence de Périsphinctidés jusqu'ici décrits seulement dans la zone à Autissiodorensis des régions subboréales d'Angleterre (Propectinatites sp.) et de formes plus méridionales de la plate-forme ouest-européenne (Tolvericeras (T.) murogense Hantz, Aspidoceras sp.).

Au sein du membre inférieur, on note également la présence de deux bancs carbonatés bien repérables dont l'inférieur contient de nombreux *Aspidoceras catalaunicum*. (Loriol).

Le banc n° 16 situé au toit du membre inférieur a livré Aulacostephanus autissiodorensis (Cott.), Gravesia lafauriana Hantz., Tolvericeras (T.) n. sp., Aspidoceras catalaunicum (Loriol) indiquant la zone à Autissiodorensis, sous-zone à Autissiodorensis.

Le membre supérieur renferme à la base une faune de *Pectinatites (Arkellites)* sp. et *Propectinatites* sp. dominants, associés à des *Gravesia* cf. gigas (Zieten) plus rares et fragmentaires. Dans l'ensemble, les ammonites du membre supérieur indiquent la zone à Gigas-Elegans et il y a donc lacune de la partie supérieure de la zone à Autissiodorensis (sous-zone à Irius) dont les espèces caractéristiques n'ont jamais été citées ni trouvées. Notons de plus que la base de la zone à Gigas est peut-être également absente dans la mesure où des formes telles que *Tolvericeras (Pseudogravesia) hahni* Hantz. n'ont pas été trouvées.



Fig. 7. — Coupes de Argiles de Châtillon au Nord d'Audresselles. Sur ces coupes, on note une influence de la paléoprofondeur sur les peuplements d'ammonites. A gauche, ammonites à morphologie subserpenticône prépondérantes lorsque le paléoprofondeur est importante, à droite, prédominance des ammonites à morphologie globuleuse lorsque la tranche d'eau est faible (Geyssant *et al.*, 1993).

Fig. 7. — Sections of the Argiles de Châtillon, North of Audresselles (Pointe du Nid de Corbet et Cran Barbier). Influence of palaeodepth variations on ammonite populations : on the left, subserpenticone morphology, on the right, globulous morphology (West European Platform genera) of one of the prevailing genera of the bed (after Geyssant et al., 1993).

En conclusion, la limite Kimméridgien/Tithonien se situe donc au sein des Argiles de Châtillon à la limite des deux membres précédemment définis (Geyssant *et al.*, 1993). Elle est marquée par une discontinuité importante et complexe.

La coupe au Nord d'Audresselles permet également d'examiner les relations entre la paléoprofondeur du milieu de dépôt et la morphologie des ammonites. On remarque en effet que les niveaux, dont le faciès indique un dépôt sous une tranche d'eau relativement importante, contiennent des ammonites à morphologie subserpenticône (très évolutes, à croissance des tours lente en hauteur et en épaisseur) alors que dans les sédiments déposés dans des environnements moins profonds, les ammonites à morphologie globuleuse dominent (fig. 7, Geyssant *et al.*, 1993).



Fig. 8. — Coupe des Argiles de la Crèche aux Argiles de Wimereux (Nord de Wimereux) (d'après Kandel, 1969 et Proust *et al*; 1993 modifiée). *Fig. 8. — Section in the Argiles de la Crèche and Argiles de Wimereux (North of Wimereux).*

IV. — COUPE AU NORD DE WIMEREUX

On accède facilement à cette coupe depuis un parking situé sur la rive droite de l'embouchure du Wimereux et en longeant la falaise vers le Nord vers la Pointe de la Rochette. Cette coupe permet d'observer en détail le sommet des Argiles de la Crèche, les Bancs jumeaux et les Argiles de Wimereux (fig. 8).

D'un point de vue sédimentologique, le sommet des Argiles de la Crèche correspond à un ensemble progradant. Il se caractérise par une tendance "shallowing-up" déduite de l'analyse des dépôts de tempêtes qui s'épaississent tout en devenant plus fréquents et plus sableux vers le haut. Dans la partie médiane de la formation, les dépôts de tempêtes correspondent à des lits blanchâtres discontinus plurimillimétriques, constitués essentiellement de fines coquilles de lamellibranches (dépôts distaux). Vers le sommet, les dépôts de tempêtes correspondent à des bancs gréseux décimétriques, lenticulaires et présentant une structure mamelonnée. Le passage d'un type à l'autre est progressif.

Le toit de la formation est marqué par la présence du niveau phosphaté P₁. Il s'agit d'un niveau pluri-centimétrique contenant de nombreux éléments phosphatés roulés. Le phosphate épigénise le plus souvent des mollusques. Ce niveau contient également des galets de grès et de quartz provenant des formations jurassiques déposées antérieurement et du substratum paléozoïque qui constituait le massif Anglo-Brabant.

Les ammonites correspondent à des exemplaires remaniés de *Pectinatites (Virgatosphinctoides) pringlei* (Pruvost), espèce que l'on peut rapprocher du groupe de *P. (V.) wheatleyensis* (Neaverson), ce qui indiquerait donc la zone à Wheatleyensis.

Les bancs jumeaux sus-jacents sont constitués de trois bancs carbonatés alors qu'au Sud de Wimereux, seuls deux bancs s'individualisent. Vers l'Est ils disparaissent. Ces bancs semblent venir en onlap sur les Argiles de la Crèche le long du niveau phosphaté P₁. Ce niveau est interprété comme une discontinuité majeure comprenant une limite de séquence amalgamée avec une surface de transgression. Les Bancs jumeaux représenteraient un intervalle transgressif (Proust *et al.*, 1995). Cette condensation est confirmée par la faible épaisseur voire l'absence de certaines zones d'ammonites.

Par ailleurs, le niveau P_1 marque un changement profond des assemblages de minéraux argileux. Ceux ci sont dominés par les smectites dans les Argiles de la Crèche, et constitués essentiellement d'illite (micas) et de kaolinite au dessus du niveau phosphaté P_1 (fig. 5). Ce changement minéralogique traduit une reprise d'érosion très importante sur le massif Anglo-Brabant qui a probablement une cause tectonique. Les variations de la tranche d'eau déduite des faciès ont donc plutôt une origine tectonique qu'eustatique. Cet épisode tectonique annonce vraisemblablement les mouvements tectoniques qui se produiront à la fin du Jurassique (Lamarche *et al.*, ce volume).

BIBLIOGRAPHIE

- AGER, D.V. & WALLACE, P. (1966). The environmental history of the Boulonnais, France. Proc. Geol. Assoc., 77, 385-417.
- AGER, D.V. & WALLACE. (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, 1-17.
- AHR, W.M. (1973). The carbonate ramp : an alternative of the shelf model. Trans. Gulf Coast American Geol. Soc., 23, 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, 23-46.
- BURCHETTE, T. & WRIGHT, V. (1992). Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology, 79, 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, 205-230.
- CLOETINGH, S. (1988b). Intraplate stresses : a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea-level ? In : C.T. Wilgus et al. eds. Sea-level change-an integrated approach. S. E. P. M., Special Publication nº 42, 19-29.
- COPE, J.C.W., INGHAM, J.K. & RAWSON, F. eds (1992). Atlas of Palaeogeography and Lithofacies. *Geological Society*, London, Memoir 13.
- 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, 171-204.
- DEBRABANT P., ADIDA B., PAINSET J., DECONINCK J.F. & RÉCOURT P. (1994). — Comportement géotechnique des Argiles de Châtillon (Kimméridgien/Tithonien du Bas-Boulonnais). Ann. Soc. géol. Nord., t. 4 (2^{ème} série), 145-153.
- 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. nº 101, C.et F. Mégnien (eds), p.195-253.

- 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. géol. Nord, t. 1, (2^{ème} série), 57-66.
- 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, CII, 145-152.
- 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, (2^{ème} série), 113-120.
- ESPITALIE, J., DEROO, G. & MARQUIS, F (1985/1986).- La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Rev. Inst. français Pétrole, vol. 40, n° 6, 563-579; 755-784; vol. 41, n°1, 73-89.
- FLÜGEL (1982). Microfacies analysis of limestones. Springer Verlag
- 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, 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. Bull., 73, 125-142.
- 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.
- GUILLOCHEAU, F. (1990). Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme: l'exemple dévonien armoricain. Thèse Doct. Sci. Nat., Univ. Louis Pasteur (Strasbourg), 257 p.
- 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., GEYSSANT J.R., EL ALBANI A., COLBEAUX J.P., DECONINCK J.F., FERNANDEZ-MARTINEZ J.L., PROUST J.N. & VIDIER J.P. (1995). — Sequence stratigraphy of source rocks' applied to the study of the Kimmeridgian/Tithonian in the Northwest European shelf (Dorset/UK., Yorkshire/ UK. and Boulonnais/ France) Marine and Petroleum geology, vol. 12, n° 2,177-194.

- 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 Geol. Soc. Sp. Publ., 21, 389-422.
- HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T.A. (1992). — Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique, une démarche intégrée. Bull.Centre Rech. Explor-Prod. Elf Aquitaine., 16, 357-381.
- KANDEL J.C. (1969). Étude micropaléontologique et stratigraphique des falaises jurassiques du Boulonnais. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris VI, Paris, 159 p.
- KARNER, G.D. (1986). Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy. *Tectonics*, 5, 573-588.
- LAMARCHE, J., BERGERAT, F. & MANSY, J.L. (1996). Tectonique plicative et cassante dans le Jurassique du Boulonnais : une histoire Méso-Cénozoique polyphasée. Ann. Soc. géol. Nord, 4, (2^{ème} série), 83-90.
- 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, 259-268.
- OSCHMANN, W. (1988a). Kimmeridge Clay sedimentation a new cyclic model. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoccology, 65, 217-251.
- OSCHMANN, W. (1988b). Upper Kimmeridgian and Portlandian marine macrobenthic associations from Southern England and Northern France. Facies, 18, 49-72.
- OSCHMANN, W. (1990). Environmental cycles in the Late Jurassic northwest European epeiric basin : interaction with atmospheric and hydrospheric circulations. Sedimentary Geology, 69, 313-332.
- PERRODON, A. (1991). Vers des réserves ultimes d'hydrocarbures conventionnels. Bull.Centre Rech. Explor- Prod. Elf Aquitaine. 15, 253-259.
- PROUST, J.N. (1994). Notions élémentaires de stratigraphie séquentielle illustrées par un exemple. Ann. Soc. géol. Nord, 3, (2^{eme} série), 5-25.
- PROUST, J.N. & DECONINCK, J.F. (1993). Sédimentologie des dépôts kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais. Publ. ASF, n° 20, 91-123.

- PROUST, J.N., DECONINCK, J.F., GEYSSANT, J.R., HERBIN, J., VIDIER, J.P. (1993). — Nouvelles données sédimentologiques dans le Kimméridgien et le Tithonien du Boulonnais, France. C.R. Acad. Sci., Paris, 316, II, 363-369.
- PROUST J.N., DECONINCK J.F., GEYSSANT J.R., HERBIN J.P. & VIDIER J.P. (1995). — A sequence analytic approach to the Late Kimmeridgian/Lower Tithonian storm-dominated ramp deposits of the Boulonnais (Northern France). A landward time-equivalent to offshore marine source rocks. *Geol. Rundshau*, 84, 255-271.
- PRUVOST, P. (1925). Les subdivisions du Portlandien du Boulonnais d'après les ammonites. Ann. Soc. géol. Nord, XLIX, 187-215.
- READ, J.F. (1985). Carbonate platform facies model. A.A.P.G. Bull., 69, 1-21.
- TOWNSON W.G., & WIMBLEDON W.A. (1979). The Portlandian strata of the Bas-Boulonnais, France. Proc. Geol. Assoc. London, 90, 1, 2, 81-91.
- 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, 430-441.
- WILLIAMS, F.V. (1986). Petroleum geochemistry of the Kimmeridge Clay on onshore southern and eastern England. Marine and Petroleum Geology., 3, 258-281.
- WILSON, J.L. (1975). Carbonate facies in geologic history. Springer Verlag., 471 p.
- ZIEGLER, B. (1962). Die Ammoniten-Gattung Aulacostephanus im Oberjura Taxinomie, Stratigraphie, Biologie. *Palaeontographica*, Stuttgart, A, 119, 1-172.
- ZIEGLER B. (1969). Über Exogyra virgula (Lamellibranchiata, Oberjura). Eclog. geol. Helv., 62, 685-696.
- ZJEGLER, 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 nº 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 nº 46, 471-500.