

Société

Géologique du

Nord



Parc Naturel Régional
Nord-Pas-de-Calais
Le Boulonnais



ANNALES

Tome 4 (2^me série), Fascicule 4
parution 1996

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

- Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.

- La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.

- La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel ⁽¹⁾.

Article 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une des séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

§ 7. - Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. - Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un auteur, ne peut dépasser le total de 8 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. - Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. - Les Mémoires sont publiés par fascicule après décision du Conseil.

Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1993)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques ^{(2) (3)}	40,00 F	160,00 F T.T.C.	200,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	40,00 F	180,00 F T.T.C.	220,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E.: 365,00 F H.T. — ÉTRANGER : 420,00 F

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entières aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII)..... 200,00 F H.T.

Tomes LXXX à XCV (manque XCI)..... 270,00 F H.T.

Tomes XCVI à CV 330,00 F H.T.

Tome CVI 385,00 F H.T.

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1(Tomes I à XX) -Table 2(Tomes XX à XXX) -Table 3(Tomes XXXI à XL) -Table 4(Tomes XLI à LXXIX) 50,00 F H.T.

Table 5 (Tomes LXXX à CIX)par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires) 29,00 F H.T.

Ecorché géologique infra mésozoïque (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.)..... 50,00 F H.T.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée Générale
(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle p
(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'u



Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 4 (2^{me} série), Fascicule 4
parution 1996

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1996 —

<i>Président</i>	M ^{lle} D. BRICE
<i>Premier Vice-Président</i>	M. F. ROBAZYNSKI
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. M. DEBUYSER
	M. A. BLIECK
<i>Conseillers</i>	M. N. CRAMPON
	M. J.F. DECONINCK
	M. G. DASSONVILLE
	M. J. FERRIÈRE
	M. B. MISTIAEN
	M. J. SOMMÉ
<i>Secrétaire</i>	M. O. AVERBUCH
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. B. LEDESERT
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

CONSEIL SCIENTIFIQUE

— 1996 —

MM. W. CHRISTENSEN (Copenhague), A. DELMER (Bruxelles), W. KUNHT (Kiel),
B. PEYBERNES (Toulouse), M. PRICE (Reading) et H. ZIJLSTRA (Utrecht).

CONSEIL ÉDITORIAL

— 1996 —

MM. A. BLIECK, J.F. DECONINCK, J. FERRIÈRE, B. MISTIAEN et J. SOMMÉ
M^{me} Ch. VINCHON.

A N N A L E S
D E L A
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 20 43 43 43 (postes 4104 et 4132) - C.C.P. Lille 52-47 Y

LE JURASSIQUE DU BOULONNAIS

Du 22 au 24 Septembre 1995, l'excursion annuelle du Groupe Français d'Études du Jurassique s'est déroulée dans le Boulonnais. Ces trois jours ont été l'occasion de présenter à la vingtaine de participants, d'une part les nouveaux affleurements des formations du Dogger mises à jour grâce aux travaux routiers et ferroviaires, et d'autre part les nouvelles données sédimentologiques obtenues sur les dépôts kimméridgiens et tithoniens bien exposés en falaises littorales entre Équihen et le Cap Gris-Nez. Par ailleurs, l'accent a été mis sur les éléments structuraux affectant les formations jurassiques.

Ce fascicule des Annales de la Société Géologique du Nord publié avec le concours de Groupe Français d'Étude du Jurassique et le Parc Naturel Régional du Boulonnais comprend trois articles. Le premier (Thierry *et al.*) est relatif à la stratigraphie et à la sédimentologie du Dogger, le second (Deconinck *et al.*) constitue une synthèse des données récentes sur les dépôts du Kimméridgien/Tithonien, enfin le troisième (Lamarche *et al.*) porte sur les déformations cassantes et plicatives qui affectent les dépôts jurassiques du Boulonnais

LE DOGGER DU BOULONNAIS: LITHOSTRATIGRAPHIE, BIOSTRATIGRAPHIE ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DES SÉRIES À L'AFFLEUREMENT.

The Dogger of the Boulonnais: lithostratigraphy, biostratigraphy and sequence stratigraphy of the outcropping series.

par J. THIERRY(*), J.P. VIDIER(**), J.P. GARCIA(***) & D. MARCHAND(*)

Résumé. — En Boulonnais, le Dogger (épaisseur moyenne 25m) comprend 7 formations subdivisées en membres définis par leurs caractéristiques sédimentaires, biologiques et séquentielles. Les datations des unités lithologiques et les corrélations entre coupes et échelles biostratigraphiques reposent sur les ammonites (biozones), les brachiopodes (niveaux-repères), les nautilus, les spores-pollen et kystes de dinoflagellés (associations palynologiques). L'analyse séquentielle est fondée sur la reconnaissance d'unités hiérarchisées limitées par des discontinuités: des séquences élémentaires de faciès (paraséquences ou séquences génétiques à haute fréquence) sont regroupées en unités génétiques (cortèges sédimentaires et/ou séquences de dépôt; séquences génétiques de moyenne fréquence ou séquences de 3^{ème} ordre), puis en cycles (séquences de basse fréquence ou de second ordre; cycles régressifs/transgressifs) confrontés aux modèles existants. On reconnaît de bas en haut:

- les "Sables d'Hydrequant" (Lias?-Aalénien *pars.*-Bajocien supérieur?).

Le "groupe calcaire du Dogger" (ou "groupe de Marquise"), comprenant:

- la "formation de Leulinghen" (membre A - Bajocien supérieur?/Bathonien inférieur *pars.*?; membres B et C - Bajocien supérieur?/Bathonien inférieur? *pars.*; zone à Zigzag?; membre D - sommet Bathonien moyen?/base du Bathonien supérieur, zone à Hodsoni?);

- la "formation de Marquise-Rinxent" ("membre de Rinxent" - sommet Bathonien moyen?/base Bathonien supérieur, zone à Hodsoni; "membre de Marquise" - Bathonien supérieur, sommet de la zone à Hodsoni/base de la zone à Orbis; "membre de Castelbrune" - sommet du Bathonien supérieur, zone à Discus, sous-zone à Hollandi);

- la "formation des Calhaudes" (membre A - Bathonien terminal; membres B et C - Bathonien terminal, zone à Discus, sous-zone à Discus);

- la "formation des Pichottes" (Callovien inférieur, zone à Herveyi, sous-zone à Kamptus).

Le "groupe argileux du Dogger (ou "groupe de Le Waast") comportant:

- la "Marne ferrugineuse de Belle" (Callovien inférieur, zone à Koenigi, sous-zone à Curtibus et sous-zone à Galilei - zone à Calloviense, sous-zone à Calloviense);

- les "Argiles de Montaubert" (membre A - sommet Callovien moyen?/base Callovien supérieur?; membre B - base Callovien supérieur, zone à Athleta, sous-zone à Phaeinum et sous-zone à Spinosum, zone à Lamberti, sous-zone à Henrici; membre C - Callovien supérieur, zone à Lamberti, sous-zone à Lamberti, horizon à Lamberti et horizon à Paucicostatum).

- les "Argiles du Coquillot" débutent le Malm (Oxfordien inférieur, zone à Mariae, sous-zone à Scarburgense)

Du point de vue séquentiel, les "Sables d'Hydrequant" et les membres A et B de la "formation de Leulinghen", composés de deux séquences de 2^{ème} ordre, sont rapportés à la fin de la composante transgressive d'un cycle de faciès de 2^{ème} ordre dont le pic de transgression se situe dans le Bathonien inférieur. La surface de discontinuité majeure identifiée au toit du membre C de la "Formation de Leulinghen", soulignée par une lacune affectant vraisemblablement la majorité du Bathonien moyen, correspond au maximum de régression du demi cycle régressif suivant. Au dessus, la "formation de Leulinghen", membre D et la totalité de la "formation de Marquise-Rinxent" représentent deux séquences agradantes de 3^{ème} ordre; la "formation des Calhaudes" et la "formation des Pichottes" sont interprétées comme deux séquences rétrogradantes de 3^{ème} ordre. La "Marne ferrugineuse de Belle" est une séquence restreinte encadrée par une lacune du Callovien basal et du Callovien moyen. Les "Argiles de Montaubert" et la base des "Argiles du Coquillot" sont composées de deux séquences rétrogradantes de 3^{ème} ordre; elles constituent la fin du demi cycle de faciès transgressif de 2^{ème} ordre dont le maximum d'inondation est atteint dans la partie inférieure des "Argiles du Coquillot", à la base de l'Oxfordien inférieur.

(*) Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre et UMR 5561 "Paléontologie analytique et Géologie sédimentaire", 6 Bd Gabriel, 21000 - Dijon.

(**) Rue du Calvaire, PN 82, 62137 - COULOGNE

(***) Université Claude Bernard - LYON 1, Centre des Sciences de la Terre et URA 11 "Paléontologie Stratigraphique et Paléoécologie", 27-43 Bd du 11 Novembre, 69622 - VILLEURBANNE Cédex.

Abstract. — *In the Boulonnais, the Dogger (about 25m thickness) is subdivided into 7 formations and members defined upon their sedimentary data, fossil content and sequence stratigraphy interpretation. The lithological units dating and their correlation between sections and biostratigraphic scales is based on ammonites (biozones), brachiopods (marker beds), nautilids, spores and pollen, and dinocysts (palynological associations). The sequence analysis is based on the definition of graded units bounded by discontinuities: elementary facies sequences (parasequences or high frequency genetic sequences) are first regrouped into genetic units (system tracts and/or depositional sequences; medium frequency genetic sequences or 3rd order sequences), then into major cycles (low frequency sequences or 2nd order sequences; transgressive/regressive facies cycles) which are compared to existing models. From the base to the top, it can be recognized:*

- the "Sables d'Hydrequent" (Liassic?-Aalenian pars.-Upper Bajocian?).

The "groupe calcaire du Dogger" (or "groupe de Marquise"), comprises

- the "formation de Leulinghen" ("membre A" - Upper Bajocian?/Lower Bathonian pars.?.; "membres B et C" - Upper Bajocian?/Lower Bathonian? pars.; Zigzag Zone?; "membre D" - Late Middle Bathonian?/Early Upper Bathonian, Hodsoni Zone?);

- the "formation de Marquise-Rinxent" ("membre de Rinxent" - Late Middle Bathonian?/Early Upper Bathonian, Hodsoni Zone; "membre de Marquise" - Upper Bathonian, Late Hodsoni Zone/Early Orbis Zone; "membre de Castelbrune" - Late Upper Bathonian, Discus Zone, Hollandi Subzone);

- the "formation des Calhades" ("membre A" - Late Bathonian; "membres B et C" - Late Bathonian, Discus Zone, Discus Subzone);

- the "formation des Pichottes" (Lower Callovian, Herveyi Zone, Kamptus Subzone).

The "groupe argileux du Dogger (ou "groupe de Le Waast") with:

- the "Marne ferrugineuse de Belle" (Lower Callovian, Koenigi Zone, Curtilobus Subzone and Galilei Subzone - Calloviense Zone, Calloviense Subzone);

- the "Argiles de Montaubert" ("membre A" - Late Middle Callovian?/Early Upper Callovian?; "membre B" - Early Upper Callovian, Athleta Zone, Phaeinum Subzone and Spinosum Subzone, Lamberti Zone, Henrici Subzone; "membre C" - Upper Callovian, Lamberti Zone, Lamberti Subzone, Lamberti Horizon and Paucicostatum Horizon).

- the "Argiles du Coquillor" begin the Malm (Lower Oxfordian, Mariae Zone, Scarburgense Subzone).

Concerning the sequence stratigraphy interpretation, the "Sables d'Hydrequent" and the A-B members of the "Formation de Leulinghen", made of two 3rd order sequences, are reported to the end of the transgressive part of a 2nd order facies cycle, which peak transgression is located in the Lower Bathonian. The major discontinuity, which is identified at the top of the C member of the "formation de Leulinghen", points out a gap which probably overlaps the major part of the Middle Bathonian and corresponds to the maximum regression of the next facies cycle. Above, the D member of the "formation de Leulinghen" and the whole "formation de Marquise-Rinxent" represent two 3rd order aggrading sequences; the "formation des Calhades" and the "formation des Pichottes" are interpreted as two backstepping 3rd order sequences. The "Marne ferrugineuse de Belle" is a restricted sequence bounded by gaps which affect respectively the Early Lower Callovian at the base and the Middle Callovian at the top. The "Argiles de Montaubert" and the base of the "Argiles du Coquillor" are composed of two 3rd order sequences which represent the end of the half transgressive episode of a 2nd order facies cycle, which peak transgression is reached in the lower part of the "Argiles du Coquillor", in the Early Lower Oxfordian.

I. — INTRODUCTION

Le Boulonnais est une petite région naturelle du Nord de la France qui trouve son originalité dans son style géomorphologique de boutonnière (Sommé, 1991). Cette particularité met à l'affleurement des terrains d'âge variés (Dévonien à Holocène) et il est possible d'observer dans d'excellentes conditions le Paléozoïque et sa couverture Jurassique (fig. 1).

D'une part, les affleurements permanents des découverts des grandes carrières qui exploitent les calcaires du Dinantien permettent l'étude de la base du Dogger (Bajocien supérieur à Bathonien inférieur-moyen); d'autre part, le sommet du Malm (Kimméridgien supérieur et Tithonien) est très bien exposé sur les vastes falaises côtières au Nord et au Sud de Boulogne-sur-Mer. Quant au reste de la série (Bathonien supérieur à Kimméridgien inférieur) elle est visible ponctuellement dans l'intérieur des terres.

Cependant, pour ces séries exposant le sommet du Dogger, le passage Dogger-Malm et la base du Malm, la presque totalité des affleurements existant encore pendant la première moitié du XXème siècle avait totalement disparu. Ce n'est qu'avec l'importance des travaux de génie civil entrepris depuis quelques années dans la région (infrastructures de transport - nouvelle Autoroute A 16 et aménagement du réseau routier existant; nouvelles voies ferrées et réfection des lignes existantes - liées à l'ouverture du tunnel sous la Manche) que des observations ont pu être faites dans ces séries.

L'un d'entre nous (J.P. Vidier, en compagnie de J. Thierry, D. Marchand et J.P. Garcia) a suivi et suit encore ces travaux permettant de réviser l'ensemble du Dogger, tant pour ce qui concerne le découpage lithologique et séquentiel que le cadre biochronologique (Vidier *et al.*, 1995; D.E.R. J.P. Vidier, en cours, Université de Bourgogne-Dijon), de faire de nouvelles observations sur le Callovien supérieur-Oxfordien inférieur (Vidier *et al.*, 1993) ainsi que sur le passage Oxfordien Kimméridgien (travail en cours, tronçon de l'autoroute A 16 au Sud de Boulogne-sur-Mer).

Une révision du Kimméridgien supérieur-Tithonien des falaises côtières a été réalisée grâce à une initiative de l'Institut Français du Pétrole. Des récoltes systématiques de faune ont été faites (J.P. Vidier et J. Geysant) pour préciser le cadre biochronologique (Geysant *et al.*, 1993) tandis que les aspects de géologie sédimentaire (sédimentologie, découpage séquentiel, géochimie des argiles, matière organique; J.F. Deconninck, J.P. Herbin et J.N. Proust) étaient également traités (Proust *et al.* 1993, 1995; Herbin *et al.*, 1993).

Un aspect tectonique de l'ensemble du Jurassique (J. Lamarche et J.L. Mansy) a été traité en parallèle de ces travaux (Lamarche, 1995).

Enfin, les séries du Dogger et du Malm sont aussi connues en sondages profonds à l'Ouest entre les affleurements et les falaises côtières (région du Cap Gris-Nez et Boulogne-sur-Mer - Sondage A.P.O.) ainsi que dans une multitude de petits sondages en bordure du Massif Paléozoïque de Ferques (Deschamps et Gruet, 1994). Les premiers, sommairement

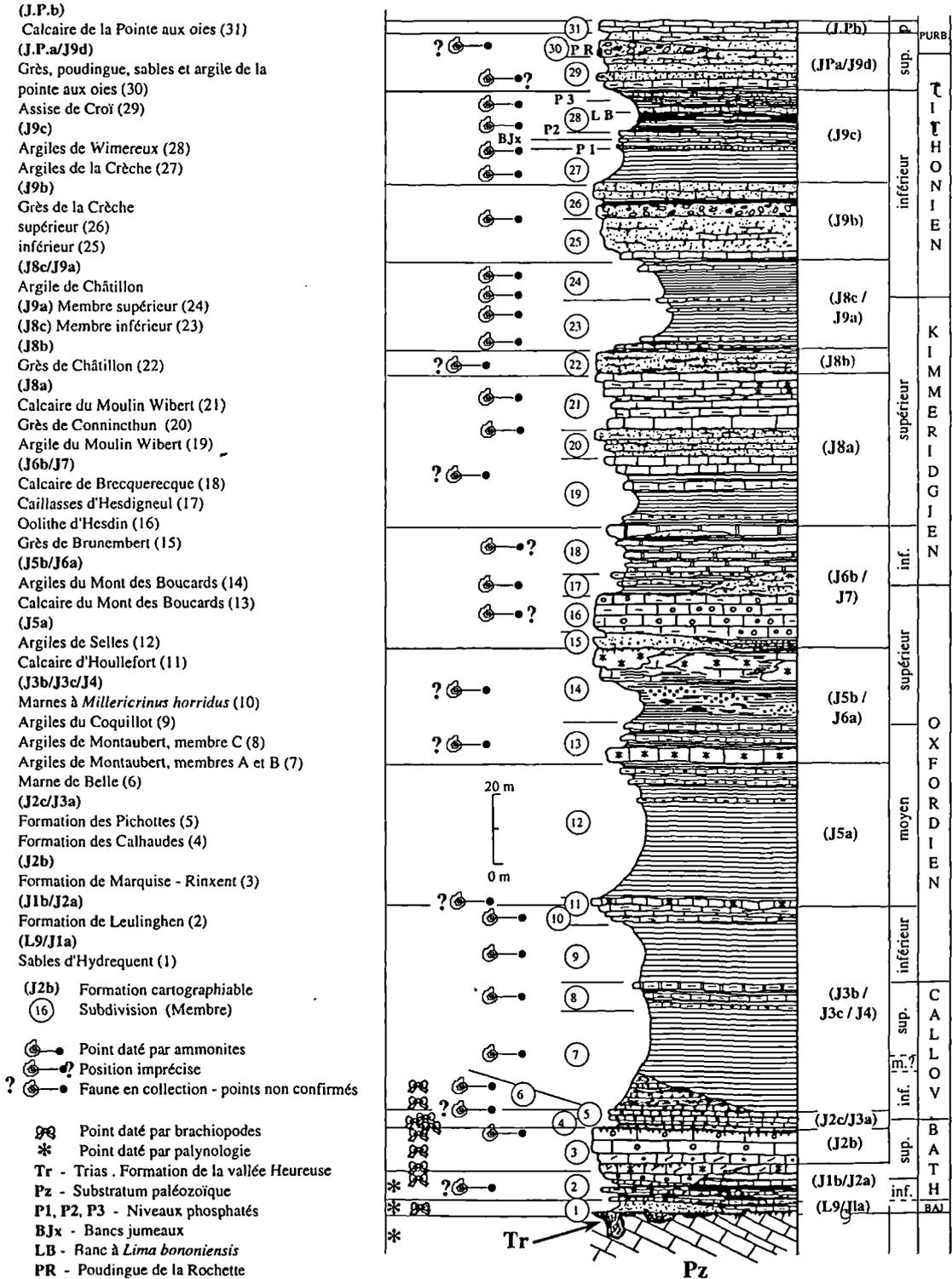


Fig. 1. — Série synthétique et simplifiée des formations du Jurassique du Boulonnais (modifiée d'après Thierry, 1984 et complétée d'après Geysant *et al.*, 1993; Vidier *et al.*, 1993; Vidier *et al.*, 1994; Vidier et Lamarche, in Mansy coord., Carte géologique à 1/50.000ème feuille Marquise, à paraître).

Fig. 1. — Synthetic and simplified succession of the Jurassic formations of the Boulonnais (modified from Thierry, 1984 and completed from Geysant *et al.*, 1993; Vidier *et al.*, 1993; Vidier *et al.*, 1994; Vidier et Lamarche, in Mansy coord., Carte géologique à 1/50.000ème feuille Marquise, to be published)

étudiés dans la première moitié de ce siècle, n'ont pas fait l'objet de révisions récentes et les seconds n'ont pas été étudiés de manière aussi détaillée que les affleurements; en conséquence, ni les uns ni les autres ne seront abordés dans

cette synthèse qui a été illustrée par la présentation sur le terrain des affleurements les plus caractéristiques, dans le cadre de l'excursion annuelle du Groupe Français d'Étude du Jurassique en Septembre 1995.

II. — BREF RAPPEL HISTORIQUE

Après les travaux fondamentaux des premiers géologues du début du 19^{ème} siècle (Garnier, 1823; Fittou, 1826, 1836; Rozet, 1830; Du Souich, 1839), quatre grandes périodes d'acquisition de connaissances sur le Dogger du Boulonnais peuvent être reconnues.

1) Les premières études

La première, très productive, débute avec la seconde moitié du 19^{ème} siècle et s'étend jusqu'à l' "entre deux guerres", avec les travaux de Rigaux (1865, 1867, 1890), Pellat & de Lorient (1866), Rigaux et Sauvage (1867), Sauvage (1867, 1873, 1877, 1880), Sauvage et Rigaux (1879), Parent (1898, 1899).

Les séries et leurs faunes sont décrites dans des coupes devenues classiques dont seules existent encore la tranchée de chemin de fer de la gare de Rinxent et la carrière aux Moines près de la ferme de l'Herpont, au Sud-Est de Réty. Ces coupes prennent une valeur historique particulière, notamment pour les comparaisons avec les affleurements actuellement disponibles. Toutes les autres coupes ont malheureusement disparu, comme la célèbre carrière des Pichottes au Sud de Le Waast.

Le Dogger du Boulonnais est comparé à celui d'Angleterre. Le "Fuller's Earth" (Bajocien) est reconnu dans le "Calcaire d'Hydrequent" avec, à la base, un calcaire compact et marneux à *Ostrea acuminata* et *Terebratula maxillata*. Au sommet, la "Great Oolite" (Bathonien) est représentée par les "Calcaires sableux et marneux d'Hydrequent" et l'"Oolithe de Marquise" à *Rhynchonella hopkinsi*; cette dernière formation était par ailleurs rapprochée des calcaires siliceux de Minchinhampton et des calcaires blancs de l'Ardenne et de l'Aisne. Le Cornbrash était reconnu dans le Calcaire des Pichottes limité à sa partie supérieure par une importante discontinuité, "durcie et percée de trous de lithodomes", découverte d'une marne oolithique et ferrugineuse à "*Ammonites calloviensis*, *A. koenigi* et *A. modiolaris*" d'âge Callovien inférieur.

L'excursion de la Société géologique de France en septembre 1880, est l'occasion d'une première synthèse du Jurassique du Boulonnais effectuée par Sauvage. Pour la première fois, une comparaison avec la Normandie est proposée. Elle est complétée, d'une part dans la "Notice géologique du Boulonnais" de Rigaux (1890) qui recense toutes les coupes existantes, et Parent (1898, 1899), qui établit une succession d'assises successivement caractérisées par *Rhynchonella hopkinsi*, puis *Rhynchonella elegantula*, *Terebratula lagenalis* et enfin *Ammonites macrocephalus*. Cet auteur souligne qu'entre les calcaires oolithiques à *R. hopkinsi* et les calcaires et marnes à *R. elegantula*, se trouvent des sables argileux à "végétaux en place", et un banc de calcaire dur contenant une "variété" de *Rhynchonella decorata*.

On est frappé par la précision des observations et les réflexions "très modernes" avancées par certains auteurs. Par exemple, Sauvage fait une véritable étude paléocéologique dans laquelle on retient l'idée de proximité d'un rivage et de faible profondeur de l'eau. Il relève que vers le sommet du Calcaire d'Hydrequent, "*les oolithes sont plus abondantes dans la partie... qui contient surtout la Rhynchonella concinna. A ce moment, la mer est plus profonde...*". Il évoque aussi, pour la première fois, des événements aujourd'hui qualifiés de tectono-eustatiques dans un "*cadre*

général d'affaissement interrompu momentanément et parfois localement par des périodes d'exondation". Ces détails permettent d'envisager les conceptions des auteurs et de comparer au mieux nos observations et les leurs.

2) De 1920 à 1930

L'étude du Dogger reprend entre 1920 et 1930, après l'interruption marquée par la première guerre mondiale, avec Dutertre (1921, 1922, 1926 a & b, 1927) qui apporte d'importantes précisions: subdivisions du Bathonien basées sur les brachiopodes; nature, environnement et âge des premiers dépôts du Dogger sur le substratum paléozoïque; comparaisons entre "Sables d'Hydrequent-Calcaires de Rinxent", "Nearan beds" d'Angleterre (Pringle et Pruvost, 1924) et "Sables de la source de l'Orne" de Normandie (Bigot, 1927); découverte de *Pterocardia pes-bovis* dans les "Calcaires de Rinxent", espèce caractéristique du "Calcaire blanc inférieur des Ardennes" et de la base de la "Grande Oolithe" de Minchinhampton.

Par la suite, Dutertre poursuit ses recherches sur le Bathonien du Boulonnais. Malheureusement, il disparaît avec le manuscrit de son mémoire en 1940 dans les circonstances tragiques de l'évacuation de la poche de Dunkerque.

3) Après la seconde guerre mondiale

a) de 1950 à 1960

Après une nouvelle interruption à la seconde guerre mondiale, la troisième période correspond aux années 1950-60, pendant lesquelles les travaux sont plutôt descriptifs, appliqués à la cartographie, à la géologie minière et pétrolière, à l'hydrogéologie, etc...: phénomènes de "lapias fossile" et de "réseau karstique" (creusement et fonctionnement dès le Permo-Trias d'après le remplissage et le contenu palynologique -Corsin, 1950- ou après la régression toarcienne et avant la transgression bathonienne -Danzé et Renaut, 1950); découverte d'Ostracodes et de Charophytes laguno-lacustres à marins dans le Bathonien supérieur de la carrière des Pichottes (Oertli, 1957, 1959) et d'Ostracodes du Bathonien inférieur dans les "marnes de Rinxent" (= "Marnes d'Hydrequent" *auct.*; Nouet, 1958); etc...

Au cours du levé des cartes géologiques à 1/50.000^{ème} (Marquise, Desvres, etc...), Bonte *et al.* (1958) décrivent 9 coupes principales où ils distinguent 6 formations bathoniennes et une à flore rhétienne; ils tentent des corrélations, mais échouent, faute de repères fiables dans les séries inférieures. Ils approfondissent l'étude de l'interface substratum-couverture et séparent, dans les dépressions karstiques des calcaires dinantiens, celles provoquées par l'altération fossile de celles dues aux phénomènes actuels.

b) à partir de 1970

La quatrième période concerne les deux dernières décennies, de 1970 à 1990. L'absence de nouveaux affleurements et la dégradation progressive des anciens ne permettent pas de mener d'études sur le Dogger du Boulonnais. Des observations ponctuelles (travaux routiers dans le secteur Belle-Le Waast et "morts-terrains" des carrières du Boulonnais) viennent compléter les révisions des collections (Ammonites, Magniez *et al.*, 1984; Gastropodes, Fischer et Vadet, 1985) ou alimentent les synthèses: "Le Boulonnais" (Bonte, 1974), "Synthèse géologique du Bassin

de Paris" (Laurin, *in* Mégnien & Mégnien, 1980) et "le Jurassique" *in* "Géologie du Boulonnais" (Bonte, Colbeaux et Thierry, 1985).

Ce n'est qu'à partir de 1989 que de nouvelles observations sur le Dogger affleurant du Boulonnais ont pu reprendre dans les "morts-terrains" des immenses carrières creusées dans le Paléozoïque et à la faveur des travaux liés à la rénovation du réseau ferroviaire et routier occasionnée par la liaison trans-manche. Elles sont toutes dues à l'activité de J.P. Vidier et à l'étroite collaboration qu'il a su entretenir avec les coauteurs de ce volume. Les développements (texte et figures) de cette contribution sur le Dogger sont tirés du mémoire de Diplôme d'Étude et de Recherche de J.P. Vidier dont la soutenance à Dijon est prévue pour le 4ème trimestre 1996.

III. — LOCALISATION ET CHOIX DES COUPES

En plus des rares affleurements encore exploitables, près d'une vingtaine de coupes ont été levées sur les bordures Est, Sud et Ouest du massif paléozoïque de Ferques.

A l'Est, la déviation de Rinxent de la départementale 127e et la création d'un terrain de sport ont permis l'étude des coupes de Castelbrune, de La Providence et de Locquinghen, auxquelles s'ajoute la coupe historique de la carrière de l'Herpont (carrière aux Moines; Rigaux, 1889) au Sud-Est de Réty.

Au Sud, l'électrification de la ligne de chemin de fer Boulogne-Calais a permis des observations sur la coupe historique de la gare de Rinxent et, à peu de distance, la Z.A.C. de Rinxent a fourni, pour la première fois, une coupe continue depuis la base des "Marnes d'Hydrequent", jusqu'au toit de l' "Oolithe de Marquise". Plus loin, près de Le Waast et des coupes historiques des Pichottes et des Tuileries maintenant disparues, la déviation de la nationale 42 Boulogne-Saint Omer a recoupé l' "Oolithe de Marquise", les "Argiles de Montaubert" et la base des "Argiles du Coquillot".

A l'Ouest, entre Marquise et Leulinghen, les travaux de l'autoroute A 16 ont donné des coupes dans la série argileuse; Mont de Cape et ferme d'Uzelot. Dans ce secteur, le contact entre le Paléozoïque et le Mésozoïque a été détaillé dans les "morts terrains" des Carrières du Boulonnais: site de Leulinghen, chantier marbrier, chantier 511, etc Enfin, la coupe du Guindal, au Nord de Marquise, entre les affleurements du Mont de Cape et ceux du chantier marbrier a été levée à l'occasion de la révision de la feuille Marquise (J.L. Mansy coord.; terrains jurassiques par J.P. Vidier et J. Lamarche).

Dans l'ouvrage présenté ici, qui illustre les journées d'étude de Septembre 1995 du Groupe Français d'Études du Jurassique en Boulonnais, un choix de coupes de référence couvre l'ensemble de la série du Dogger, de son contact avec le Paléozoïque, jusqu'aux formations de l'Oxfordien inférieur; dans l'ordre de la succession stratigraphique, ont été retenus (fig.2): les "morts-terrains" des sites de Leulinghen et du chantier 511 des exploitations de la Société des Carrières du Boulonnais à l'Ouest de Ferques; la tranchée de la gare de Rinxent; la Zone d'Aménagement Concertée au Nord de Rinxent; la coupe de la tranchée de la D 127e de la déviation de Rinxent, près de la ferme de Castelbrune au Nord-Ouest de Réty; les tranchées de l'Autoroute A 16 Boulogne-Calais au lieu-dit Mont de Cape au Nord de Marquise; les tranchées de la déviation de la RN 42 près Le Plouy-Colembert à hauteur des ouvrages d'art OA 2 et OA 3 au Sud de Le Waast.

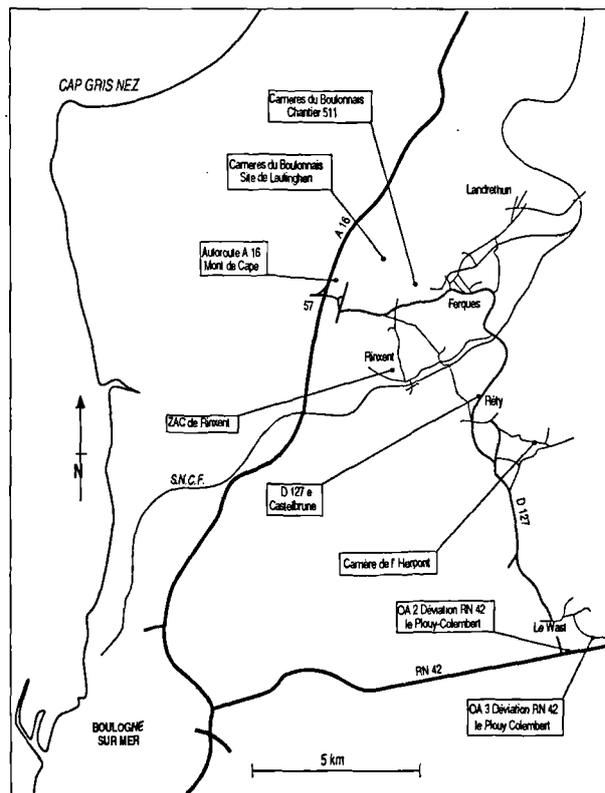


Fig. 2. — Localisation des coupes sélectionnées.

Fig. 2. — Location of the selected sections.

IV. — MODE OPÉRATOIRE : DONNÉES LITHOSTRATIGRAHIQUES, BIOSTRATIGRAPHIQUES ET INTERPRÉTATION SÉQUENTIELLE

Afin d'éviter les répétitions, les résultats de ces trois approches, étroitement liées dans la pratique, sont traités conjointement car les découpages adoptés découlent des trois types d'observations. Après avoir explicité leur mode opératoire respectif, les unités lithostratigraphiques reconnues serviront de fil directeur pour les descriptions et l'exposé des arguments biochronologiques et séquentiels.

A) LITHOSTRATIGRAPHIE

Le découpage lithologique défini par les auteurs, et encore utilisé dans les synthèses les plus récentes ("Le Boulonnais", Bonte, 1974; "Synthèse géologique du Bassin de Paris", Laurin, *in* Mégnien et Mégnien, 1980; "le Jurassique" *in* "Géologie du Boulonnais", Bonte, Colbeaux et Thierry, 1985) a été sensiblement modifié (fig. 1). Le découpage adopté répond d'une part à un souci historique, permettant de discuter et de comparer les résultats actuels à ceux des auteurs, et d'autre part à des soucis de cartographie géologique (révision en cours de la feuille Marquise à 1/50.000ème).

En Boulonnais, on reconnaît désormais 7 formations du Dogger, subdivisées en membres avec, de bas en haut: les "Sables d'Hydrequent", la "formation de Leulinghen" (membres A, B, C et D), la "formation de Marquise-Rinxent" ("membre de Rinxent", "membre de Marquise" et "membre de

Castelbrune"), la "formation des Calhaudes" (membres A, B et C), la "formation des Pichottes", la "Marne ferrugineuse de Belle" et les "Argiles de Montaubert" (membres A, B et C). Au dessus viennent les "Argiles du Coquillot" qui débute le Malm. Les cinq premières (sauf la plus inférieure, sableuse) forment le "groupe calcaire du Dogger" (ou "groupe de Marquise" par référence aux descriptions des anciens auteurs), les suivantes, le "groupe argileux du Dogger" (ou "groupe de Le Waast").

B) BIOSTRATIGRAPHIE

Les datations des unités lithologiques et les corrélations entre les coupes sélectionnées et les échelles biostratigraphiques reposent sur trois groupes fossiles.

1) Les ammonites (D. Marchand et J. Thierry)

Dans le groupe calcaire, par rapport aux découvertes des auteurs, aucune nouvelle récolte n'a été faite. On se reportera aux commentaires ci-après et aux deux publications (Magniez *et al.*, 1984; Vidier *et al.*, 1995) qui font le point sur les datations proposées grâce aux rares spécimens collectés par les auteurs (Rigaux, Legay, Dutertre, Le Mesle, Parent, Vadet, Magniez et Coupé). Le Dogger calcaire a aussi livré des nautilus dont la distribution stratigraphique, désormais assez bien connue, a fourni des données biostratigraphiques importantes (déterminations H. Tintant).

Les ammonites, très rares dans les trois premières formations, sont localement fréquentes dans le membre C de la formation des Calhaudes; elles deviennent abondantes dans le groupe du Dogger argileux, à partir de la Marne ferrugineuse de Belle et des Argiles de Montaubert. Près de Marquise, les coupes de l'autoroute A16 ont apporté d'excellents résultats biochronologiques (Vidier *et al.* 1993), complétés par l'étude de la faune récoltée dans les coupes de la déviation de Plouy-Colembert de la RN42 près de Le Waast.

Il sera fait référence aux tableaux réactualisés par le Groupe Français d'Études du Jurassique (Colloque de Poitiers, 1991) et, sur la base des taxons répertoriés, à l'échelle de la province subboréale, à laquelle le Boulonnais est rattaché pendant cette période (fig. 3).

2) Les brachiopodes (J.P.Garcia)

Dans les séries calcaires, où les céphalopodes sont rares, voir absents, les faunes de brachiopodes, souvent abondants, servent d'éléments de datation.

a) Les niveaux- repères de brachiopodes du Jurassique moyen du Boulonnais

Les unités lithologiques du Jurassique du Boulonnais montrent une succession de niveaux à brachiopodes qui est comparée à celle d'autres régions du bassin de Paris (Bourgogne, Lorraine, Normandie, centre du bassin en sondage) ou d'Angleterre; ils font partie d'une échelle biochronologique de niveaux-repères valable pour le bassin anglo-parisien (Garcia *et al.*, 1996). Numérotés de F1 à F8 (fig. 4), les faunes sont référencées dans l'unité lithologique qui les renferme.

* Lumachelles à *Epithyris oxonica* (niveau-repère F1 - Membre A de la formation de Leulinghen). Par corrélation indirecte avec des associations palynologiques et quelques

nautilidés, ce niveau repère monospécifique est placé dans le Bajocien supérieur, voir le Bathonien inférieur.

* Association à *Lotharingella woevrica* et *Ornithella bathonica* (niveau-repère F2 - Membre D de la formation de Leulinghen et Membre de Rinxent de la formation de Marquise-Rinxent) avec *L. woevrica*, *O. bathonica*, *Kallirhynchia concinna*, *Pseudotubithyris globata*, *Cererithyris sp.*, *Epithyris oxonica*, "*Rhynchonella*" *indet.*, *Burmhirynchia sp.* Au sommet de la formation de Leulinghen, membre D et dans le membre de Rinxent, *K. concinna*, *L. woevrica*, *E. oxonica* apparaissent toujours ensemble en niveaux récurrents polyspécifiques. Cette faune est constante sur toutes les coupes exposant les Calcaires du membre de Rinxent de la formation de Marquise-Rinxent. Jusqu'à présent, cette nouvelle association n'avait pas été décrite; elle correspond aux niveaux à *K. concinna* cités autrefois (Bonte *et al.*, 1958; Laurin, 1980, 1984), mais les nouvelles observations montrent qu'elle est plus diversifiée.

En Lorraine, *L. woevrica*, *K. concinna* caractérisent le Bathonien moyen, voire supérieur (Laurin, 1984; Garcia, 1993; Garcia *et al.*, 1996). En Angleterre (Arkell, 1933; Muir-Wood, 1936; Mc Kerrow, 1953), *O. bathonica* et *K. concinna* sont connues au sommet du Fuller's Earth Rock, daté par ammonites de la zone à Hodsoni, base du Bathonien supérieur (Cope *et al.*, 1980; Callomon et Cope, 1995).

* Lumachelles à *Burmhirynchia hopkinsi* (niveau-repère F3 - Membre de Marquise de la formation de Marquise-Rinxent). Le plus souvent, il existe deux niveaux monospécifiques de lumachelles à *B. hopkinsi*, rhynchonelle caractéristique de l'Oolithe de Marquise (Bonte *et al.*, 1958; Laurin, 1980, 1984). Les coquilles sont en majorité entières et non remplies par le sédiment; parfois, mais en moins grand nombre, elles sont brisées et les valves dissociées. Certains individus de *B. hopkinsi* du niveau inférieur, à côtes fines et nombreuses, ont les caractères du contour et la biconvexité des valves de *Burmhirynchia turgida* et *B. turgida latifrons*, espèce et sous-espèce décrites dans le Bathonien de l'Ardenne et de la Creuse (Laurin, 1984). La reconnaissance de morphologies "turgida" dans la variabilité de l'espèce *B. hopkinsi* confirme l'équivalence des deux espèces et la plasticité morphologique du groupe "turgida-hopkinsi" dont la variation est surtout géographique (Laurin, 1984).

En Angleterre, *B. hopkinsi* est citée dans la Great Oolite (Arkell, 1933) au-dessus des niveaux à *K. concinna* et *O. bathonica*. Aussi bien en Boulonnais, Ardenne et Angleterre, aucune ammonite n'a été récoltée avec cette espèce de brachiopode; par encadrement inférieur et supérieur d'autres faunes, un âge Bathonien supérieur lui est attribué.

* Niveau à *Burmhirynchia thierachensis*. (niveau-repère F4 - Membre de Castelbrune, sommet de la formation de Marquise-Rinxent). Des rhynchonelles, relativement rares, sont rapportées à *B. thierachensis*. Cette espèce uniquement connue dans les Ardennes (Fischer, 1969; Laurin, 1980, 1983) et dans la partie supérieure des Calcaires de Comblanchien de Bourgogne (Laurin, 1980, 1983; Garcia, 1993; Garcia *et al.*, 1996) n'avait jamais été citée dans le Boulonnais. Seules de bonnes conditions d'affleurement ont pu confirmer son existence dans plusieurs coupes, dans un niveau discontinu de calcaires qui peut manquer à la suite des érosions affectant le toit de la formation de Marquise-Rinxent.

Une corrélation directe, fait correspondre les niveaux à *B. hopkinsi* de l'unité sous-jacente, aux niveaux à *Burmhirynchia icaunensis* ou *B. semiglobosa* de l'Oolithe blanche du secteur occidental de la plate-forme bourguignonne, eux aussi

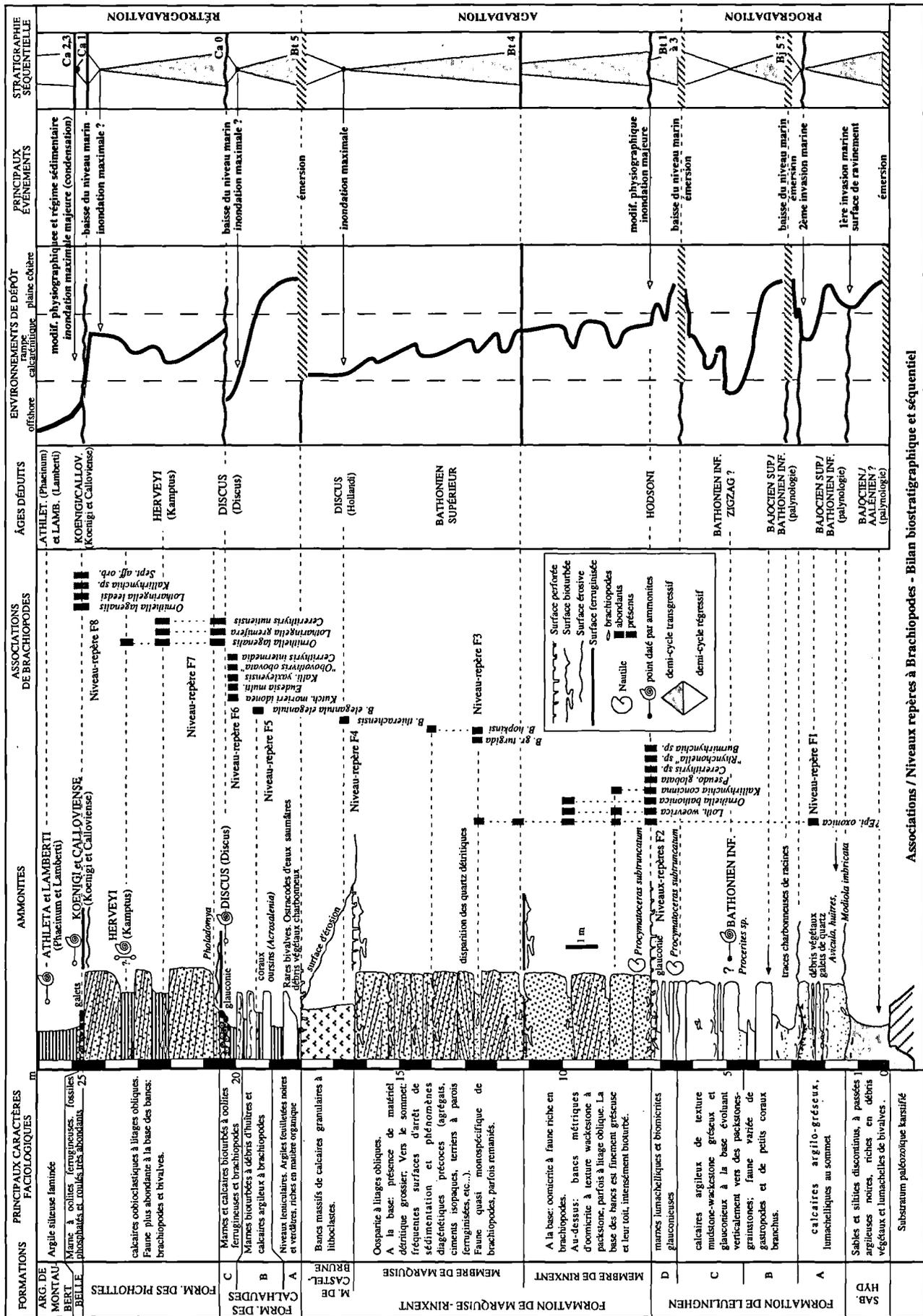
ETAGES	PROVINCE BORÉALE / SUB-BORÉALE		PROVINCE SUB-MÉDITERRANÉENNE		ETAGES		
	NORD BASSIN DE PARIS (BOULONNAIS, NORMANDIE, MAINE, LORRAINE, BOURGOGNE NORD), ANGLETERRE (DORSET-YORKSHIRE), ECOSSE, ALLEMAGNE (SOUBE/FRANCONIE) ET JURA NORD FRANCO-SUISSE		SUD BASSIN DE PARIS (SARTHE, POITOU, BERRY), BOURGOGNE SUD, AQUITAINE, PYRÉNÉES, BASSIN DU SUD-EST (ALPES, PROVENCE, ARDECHE, LANGUEDOC), JURA SUD, ITALIE, ESPAGNE (CHAÎNES IBERIQUES) ET PORTUGAL (BASSIN DU TAGE)				
SOUS-ETAGES	ZONES	SOUS-ZONES	SOUS-ZONES	ZONES	SOUS-ETAGES		
OXF.	INFÉR.	CORDATUM	CORDATUM	CORDATUM	INFÉR.	OXF.	
		MARIAE	CORDATUM COSTICARDIA BOKOWSKII	CORDATUM COSTICARDIA BOKOWSKII			CORDATUM
CALLOVIEN	SUP.	LAMBERTI	CORDATUM LAMBERTI	CORDATUM LAMBERTI	SUP.	CALLOVIEN	
		ATHLETA	HENRICI SPINOSUM	POCULUM COLLOTIFORMIS			ATHLETA
	MOY.	CORONATUM	PRONIAE PHAEINUM	TREZEENSE ROTA	MOY.	CALLOVIEN	
		JASON	GROSSOUVREI OBDUCTUM	LEUTHARDTI/WAAGENI/SPATH BAYLEI/GIGANTEA			CORONATUM
	INFÉR.	CALLOVIENSE	E. ENODATUM/PLANICERCLUS	PATINA/PROXIMUM	PATINA	INFÉR.	CALLOVIEN
			CALL. CALLOVIENSE	MICHALSKII/ARDESCICUM	MICHALSKII		
		KOENIGI	GALILEI	LAUGIERI	GRACILIS		
		HERVEYI	CURTILOBUS	VOULTENSIS			
		MACRO	KOENIGI	LAUGIERI	GRACILIS		
		MAC.	GOWERIANUS	REHMANNI			
			KAMPTUS	PRAHECOUENSE	PRAHECO		
			TEREBRATUS	BULLATUS	BULLATUS/MACROCEPHALUS		
	KEPPLERI						
BATHONNIEN	SUPÉR.	DISCUS	DISCUS	DISCUS	SUPÉR.	BATHONNIEN	
		ORBIS "ASPIDOIDES"	HOLLANDI	HOLL. ANGULI			HOLL.
		HODSONI	OPPELI/HANNOVERANUS WAAGENI/BLANAZENSE	HISTRI. HANNO/HISTRIC			HANNO/HISTRIC
	MOYEN	MORRISI	"WAGNERICERAS"	MORRISI	MORRISI	MOYEN	BATHONNIEN
		SUBCONTRACTUS	MORRISI	MORRISI	MORRISI		
		PROGRACILIS	SUBCONTRACTUS	SUBCONTRACTUS	SUBCONTRACTUS		
	INFÉR.	TENUPLICATUS	TENUPLICATUS	TENUPLICATUS/POSTPOLLUBRUM	YEOVILENSIS	INFÉR.	BATHONNIEN
		ZIGZAG	YEOVILENSIS	YEOVILENSIS/RECINCTUS/FULLONICUS	YEOVILENSIS		
			MACRESCENS	MACRESCENS	MACRESCENS		
			CONVERGENS	CONVERGENS/PARVUM/DIMORPHITIFORMIS	CONVERGENS		

Fig. 3. — Échelles zonales d'ammonites utilisées pour le bassin anglo-parisien (d'après divers auteurs dont Mangold pour le Bathonien, Thierry, Cariou, Contini, Marchand & Rioult pour le Callovien, Cariou, Hantzpergue, Enay & Rioult pour l'Oxfordien, in "Biostratigraphie du Jurassique ouest européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles". Bull. Centr. Rech. Explo. Prod., ELF Aquitaine, Pau (sous-press)).

Fig. 3. — Ammonites zonal scheme used in the London-Paris basin (from several authors as Mangold for the Bathonian, Thierry, Cariou, Contini, Marchand & Rioult for the Callovian, Cariou, Hantzpergue, Enay & Rioult for the Oxfordian, in "Biostratigraphie du Jurassique ouest européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles". Bull. Centr. Rech. Explo. Prod., ELF Aquitaine, Pau (in press)).

surmontés par les faciès Comblanchien à *B. thierachensis*. Les relations phylogénétiques entre les espèces "*hopkinsi-turgida*" et "*icaunensis-semiglobosa*" pourraient être testées, guidées par ces nouvelles contraintes stratigraphiques. Leur âge Bathonien supérieur est certain, plus précisément dans la zone à Hollandi.

* *Lumachelles* à *Burmihynchia elegantula* (niveau-repère F5 - Formation des Calhaudes, membre B). Cette espèce de petite taille, à côtes fines, forme des lumachelles monospécifiques très denses en individus. Sous le niveau principal le plus riche, existe un niveau dont la faune est plus dispersée, avec *B. elegantula* juvéniles et *B. sp.* adultes à côtes



Associations / Niveaux repères à Brachiopodes - Bilan biostratigraphique et séquentiel

Fig. 4. —

plus fortes et moins nombreuses. La signification de ces individus pose encore problème: certains ont une partie proximale (juvénile) à côtes fines et acquièrent brusquement des côtes moins nombreuses et par compensation plus fortes, après une strie d'accroissement très marquée. Ces caractères pourraient être tératologiques, ou induits par un milieu très peu profond, proche de l'émergence comme l'indiquent les faciès et les faunes associées.

Cette espèce est très caractéristique du Bathonien supérieur, dans la zone à Discus.

* Association à *Kutchirhynchia morieri* et *Eudesia multicosata* (niveau-repère F6 - Formation des Calhau des, membre C) avec *Kutchirhynchia morieri idonea*, *Eudesia multicosata*, *Kallirhynchia yaxleyensis*, *Cererithyris intermedia*, "*Obovothyris obovata*". Tous les individus sont encroûtés par des serpules, des huîtres, des bryozoaires ce qui implique un temps de résidence assez long des coquilles sur le fond. *Dictyothyris coarctata* cité à ce niveau (Magniez et al. 1984) n'a pas été retrouvé dans les nombreux échantillons étudiés par nous-mêmes et par Laurin (1984). En raison de mauvais affleurements, *B. elegantula* avait été incluse à tort dans cette association (Laurin, 1984); en réalité, elle est absente du membre C de la formation des Calhau des, et restreinte au membre B.

En Bourgogne, elle est représentée par sa sous-espèce *B. elegantula burgundiae* dans la même association faunique. Les corrélations montrent que les deux sous-espèces, interprétées comme des variants géographiques, sont peut-être décalées dans le temps. Comme l'a montré l'étude du bassin de Paris, cette faune est très répandue et reconnue en Bourgogne, en Ardenne (Laurin, 1984) et en Angleterre (Lower Cornbrash, *intermedia* beds, *obovata* beds - Douglas et Arkell, 1932; Page, 1989), associée, comme dans le Boulonnais (Magniez et al., 1984), à des ammonites de la sous-zone à Discus du Bathonien terminal.

* Association à *Ornithella lagenalis* et *Lotharingella gremifera* (niveau-repère F7 - Formation des Pichottes). *O. lagenalis* est très abondante et forme localement, avec *Cererithyris nutiensis* et *L. gremifera*, des lumachelles polyspécifiques récurrentes.

Deux de ces trois espèces (*L. gremifera* et *C. nutiensis*) sont abondantes en Bourgogne (Garcia, 1993; Garcia et al., 1996). Cette faune est identique à la faune du Cornbrash supérieur d'Angleterre (Douglas et Arkell, 1932); en Boulonnais, les ammonites de ce niveau (Magniez et al., 1984) indiquent le Callovien inférieur, zone à Herveyi, sous-zone à Kamptus, comme dans les autres régions.

* Faune de la Marne ferrugineuse de Belle (niveau-repère F8) Elle est composée d'*Ornithella lagenalis* (ou *siddingtonensis*), *Lotharingella leedsi*, *Septaliphoria aff. orbignyana*, et *Kallirhynchia sp.* Elle est datée par ammonites du Callovien inférieur, zone à Calloviense, sous-zone à Koenigi et sous-zone à Calloviense. Les taxons de cette association sont très répandus dans des formations renfermant des associations de même âge du bassin de Paris (Bourgogne, Normandie, Maine, sondages du centre du bassin de Paris) et d'Angleterre (Douglas et Arkell, 1932).

b) Discussion et résultats

Les deux modes d'occurrence des associations de brachiopodes décelés ailleurs dans le bassin de Paris sont clairement exprimés sur la coupe du Boulonnais: "niveaux majeurs" ou "niveaux localisés" (*sensu* Garcia, 1993).

Les associations à *Lotharingella woevrica* et *Ornithella bathonica* (niveau repère F2), *Kutchirhynchia morieri* et *Eudesia multicosata* (niveau repère F6), *Lotharingella gremifera* (niveau repère F7) et *Lotharingella leedsi* (niveau repère F8), sont diversifiées (3 à 8 espèces) et présentes dans la plupart des coupes comme dans de nombreux sites du bassin anglo-parisien. Ces "niveaux majeurs" sont associés à des phénomènes de condensation avec arrêts de sédimentation: unités lithologiques minces, encroûtements, surfaces perforées, oolites ferrugineuses et glauconie. Seule exception, l'association F 2 à *L. woevrica* et *O. bathonica* est récurrente dans le membre de Rinxent qui montre un taux de sédimentation important.

Les caractères biostratigraphiques des "niveaux localisés" s'opposent point par point à ceux des "niveaux majeurs". Ce sont des lumachelles monospécifiques ou à forte dominance (*Epithyris oxonica* - niveau repère F1, *Burmhirhynchia hopkinsi* - niveau repère F3, *B. thierachensis* - niveau repère F4, *B. elegantula* - niveau repère F5, *Ornithella lagenalis* - niveau repère F7) dont les coquilles sont rarement encroûtées et non remplies, inconstantes d'une coupe à l'autre. Ces niveaux sont dans les formations à sédimentation plus abondante (eu égard à leur épaisseur relative) avec apports épisodiques mais importants (progradations oolithiques, apports détritiques), contrastant l'implantation de populations rapidement ensevelies. Par exemple, les niveaux à *B. elegantula* apparaissent directement liés à des milieux marins très peu profonds souvent considérés comme propices à l'explosion numérique d'espèces opportunistes de petite taille (Levinton, 1970). Comme pour d'autres *Burmhirhynchia*, ce type de milieu de vie est caractéristique de la lignée durant tout le Bathonien (Laurin, 1984).

Ces niveaux-repères sont le plus souvent séparés par des discontinuités importantes qui accentuent le renouvellement des espèces, particulièrement net entre chacune des associations définies. Malgré la distance géographique et des domaines paléogéographiques différents, on constate une correspondance entre la position au sein des unités séquentielles et les datations des associations de brachiopodes de la plate-forme bourguignonne et celles des associations équivalentes du Boulonnais. Cependant, au-delà des renouvellements contrôlés par les variations eustatiques, les associations de Bourgogne et du Boulonnais (du membre de Marquise à la formation des Pichottes) sont très proches au Bathonien; elles caractérisent des milieux assez proximaux et restreints, de profondeur sans doute faible. Par contre, les faunes du Boulonnais divergent sensiblement à partir du Callovien; elles renferment alors des taxons caractéristiques de domaines plus distaux et vraisemblablement un peu plus profonds et plus ouverts du secteur nord-occidental du bassin anglo-parisien.

Fig. 4. — Succession lithologique et interprétation séquentielle du Dogger du Boulonnais (principales données stratigraphiques, sédimentologiques et biochronologiques: localisation des niveaux-repères à brachiopodes, des ammonites, des nautilites et associations palynologiques); modifié et complété d'après Vidier et al., 1995.

Fig. 4. — Lithological succession and sequence stratigraphy interpretation of the Dogger of the Boulonnais (main stratigraphical, sedimentological and biochronological data: brachiopods marker-beds, ammonites, nautilids and palynological associations); modified and completed from Vidier et al., 1995.

3) Les spores-pollen et kystes de dinoflagellés (D. Fauconnier)

Des études palynologiques ont été positives en sondage dans les assises détritiques et argileuses des sables d'Hydrequent et de la formation de Leulinghen (Vidier *et al.*, 1995); elles peuvent être confrontées à ceux obtenues à l'affleurement (Vachard et Roche, 1974) dans ces mêmes formations. Des travaux sont en cours sur ces microfaunes dans les argiles de Montaubert et les argiles du Coquillot.

Malgré des données issues de trois groupes fossiles, la biostratigraphie et la datation des séries du Dogger du Boulonnais, sont encore sujettes à discussion (fig. 5). Ceci est particulièrement net pour les séries calcaires, d'une part à cause de la rareté, voir l'absence, des ammonites, et d'autre part des limites de résolution et de fiabilité des groupes utilisés (brachiopodes et palynomorphes); dans les séries argileuses, les ammonites sont nombreuses et les attributions biostratigraphiques sont très précises, allant jusqu'à la résolution de l'horizon.

C) STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

1) Procédure

La géologie sédimentaire documente la démarche stratigraphique: épisodes avec apports détritiques (quartz, silts et argiles souvent très abondants et significativement fréquents); présence de minéraux singuliers parfois en forte concentration (glauconie, oxydes de fer); évolution verticale des textures et reconnaissance de gradient de leur évolution latérale; distinction de l'enchaînement horizontal et vertical des faciès et des environnements de dépôt: milieux proximaux (margino-littoral lagunaire, arrière côte, plaine côtière) jusqu'aux milieux marins (avant côte, large), etc....

La confrontation des données sédimentaires et biologiques, conduit à reconnaître des séquences: suites cohérentes d'objets lithologiques, stratonomiques et paléontologiques. Les séquences diagénétiques, non encore détaillées, ne sont entrevues que par les surfaces remarquables et les microfaciès. Trois ordres hiérarchisés de séquences sont reconnus.

Dans une première étape analytique, huit "motifs séquentiels" ou "séquences élémentaires de faciès", notées FS1 à FS8, limitées par des discontinuités, ont été reconnues (fig. 6). La plupart paraissent initiées par un approfondissement relatif, vraisemblablement d'origine eustatique (limites de séquences de nature allocyclique et à valeur génétique). Mais, les modalités de comblement de l'espace disponible sont sans doute majoritairement contrôlées par des facteurs locaux; ce sont donc des paraséquences (Van Wagoner *et al.*, 1990), ou séquences génétiques à haute fréquence (Guillocheau, 1995).

Dans une seconde étape, tenant compte de leur répétitivité et de leur empilement, ces motifs séquentiels sont regroupés entre les discontinuités considérées comme majeures (allocycliques) par leur extension latérale et l'ampleur des modifications biosédimentaires constatées de part et d'autre. Des ensembles, définis comme des cortèges sédimentaires et/ou séquences de dépôt, ont abouti à la reconnaissance d'unités génétiques, notées Seq.1 à Seq.11; ces dernières sont considérées comme des séquences génétiques de moyenne

fréquence (Guillocheau, 1995) ou séquences de 3ème ordre (Haq *et al.*, 1987, 1988).

Enfin, dans une troisième étape, ces regroupements ont été confrontés aux modèles existants permettant une discussion sur l'existence de cycles ou séquences de basse fréquence (Guillocheau, 1995), dits de second ordre (Cramez, 1990) ou "cycles régressifs/transgressifs" (Jacquin *et al.*, 1992; Hardenbol *et al.* 1996).

2) Discussion et résultats

La plupart des séquences à moyenne fréquence (3ème ordre) sont incomplètes, surtout du Bajocien au Callovien inférieur. Les dépôts correspondant aux phases d'élévation du niveau marin ou de haut niveau sont en majorité bien représentés pour l'intervalle Bajocien supérieur-Oxfordien inférieur. Par contre, les dépôts de bas niveau ne s'observent qu'après l'ennoiement généralisé de la plate-forme au Callovien (événement enregistré sur toute l'Europe de l'Ouest); ils sont peu développés ou absents au Bajocien supérieur-Bathonien.

Les données biostratigraphiques (fig 5) permettent de corréler ces séquences à moyenne fréquence avec celles reconnues dans le Jurassique de l'Europe de l'Ouest (Jacquin *et al.*, 1992; Hardenbol *et al.* 1996). Dans le Dogger du Boulonnais (fig. 7), on reconnaît ainsi 11 séquences: "Seq.1" à "Seq.10" sont corrélées aux séquences Bj?, Bj5, Bt1, Bt4, Bt5, Ca0, Ca1, Ca2-3, Ca5 et Ox0; "Seq 11", rapportée à Ox1 débute avec le Malm. Les séquences Bt2 et Bt3 sont absentes, Ca2 et Ca3 sont condensées; Ca4 est absente (vacuité sédimentaire).

A l'échelle des cycles de second ordre, on retrouve les caractères stratonomiques de la succession des séquences de dépôt en milieux carbonatés énoncés par Jacquin *et al.* (1992).

En résumé, au dessus de Seq.1=Bj? (Sables d'Hydrequent), les séquences Seq.2=BJ5 (Formation de Leulinghen, membre A) et Seq.3=Bt1 (Formation de Leulinghen, membres B et C) sont rapportées à la fin de la composante transgressive du cycle de faciès de 2ème ordre T7'-R7, dont le pic de transgression se situe dans le Bathonien inférieur (Zone à Zigzag, vers la limite entre les sous-zones à Convergens et Macrescens). La surface de discontinuité majeure qui correspond au maximum de régression de ce cycle (base de la zone à Hodsoni=base de la Zone à Bremeri) est identifiée à la limite entre les séquences Seq.3=Bt1 / Seq.4=Bt4 (toit du membre C de la Formation de Leulinghen), soulignée par une lacune affectant vraisemblablement la majorité du Bathonien moyen (séquences Bt2 et Bt3 non reconnues), probablement absent par non dépôt ou érosion dans un contexte paléogéographique régional de parties très proximales de plates-formes *s.l.* Au dessus du membre C de la formation de Leulinghen, les séquences Seq.4=Bt4 (Formation de Leulinghen, membre D et Formation de Marquise-Rinxent, membre de Rinxent) et Seq.5=Bt5 (Formation de Marquise-Rinxent, membres de Rinxent et de Castelbrune) sont agradantes; Seq.6=Ca0 (Formation des Calhudes) et Seq.7=Ca1 (Formation des Pichottes) sont rétrogradantes. Faisant suite à la séquence restreinte Seq.8=Ca2-3 (Marne ferrugineuse de Belle) et aux séquences Seq.9=Ca5? (Argiles de Montaubert, membres A et B) et Seq.10=Ox0 (Argiles de Montaubert, membre C), le maximum d'inondation du cycle de second ordre T8-R8 (Oxfordien inférieur, zone à Mariae, sous-zone à Scarburgense) est atteint dans la partie inférieure des Argiles du Coquillot (intervalle transgressif de la séquence Seq.11-Ox1; banc 50 de la coupe de l'A 16, Vidier *et al.*, 1993).

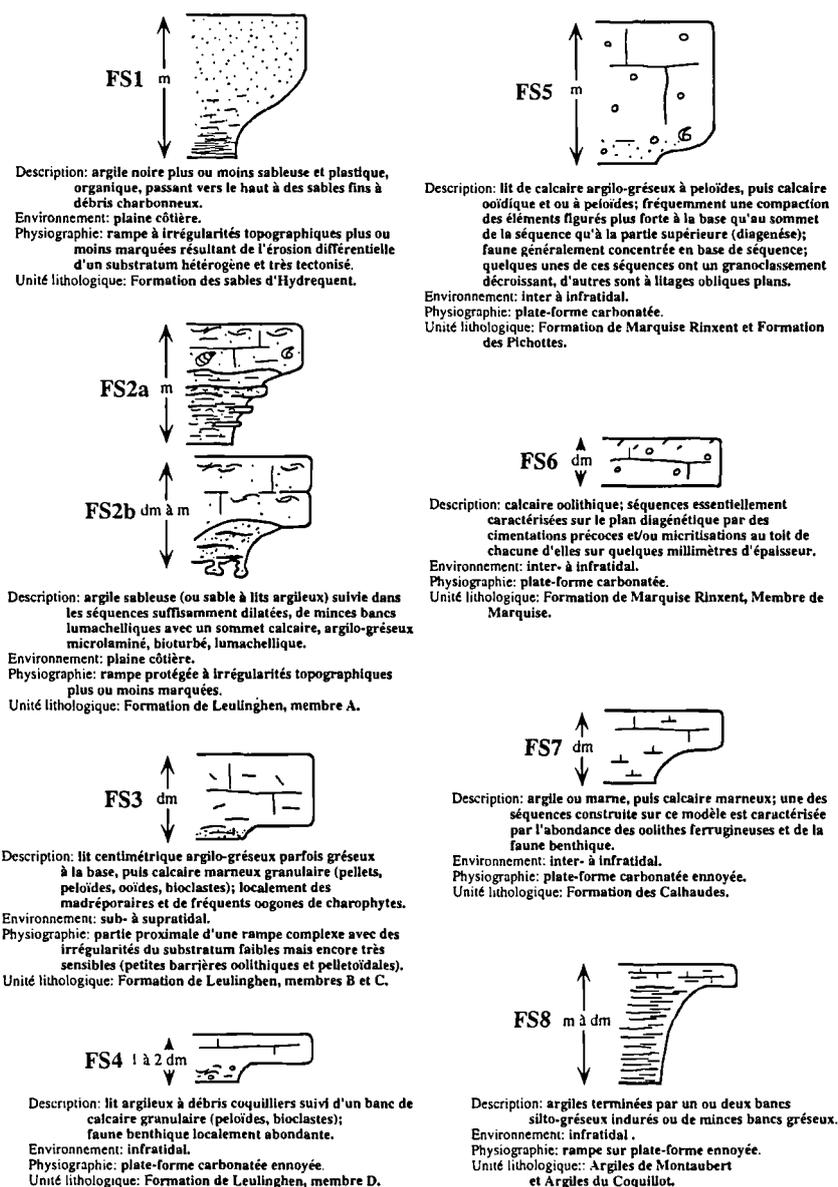


Fig. 6. — Séquences de faciès élémentaires (FS 1 à FS 8) reconnues dans les séries affleurantes du Dogger du Boulonnais.

Fig. 6. — Elementary facies sequences (FS 1 to FS 8) recognized in the outcropping series of the Dogger of the Boulonnais.

V. — DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION DES UNITÉS

A) "SABLES D'HYDREQUENT" (= Sables d'Hydrequent *auct.*)

Coupes de référence: tranchée de la gare de Rincent (fig. 8) et site de Leulinghen (coupes 1, 3 et 4; fig. 9 et 10) des exploitations de la Société des Carrières du Boulonnais.

1) Lithostratigraphie

- **caractéristiques:** 2 à 3m - Sables fins rouille à violacé. Fréquents débris charbonneux. Au sommet, lits plus argileux à Modioles et fréquentes traces de racines.

- **limite inférieure:** discordance sur les formations paléozoïques (ou éventuellement et très localement, rhétoliasiques ?).

- **limite supérieure:** surface de ravinement (toit du banc calcaire Gr 6, sous les calcaires argilo-gréseux du banc Gr 7 dans la tranchée de la gare de Rincent).

2) Biostratigraphie

Ces sables ne contiennent aucune macrofaune caractéristique. Le remplissage des poches dans les calcaires paléozoïques a livré à l'affleurement (Vachard & Roche, 1974; inédit) une association palynologique rapportée au Lias pour la base: *Classopolis classoides*, *Chasmatosporites sp.*, *Cerebropollenites mesozoicus*, *Cycadopites sp.*, *Densoisporites velatus*, *Deltoidospora sp.*, *Alisporites sp.* Au toit, le Dogger, très probablement l'Aalénien, est reconnu avec: *Callialasporites dampieri*, *C. segmentatus*, *C. trilobatus*, *C. turbatus*, *Perinopollenites elatoides*, *Quadracculina anellaformis*, *Alisporites sp.*, *Cerebropollenites mesozoicus*, *Sestrosporites pseudoalveolatus*, *Coranatispora valdensis*,

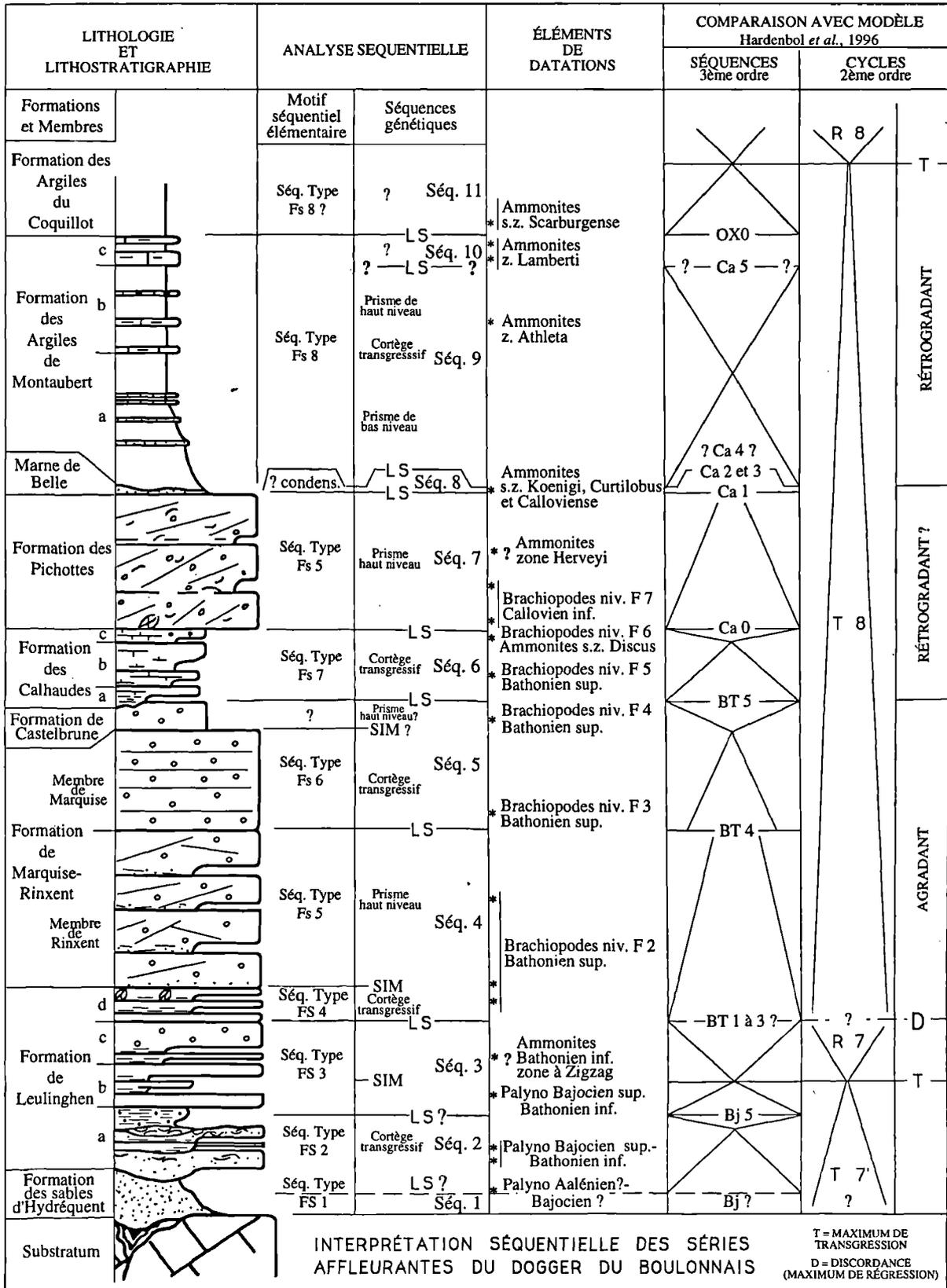


Fig. 7. — Détail de l'interprétation séquentielle des dépôts affleurants du Dogger du Boulonnais. La caractérisation et la dénomination des cycles de 3ème ordre et des séquences de 2ème ordre correspond à celles proposées par Jacquin *et al.*, 1992 et Hardenbol *et al.*, 1996.

Fig. 7. — Detailed sequence stratigraphy interpretation of the outcropping Dogger deposits of the Boulonnais. The characterization and denomination of the 3rd order sequences and the 2nd order cycles is that defined by Jacquin *et al.*, 1992 and Hardenbol *et al.*, 1996.

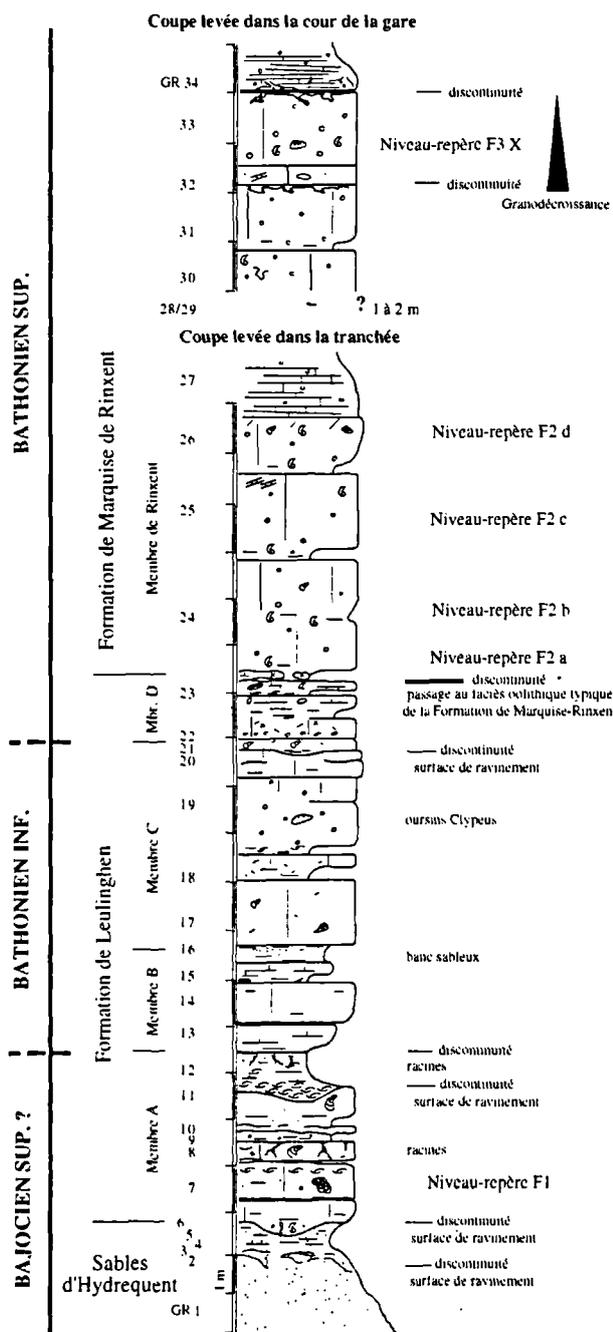


Fig. 8. — Coupes de la gare de Rinxent (Commune de Rinxent).

Fig. 8. — Sections of the railway station of Rixent (District of Rinxent).

Densoisporites perinatus, *D. velatus*, *Classopolis classoides*, *Klukisporites pseudoreticulatus*.

Dans deux échantillons du sommet des Sables d'Hydrequent (petit sondage de la Société des Carrières du Boulonnais près de Bernes), on reconnaît les associations suivantes:

- à la base: spores: *Gleichemidites senonicus*, *Cyathidites australis*, *Densoisporites petrinatus*, *Vadaszsporites urkuticus*, *Osmundacidites wellmanii*, *Deltoidospora major*, *Rotverrusporites tenuis*; pollen: *Callialasporites dampieri*, *Classopollis sp.*, *Araucariacites australis*, *Alisporites thomasi*, *Perinopollenites elatoides*;

- au sommet: spores: *Deltoidospora major*, *Klukisporites sp.*; pollen: *Callialasporites dampieri*, *Classopollis sp.*, *Araucariacites australis*, *Alisporites thomasi*, *Perinopollenites telatoides*, *Exesipollenites umulus*, *Cerebropollenites mesozoicus*; dinokystes: *Kalyptea stegasta*, *Valensiella ovulla*, *Dissiliodinium sp.*, *Dichadogonyaulas sellwoodii*, *Kallosphaeridium sp.*

Age: Bajocien supérieur (D. Fauconnier, rapport inédit, 1994).

Le dépôt des Sables d'Hydrequent débute vraisemblablement dans le Lias et se poursuit à l'Aalénien. Non encore précisément caractérisé, leur milieu de dépôt est vraisemblablement hors du domaine marin (continental fluviodeltaïque?). Au sommet, une première incursion marine est prouvée et datée du Bajocien supérieur grâce aux dinokystes.

3) Séquences de faciès et environnements de dépôt

Cette formation est composée de séquences élémentaires de faciès (FS1) métriques avec, à la base, une argile noire (deux à trois décimètres) assez riche en matière organique, suivie de sables fins à débris charbonneux. Le passage est progressif entre la base argileuse et la partie sableuse, nettement plus développée. Elles témoignent d'environnements de plaine côtière proximale à morphologie de rampe à irrégularités topographiques marquées, résultant de l'érosion différentielle d'un substratum lithologiquement hétérogène et très tectonisé.

Cet ensemble repose généralement sur le substratum Paléozoïque (ou triasique; remplissage inférieur du paléokarst). Sur cette surface, véritable "discordance", se télescope certainement de nombreuses surfaces. La dernière est clairement une surface d'inondation; elle recoupe toutes les autres et cette dynamique, due à une élévation du niveau marin, permet la sédimentation de ces dépôts à dominante détritique.

Le mode d'empilement de style agrasant des séquences élémentaires FS1 traduit un relatif équilibre entre espace disponible et taux de sédimentation. Dans le contexte paléogéographique du Boulonnais et suivant le concept de "partitionnement volumétrique des faciès" (Guillocheau, 1995), cette disposition caractérise vraisemblablement le cortège transgressif d'une séquence de dépôt de moyenne fréquence (3ème ordre).

A l'affleurement, aucun autre cortège ne peut être reconnu. La surface sommitale est une surface de ravinement qui marque l'ennoiement du domaine considéré; sa valeur (surface d'inondation ?) ne peut être fixée avec certitude. Au dessus, le régime sédimentaire se modifie totalement et annonce une dominante carbonatée.

4) Bilan bio-chronostratigraphique et séquentiel

L'absence de données biostratigraphiques précises dans cet intervalle altère la fiabilité de l'interprétation. Par déduction (à partir des sédiments sus-jacents de la Formation de Leulinghen et grâce à la présence de kystes de dinoflagellés du Bajocien supérieur dans la base du membre A de cette formation), il semble que l'on puisse intégrer les dépôts de la séquence Seq.1 (et en partie ceux de Seq.2), à la phase transgressive du cycle T7'-R7; dans ce cas, compte tenu de ces contraintes biostratigraphiques, Seq 1 (fig. 6) peut être rapportée à l'une des séquences de 3ème ordre (Bj?) reconnues dans ce cycle, vraisemblablement après le maximum de régression situé vers la limite Bajocien inférieur / Bajocien supérieur.

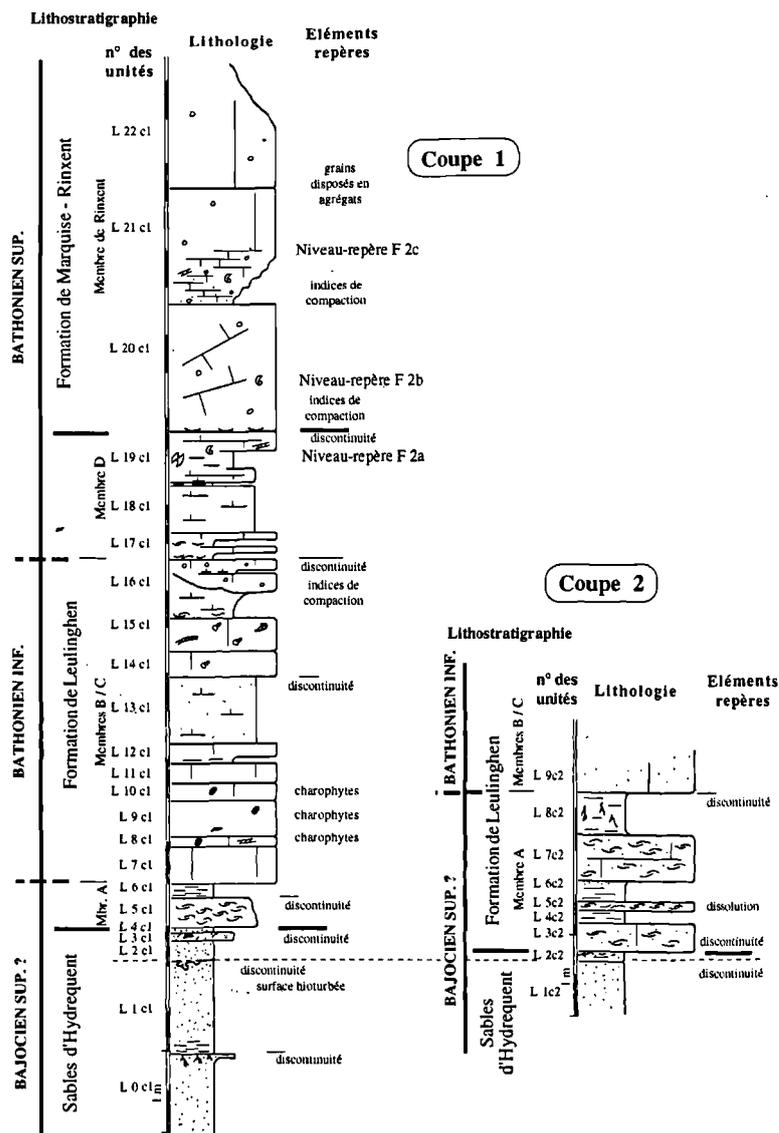


Fig. 9. — Coupes 1 et 2 du site de Leulinghen, secteur Sud de la partie Ouest des exploitations de la "Société des Carrières du Boulonnais" (Commune de Leulinghen).

Fig. 9. — Sections 1 and 2 of the Leulinghen working site, South part of the Western area of the quarries of the "Société des Carrières du Boulonnais" (District of Leulinghen).

Cette configuration séquentielle est typique d'un enregistrement sédimentaire en domaine de plaine côtière (Guillocheau, 1995). Dans le contexte paléogéographique qui est celui du Boulonnais à cette époque (bordure continentale à topographie irrégulière), un enregistrement sédimentaire discontinu s'inscrit bien dans cette logique.

B) "FORMATION DE LEULINGHEN"

(= Marnes d'Hydrequent *auct. pars.* et Calcaires de Rinxent *auct. pars.*)

Coupes de référence: tranchée de la gare de Rinxent (fig. 8) et coupe de la Z.A.C. de Rinxent (fig. 11).

1) Lithostratigraphie

- **caractéristiques:** 5 à 6m - Suite de quatre unités sédimentaires de faible épaisseur, traitées comme des

membres en fonction de leur stratonomie et rapports stratigraphiques; trois d'entre eux (membres B, C et D) sont visibles en totalité dans les coupes de la gare et de la ZAC de Rinxent (fig. 8 et 11) et dans les découverts (morts-terrains) des Carrières du Boulonnais (site de Leulinghen - coupes 1, 3 et 4; fig. 9 et 10 - et chantier 511; fig. 12); le premier (membre A) est bien visible dans la tranchée de la gare de Rinxent (fig 8) et dans les Carrières du Boulonnais (coupes 1 et 3; fig. 9 et 10).

- **limite inférieure:** base du banc de calcaire argilo-gréseux (Gr 7) reposant sur la surface de ravinement terminant les Sables d'Hydrequent (toit du banc Gr 6).

- **limite supérieure:** surface perforée, érodée, incrustée d'huîtres au toit d'un petit banc de calcaire à matrice micritique et argileuse (banc ZR 14) et grands bioclastes spartisés (ZAC de Rinxent et pied du pont de la gare de Rinxent).

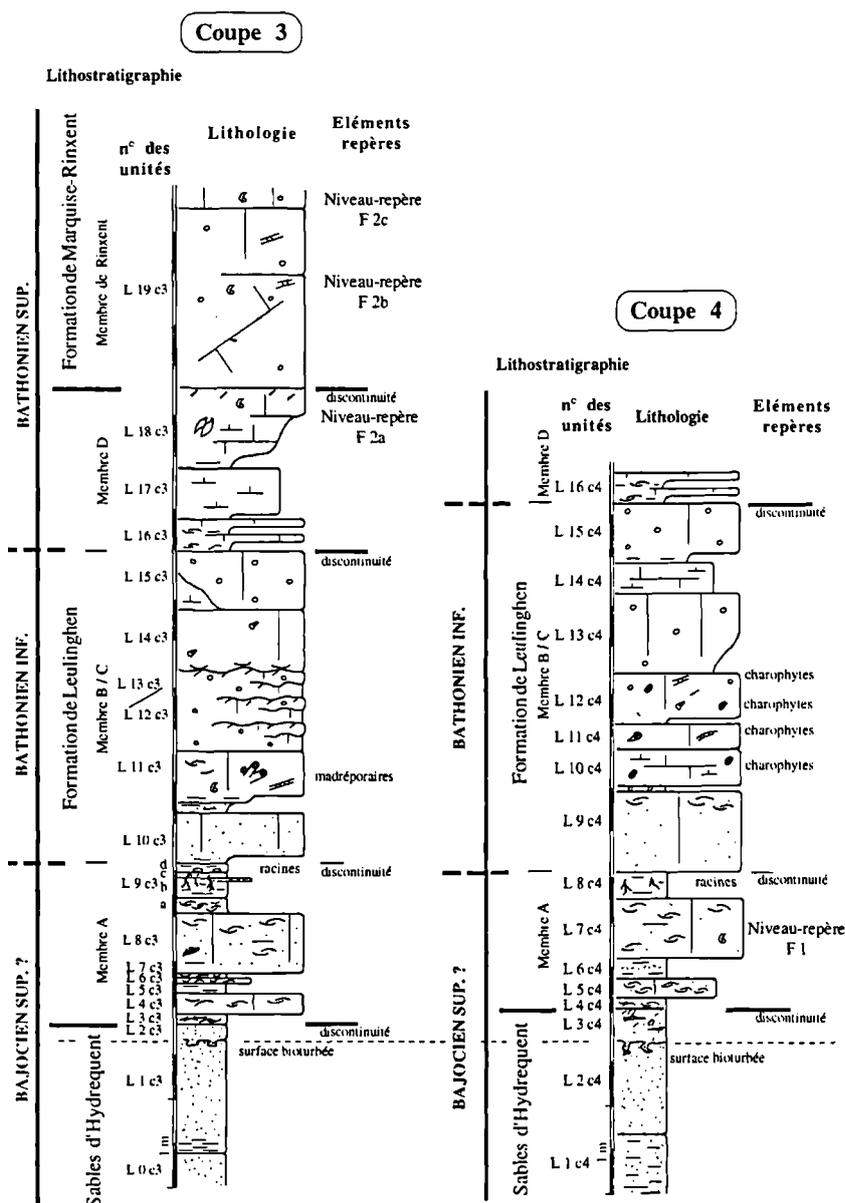


Fig. 10. — Coupes 3 et 4 du site de Leulinghen, secteur Nord de la partie Ouest des exploitations de la Société des Carrières du Boulonnais (Commune de Leulinghen).

Fig. 10. — Sections 3 and 4 of the Leulinghen working site. North part of the Western area of the quarries of the "Société des Carrières du Boulonnais" (District of Leulinghen).

- subdivisions:

* membre A - 2m - Groupe de bancs calcaires argilo-gréseux, lumachelliques (huîtres, modioles, plagiostomes, rares madréporaires roulés et brachiopodes, débris de bois).

* membre B - 1m - Banc massif de calcaire micritique argileux à gastropodes et madréporaires, encadré de marnes crème riches en faunule de lamellibranches et nombreux radioles d'oursins réguliers.

* membre C - 2m - Groupe de bancs de calcaire granulaire (pelbiomicrite à oopelsparite) à madréporaires, gastéropodes et échinodermes. Base soulignée par un lit sableux, parfois induré (0,10m à 0,20m). Sommet irrégulièrement induré, souligné par une forte ferruginisation (toit du banc ZR 11, ZAC de Rinxent).

* membre D - 0,75m - Groupe de petits bancs argilo-marneux très riches en faune: nombreux lamellibranches fousseurs fossilisés en position de vie dans le banc terminal; débris coquilliers divers et brachiopodes toujours écrasés dans les interbancs argileux. Surface sommitale durcie (calcaire microbioclastique glauconieux très induré).

2) Biostratigraphie

a) membre A

A l'affleurement, les lumachelles à *Epithyris oxonica* (niveau-repère F1), ne permettent pas d'être affirmatif sur l'âge. En Angleterre, cette espèce existe à la partie inférieure de la "Great oolithe" d'Angleterre datée par ammonites de la zone à *Hodsoni*, base du Bathonien supérieur (Cope *et al.* 1980). De

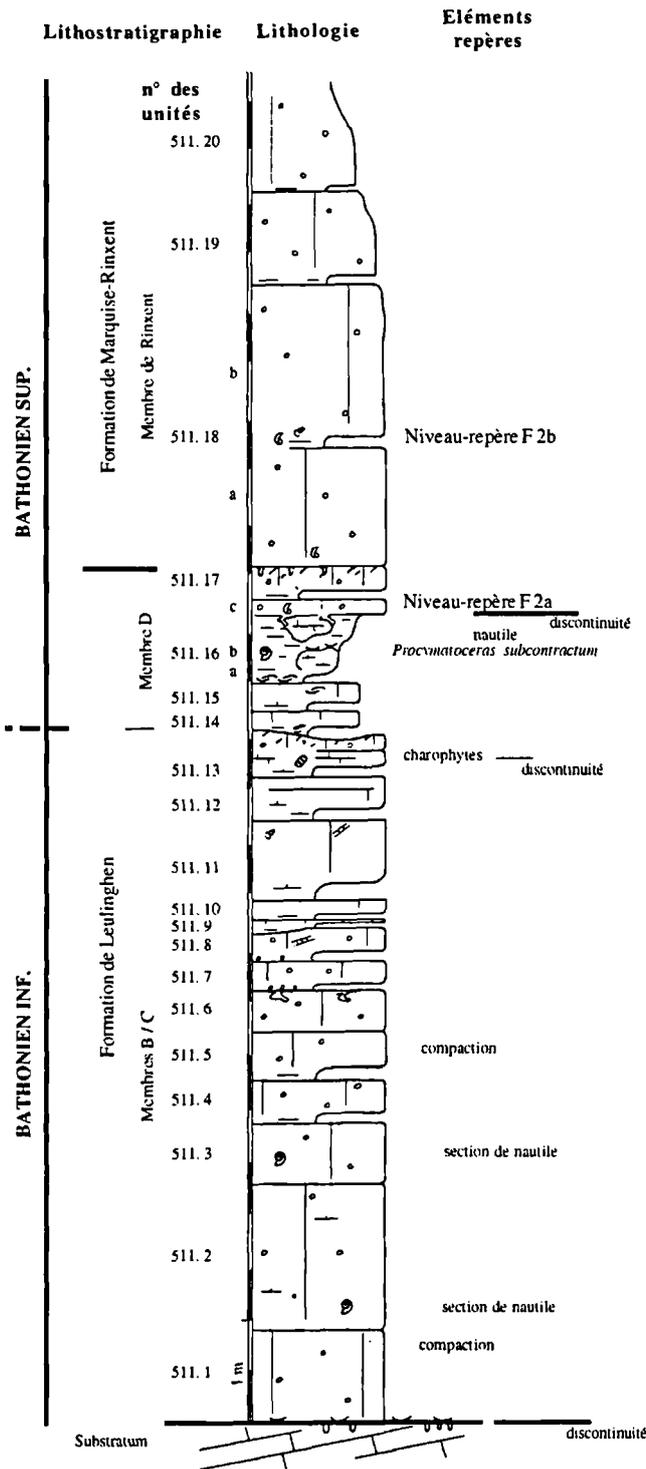


Fig. 12. — Coupe du site de Ferques ("chantier 511"), secteur Est des exploitations de la "Société des Carrières du Boulonnais" (Commune de Ferques).

Fig. 12. — Section of the Ferques working site ("chantier 511"), East area of the quarries of the "Société des Carrières du Boulonnais" (Ferques District).

Procymatoceras subtruncatum. "*Nautilus baberi*" et "*Nautilus subtruncatus*" avaient d'ailleurs été signalés par Dutertre (1921), dans un "calcaire oolithique jaune à *Rhynchonella concinna* et marne bleue à *Ostrea sowerbyi*", qui correspondent, dans le nouveau découpage lithologique, au

sommet de la formation de Leulinghen et à la base du membre de Rinxent de la formation de Marquise-Rinxent.

En résumé, aucun marqueur indiscutable du Bathonien moyen n'a jusqu'à présent été trouvé dans la formation de Leulinghen. Compte tenu de la biostratigraphie et de l'analyse séquentielle, les deux discontinuités majeures, reconnues respectivement au sommet du membre A (lit argilo-carboneux avec traces de racines) et au toit du membre C, sont considérées comme des limites de séquences. La dernière pourrait matérialiser une lacune intéressante, au moins partiellement, le Bathonien moyen.

3) Séquences de faciès et environnements de dépôt

L'interprétation séquentielle de la formation de Leulinghen est assez complexe. Le membre A (sauf les derniers décimètres) est composé de séquences élémentaires (FS2) métriques à demi métriques, argilo-sableuses ou sableuses, avec lits argileux à la base, se terminant par un banc de calcaire argilo-gréseux, microlaminé, bioturbé, lumachellique; dans les successions suffisamment dilatées, apparaissent des intercalations de minces bancs lumachelliques. Les milieux sont de type plaine côtière distale sur une rampe à irrégularités topographiques plus ou moins marquées.

Les membres B et C (et les derniers décimètres du membre A) montrent des séquences élémentaires (FS3) décimétriques (0,40 à 0,60m) débutant par un lit centimétrique argilo-gréseux, parfois uniquement gréseux, suivi d'un banc de calcaire marneux granulaire (pellets, peloides, ooides et bioclastes) qui renferme localement des madréporaires et fréquemment de nombreux oogones de Charophytes. L'environnement est sub- à supratidal, et ces séquences sont élaborées lors de la mise en place d'un complexe de type barrière oolithique et peltoïdale sur une rampe à faible topographie (ramp ooid-pellet barrier complex, Read, 1985). Les irrégularités initiales du substratum paléozoïque sont encore sensibles et semblent guider les différents éléments du complexe et induire des variations latérales; au chantier 511 à Ferques, dans les carrières de la Pierre bleue et de la Queue du Gibet à Leulinghen, les faciès sont plus granulaires (barrière littorale) et le motif séquentiel élémentaire n'est pas clair.

Le membre D est une suite de séquences élémentaires (FS4) décimétriques (0,10 à 0,30m). A leur base, un lit centimétrique argileux à débris coquilliers abondants (huîtres) et grains calcaires (peloides) est suivi d'un banc calcaire à peloides et bioclastes. L'un de ces bancs au moins contient de la glauconie; le banc terminal est très fossilifère. L'environnement est infratidal et correspond à une plate forme carbonatée ennoyée (Read, 1985).

4) Bilan bio-chronostratigraphique et séquentiel

a) membre A

La partie inférieure de la formation de Leulinghen est le témoin du passage d'un régime détritique à un régime carbonaté. Dans tout l'ensemble de la série du groupe de Marquise (Dogger calcaire), ce membre est le seul à montrer des figures sédimentaires (plaquettes lumachelliques) interprétées comme des indices d'influence des tempêtes. De plus, une faune diversifiée mais côtière souligne une ouverture nette mais limitée sur le large (extrême rareté des Céphalopodes). Par rapport aux sables d'Hydrequent, la dynamique reste essentiellement transgressive. Dans cet ensemble, interprété comme la séquence Seq.2, il est difficile

d'appréhender le mode d'empilement des unités élémentaires (séquences de faciès) à cause d'une trop forte condensation; celle-ci reflète certainement une rétrogradation rapide généralement décrite dans les prismes transgressifs.

Le toit de cette séquence Seq.2 (qui ne coïncide pas exactement avec le toit du membre A) est souligné par un mince liseré charbonneux avec traces de racines interprété comme une limite de séquence génétique. Cette surface ne montre pas les critères d'une surface d'inondation maximale; au contraire, les dépôts qui la surmontent (fin du membre A) sont de milieux supra- à subtidaux marquant une chute du niveau marin relatif.

Par manque de précision des datations, il est impossible de bien dater cette séquence. Grâce aux palynomorphes (Vidier *et al.*, 1995), elle serait d'âge Bajocien supérieur-Bathonien inférieur, et inscrite dans la dynamique transgressive du cycle de second ordre initié à l'Aalénien supérieur; elle pourrait être proche de son maximum d'inondation et correspondre, plus ou moins partiellement, à la séquence B15.

b) membres B et C

Bien qu'affectée de rapides et nombreuses variations latérales, cette série montre une évolution verticale générale depuis des faciès marneux riches en organismes, vers des calcaires granulaires, oïdiques; elle semble correspondre à un cycle complet de variation du niveau marin (approfondissement-diminution de profondeur) qui constitue la séquence génétique Seq.3. La surface qui termine cet ensemble est très variable en aspect, mais souligne toujours une nette rupture stratonomique.

Les données bio-lithofaciologiques et leur interprétation séquentielle déterminent un maximum d'inondation à la partie moyenne du membre B de la formation de Leulinghen. Brachiopodes, dinokystes et rares ammonites indiquent le Bajocien supérieur - Bathonien inférieur (zone à Zigzag?); cet âge est concordant avec les changements majeurs intervenant au pic de transgression du cycle de second ordre T7-R7, qui précède, dans le bassin anglo-parisien, la mise en place du vaste complexe de plates-formes carbonatées au Bathonien. Les ammonites, même si elles sont rares et vraisemblablement flottées et échouées, viennent à l'appui de l'hypothèse d'un maximum d'inondation qui serait celui de la séquence B1 daté de la base de la zone à Zigzag.

La surface sommitale du membre C est une limite majeure à laquelle, dans le Boulonnais, serait associée une lacune. Celle-ci serait articulée autour du maximum régressif, daté ailleurs dans le bassin anglo-parisien de la zone à Morrissi (Jacquin *et al.*, 1992; Hardenbol *et al.*, 1996) intervenant à la limite entre les cycles de second ordre T7/R7 et T8-R8; elle intéresserait le sommet du Bathonien inférieur et la majeure partie du Bathonien moyen, oblitérant les séquences Bt2 et Bt3.

c) membre D

Les caractéristiques bio-lithofaciologiques indiquent une ouverture sur le milieu marin franc. Le caractère transgressif de chaque séquence de faciès est souligné par la faune et par la présence de glauconie. Le membre D, dont le toit serait une surface d'inondation maximale, est interprété comme l'intervalle transgressif de la séquence Seq.4.

L'association à *Lotharingella woevrica* et *Ornithella bathonica* (niveau-repère F2), caractérise généralement le cortège transgressif de la séquence Bt4 (Garcia *et al.*, 1996), qui débute à la fin du Bathonien moyen, dans la zone à Morrissi, et dont le maximum d'inondation est daté de la zone à Hodsoni, base du Bathonien supérieur.

C) "FORMATION DE MARQUISE-RINXENT"

(= Calcaires de Rinxent *auct. pars.* et Oolithe de Marquise *auct.*.)

Coupes de référence: coupe de la Z.A.C. de Rinxent (membre de Rinxent et membre de Marquise; fig. 11) et coupe de Castelbrune (membre de Castelbrune; fig. 13).

1) Lithostratigraphie

- caractéristiques: 10m environ - Calcaire jaunâtre, oïdique, d'abord en gros bancs à la base, avec de minces passées peu indurées finement gréseuses puis, dans la partie supérieure, en petits bancs à nombreuses surfaces durcies et/ou incrustées de coquilles et ferruginisées. Faune diversifiée de brachiopodes vers la base; assemblages monospécifiques vers le haut.

- limite inférieure: calcaires oïdiques reposant sur la surface durcie, perforée, érodée et incrustée d'huîtres qui termine la formation de Leulinghen (ZAC de Rinxent; pied du pont de la gare de Rinxent).

- limite supérieure: surface durcie très ferruginisée des calcaires oïdiques des coupes de Castelbrune et de la ZAC de Rinxent; elle coiffe directement les calcaires ou s'exprime au dessus d'un niveau décimétrique d'altérites ou de silts grisâtres à débris végétaux, surmonté d'un mince banc de calcaire initialement granulaire, micritisé et ferruginisé.

- subdivisions: il n'est *a priori* pas aisé de subdiviser ces calcaires oïdiques. Cependant, sur des critères de stratonomie, de texture et de nature des grains, on distingue:

*un membre inférieur ou membre de Rinxent: bancs métriques d'oomicrites ou d'oomicrosparites à texture relativement lâche de type wackestone à packstone;

*un membre moyen ou membre de Marquise: bancs pluridécimétriques d'oosparites à texture de type grainstone, où toutes les surfaces de bancs sont marquées par des phénomènes d'induration, une bioturbation intense, des incrustations d'huîtres, etc...;

*un membre supérieur ou membre de Castelbrune: bancs métriques de grainstones (calibrage bimodal) à nombreux intraclastes roulés; ce membre est discontinu (érosion locale immédiatement postérieure au dépôt).

2) Biostratigraphie

a) membre de Rinxent

Les brachiopodes sont très abondants. Ils forment des niveaux récurrents, retrouvés dans tout le domaine d'étude. L'association est identique à celle du membre D de la formation de Leulinghen, mais les populations sont plus riches et plus diversifiées: niveau-repère F2, association à *Lotharingella woevrica* et *Ornithella bathonica*. Cette association se retrouve à plusieurs niveaux du membre de Rinxent, à la base de chaque paraséquence (niveaux-repères F2a, F2b, F2c, F2d).

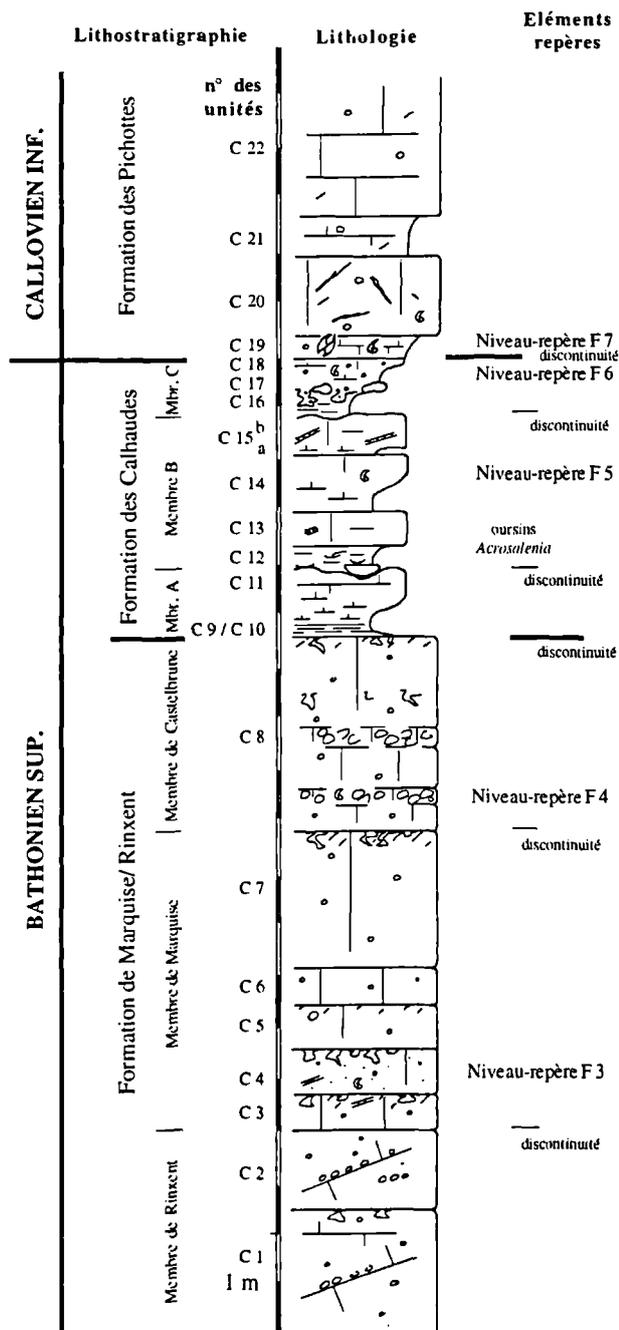


Fig. 13. — Coupe de Castelbrune; tranchée de la D 127 e, déviation de Rinxent (Commune de Réty).

Fig. 13. — Section of Castelbrune road cutting of the D 127 e, diversion of Rinxent (Réty District).

Ces niveaux sont équivalents aux niveaux à *Kallirhynchia concinna* de Bonte *et al.* (1958) et de Laurin (1980, 1984). Seul Rigaux (1889) avait perçu la grande diversité de cette association car il cite: *Kallirhynchia concinna*, *Terebratula globata* et *Zeilleria obovata*.

Le niveau-repère F2 comporte des éléments très répandus dans le bassin Anglo-parisien: base du Bathonien supérieur de Lorraine (Laurin, 1984; Mangold *et al.* 1994); Bathonien moyen du Poitou (Gonnin *et al.* 1994); "Ornithella beds" d'Angleterre datés de la zone à Hodsoni, base du Bathonien supérieur (Cope 1980). *Lotharingella woevricea* et *Ornithella bathonica* sont des espèces de la zone 12 de Alméras *et al.*

(1990, 1994, 1995), du Bathonien moyen-Bathonien supérieur *pro parte*. Cette association est caractéristique du cortège transgressif de la séquence Bt4 (Garcia *et al.*, 1996) daté du début du Bathonien supérieur (zone à Hodsoni). Cet âge est donc attribué aux sédiments du membre de Rinxent, dans lequel persiste d'ailleurs le nautilite *Procymatoceras subtruncatum*.

b) membre de Marquise

Dans l'"Oolithe de Marquise", qui correspond ici au seul membre de Marquise de la formation de Marquise-Rinxent, Dutertre (1926 b) cite un fragment de *Perisphinctidae* non déterminable; ce serait le seul céphalopode répertorié dans ces calcaires. Plusieurs lits très fossilifères à brachiopodes, niveau-repère F3, sont recensés; un seul a été retrouvé dans plusieurs coupes (niveau-repère F3a des coupes de Castelbrune, de la ZAC de Rinxent et de l'Herpont). On reconnaît, des associations à *Burmhirynchia hopkinsi*, *B. turgida*, *B. turgida latifrons* et *Epithyrus oxonica*, mais aussi des lumachelles à *B. hopkinsi* seule.

Ces espèces sont connues dans le Bathonien moyen et supérieur de la Creuse et des Ardennes (Laurin 1984). En Lorraine, *B. hopkinsi* succède aux niveaux à *Lotharingella woevricea* et *Ornithella bathonica* (Garcia 1993). En Angleterre, *B. hopkinsi*, signalée par Arkell (1933) dans la "Great Oolithe", dans la même position qu'en Lorraine, est datée du Bathonien supérieur, zone à Aspidoides (Cope, 1980), équivalent partiel de la zone Hodsoni et de la zone à Orbis (= zone à *Retrocostatum*, sous-zone à *Blanazense*).

Pour Alméras *et al.* (1990, 1994, 1995), ces taxons sont caractéristiques de la zone 12 (Bathonien moyen, Bathonien Supérieur *pro parte*); ils se rencontrent dans le cortège de haut niveau de la séquence Bt4 (Garcia *et al.*, 1996) daté du Bathonien supérieur (sommet de la zone à Hodsoni et base de la zone à Orbis). Le membre de Marquise se place donc très vraisemblablement dans la partie moyenne du Bathonien supérieur (zone à Orbis).

c) membre de Castelbrune

Burmhirynchia thierachensis est citée pour la première fois dans le Boulonnais (niveau-repère F4). Ce taxon est connu dans les Ardennes; en Bourgogne, il a été récolté dans le sommet des calcaires de Comblanchien.

Ce niveau-repère F4 correspond à la zone 14, sous-zone 14a de Alméras *et al.* (1990, 1994, 1995) corrélée avec la zone à *Discus*, sous-zone à *Hollandi* du Bathonien supérieur. Garcia (1993) relie ces niveaux-repères à *B. thierachensis* à ceux datés par ammonites du sommet du Bathonien supérieur, zone à *Discus*, sous-zone à *Hollandi* en Bourgogne. Outre l'attribution du membre de Castelbrune à un Bathonien supérieur très élevé, cette découverte en Boulonnais permet de corréler les niveaux-repères F3 à *B. hopkinsi* et *B. turgida* du membre de Marquise avec les niveaux-repères à *Burmhirynchia icaunensis* ou *B. semiglobosa* de l'Oolithe blanche de l'Ouest de la plate-forme bourguignonne (Garcia 1993), où de même, ce faciès est surmontée par la formation de Comblanchien à *B. thierachensis*.

3) Séquences de faciès et environnements de dépôt

a) membre de Rinxent

Des séquences élémentaires de faciès métriques (FS5; jusqu'à 2 mètres d'épaisseur) composent le membre de

Rinxent. Elles débutent par un lit centimétrique à décimétrique, quelquefois individualisé en banc argilo-gréseux à peloïdes, suivi d'une masse de calcaire ooïdique et/ou à peloïdes. Quelques unes de ces séquences montrent un granoclassement décroissant; certaines sont à litages obliques. Une compaction affecte plus intensément la partie inférieure que la partie supérieure de ces séquences. La faune (brachiopodes du niveau-repère F2) est généralement concentrée à la base. Elles ont été déposées en milieu inter- à infratidal de plate-forme à sédimentation carbonatée (plate-forme oolithique) (Accretionary rimmed shelf, Burchette & Wright, 1992).

b) membre de Marquise

Il présente des séquences élémentaires (FS6) assez semblables aux précédentes, mais plus réduites en épaisseur, (0,40 à 0,50m), à calcaires uniquement ooïdiques et cimentations précoces et/ou micritisations au toit de chacune d'elles, sur un à quelques millimètres d'épaisseur. Elles témoignent de milieux plus superficiels avec indices d'émersion: environnement inter- à infratidal de plate-forme carbonatée (plate-forme oolithique).

c) membre de Castelbrune

Son motif séquentiel est apparemment identique à celui du membre de Marquise.

4) Bilan bio-chronostratigraphique et séquentiel

a) membre de Rinxent

Les séquences élémentaires de faciès épaisses et leur richesse en oolithes suggèrent des milieux de dépôt qui évoluent peu, avec un équilibre entre potentiel d'accommodation et vitesse de sédimentation. Cet empilement, de type agrasant, montre une géométrie qui caractérise en général la base des prismes de haut niveau inférieur (Jacquin *et al.*, 1992).

La surface sommitale du membre D de Leulinghen sous-jacent, interprété comme le cortège transgressif de la séquence Seq.4, marque plus, semble-t-il, un changement de physiographie, qu'une véritable chute du niveau marin (Vidier *et al.*, 1995). En effet, dans ce contexte à topographie très peu accusée, une élévation relative, même faible, du niveau marin, ennoie un très vaste territoire. Sur ce dernier, la sédimentation oolithique tend à combler rapidement l'espace disponible, jusqu'à se trouver en équilibre avec cette élévation. Le résultat est la mise en place d'une succession de paraséquences, d'abord en agradation, puis avec une forte composante progradante; celle-ci devient majeure dans le prisme de haut niveau supérieur qui débute après stabilisation du niveau marin, avant sa chute (Jacquin *et al.*, 1992).

Ces caractères se retrouvent dans le membre de Rinxent, interprété comme le prisme de haut niveau de la séquence Seq.4. Sa surface sommitale est marquée par une rupture stratonomique majeure et un renouvellement de faune soulignant une limite de séquence.

Les faunes (brachiopodes du niveau-repère F2 et nautilus) et l'analyse séquentielle permettent de rapporter le membre de Rinxent au prisme de haut niveau de la séquence Bt4 daté du début du Bathonien supérieur (zone à Hodsoni).

b) membre de Marquise

Il est caractérisé par un profond renouvellement des faunes, de nombreux arrêts de sédimentation et l'interruption des apports détritiques. La source distributrice des détritiques devient sans doute trop éloignée pour que ce matériel parvienne encore jusqu'à ces régions du Boulonnais. D'un point de vue paléoprofondeur, les environnements se placent probablement dans des milieux frangeants typiques des plates-formes à sédimentation oolithique. Ce membre est alors interprété comme le cortège transgressif d'une séquence Seq.5 dont la surface d'inondation maximum coïncide avec le toit du membre de Marquise.

Les éléments de datation sont les brachiopodes (niveaux-repères F3, associations à *Burmihynchia turgida* et à *B. hopkinsi*), indirectement corrélés avec la zone à Retrocostatum ? (=sommet de la zone à Hodsoni et zone à Orbis) du Bathonien supérieur. Cette position stratigraphique, permet de corréler cet intervalle transgressif avec celui de la séquence Bt5.

c) membre de Castelbrune

Mal connu, il se distingue du membre de Marquise par des bancs plus épais, de très nombreux lithoclastes et un renouvellement des faunes. La surface d'inondation maximum du toit du membre de Marquise est vraisemblablement celle à partir de laquelle la disposition en progradation commence à s'exprimer.

Par rapport à l'ensemble des séries précédentes, et sachant que les phénomènes de lithification précoce n'ont vraiment débuté que dans le membre de Marquise (cortège transgressif), des éléments figurés (clastes) peuvent donc se retrouver dans ce prisme, le démantèlement des sédiments et l'élaboration de ces éléments intervenant à la faveur de la chute du niveau marin. Cette chute se poursuit jusqu'à une émersion manifeste à son toit (paléoaltérites, racines, etc.). Elle peut conduire à l'érosion totale du membre de Castelbrune et de la partie supérieure du membre de Marquise.

Ce membre est considéré comme le prisme de haut niveau de la séquence Seq.5. La faune récoltée (*Burmihynchia thierachensis*) permet de le dater de la sous-zone à Hollandi du Bathonien terminal et de le rapprocher de celui de la séquence Bt5.

D) "FORMATION DES CALHAUDES" (= Marnes des Calhaudes *auct.*)

Coupe de référence: coupe de Castelbrune (fig. 13).

1) Lithostratigraphie

- caractéristiques: 2,50 m environ- Succession de quatre rythmes argilo- à marno-calcaires; à la base, un niveau décimétrique d'argile noire feuilletée, suivi de quelques centimètres de laminites marneuses blanches à vertes. Abondante faune d'oursins et de brachiopodes plutôt localisée respectivement dans le second et le troisième rythme; le dernier, argilo-marneux, de teinte brune, contient des oolithes ferrugineuses et s'enrichit en brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes et quelques ammonites.

- limite inférieure: mince interbanc d'argile noire laminée reposant sur la surface ferruginisée des calcaires de la formation de Marquise-Rinxent (coupe de Castelbrune).

- limite supérieure: surface intensément bioturbée, localement légèrement ravinante (toit du banc à oolithes ferrugineuses de la coupe de Castelbrune).

- subdivisions:

* membre A - Argile feuilletée noire et alternance marno-calcaire à base laminée (laminés verts et blancs d'épaisseur millimétrique) et à surface sommitale particulièrement marquée, incrustée par des huîtres. De minces altérites s'intercalent localement sur la surface perforée des calcaires oolithiques de la formation de Marquise-Rinxent.

* membre B - Ensemble de deux alternances marno-calcaires à faune d'oursins et brachiopodes; surface de ravinement particulièrement marquée au toit.

* membre C - Alternance argilo-calcaire de teinte brune à oolithes ferrugineuses. A la base, un lithofaciès argileux peut être localement distingué et séparé de la partie "marno-calcaire à oolithes ferrugineuses". Une surface intensément bioturbée et un lit de galets de calcaire marneux coiffent alors le banc argileux. Les marnes à oolithes ferrugineuses pénètrent profondément dans le banc argileux par des bioturbations donnant l'impression que tout cet ensemble contient des oolithes ferrugineuses, plus fines et nombreuses à la base qu'au sommet. La faune est particulièrement riche en brachiopodes, gastéropodes, lamellibranches, rares madréporaires (forme "solitaire") et ammonites.

2) Biostratigraphie

a) membre A

Aucune macrofaune typique n'est à signaler (une étude palynologique est en cours).

b) membre B

Dans le "calcaire marneux à *Burmirhynchia elegantula*", qui correspond au membre B de la formation des Calhaudes, Legay a récolté le moule d'une grande ammonite rapportée postérieurement à *Clydoniceras discus* (Dutertre 1926 b).

Il livre une abondante faune d'oursins réguliers (*Acrosalenia*) et de *Burmirhynchia elegantula* (niveau-repère F5), espèce largement répandue dans le bassin parisien (Laurin 1984; Garcia 1993). Ces lumachelles à *B. elegantula* caractérisent le cortège de bas niveau de la séquence Ca0 (Garcia *et al.*, 1996), datée de la zone à *Discus*. Alméras *et al.* (1990, 1994, 1995) placent ce taxon dans leur zone 14, corrélée avec la zone à *Discus*. Plus précisément, dans de nombreuses régions du bassin de Paris, notamment en Bourgogne, cette espèce semble même très caractéristique du Bathonien terminal, zone à *Discus*, sous-zone à *Discus*.

c) membre C

Le membre C de la formation des Calhaudes a régulièrement livré aux anciens auteurs des ammonites de la sous-zone à *Discus* du Bathonien terminal: *Clydoniceras discus*, *C. blakei*, *C. hostetteri* et *Delecticeras legayi* (Magniez *et al.*, 1984). Celles-ci n'ont été retrouvées en affleurement que dans le secteur Le Waast-Belle.

De minces lits et bancs de marnes et calcaires à oolithes ferrugineuses contiennent une riche faune de brachiopodes (niveau-repère F6, association à *Kutchirhynchia morieri* et

Eudesia multicosata) avec, en plus des espèces-indices: *Kallirhynchia yaxleyensis*, *Cererithyris intermedia* et *Obovothyris obovata*. Ces taxons sont communs en Bourgogne et en Ardenne (Laurin 1984), et en Angleterre (Lower Cornbrash, "*intermedia* beds", "*obovata* beds"; Douglas et Arkell 1932). Comme dans le Boulonnais, ils sont associés à des ammonites de la sous-zone à *Discus*. Dans la zonation d'Alméras *et al.* (1990, 1994, 1995) cette association est rapportée à la zone 14, sous-zone 14b; elle caractérise le cortège transgressif de la séquence Ca0 (Garcia *et al.*, 1996). L'âge Bathonien terminal, zone à *Discus*, sous-zone à *Discus* du membre C de la formation des Calhaudes, ne fait donc aucun doute.

3) Séquences de faciès et environnements de dépôt

Les séquences élémentaires (FS7) de la formation des Calhaudes sont décimétriques (0,40m en moyenne); à la base, elles comportent un interbanc argileux ou marneux, puis un banc de calcaire marneux. La première séquence débute par une argile noire laminée; la dernière est caractérisée par l'abondance des oolithes ferrugineuses, une riche faune benthique (niveau-repère F6) et quelques ammonites. L'environnement est considéré comme supra- à infratidal, sur une plate-forme ennoyée à sédimentation argilo-carbonatée (Read, 1985).

4) Bilan bio-chronostratigraphique et séquentiel

Le caractère transgressif de ces dépôts est particulièrement clair au vu de la composition faunique et floristique de chaque séquence élémentaire et de leurs critères sédimentologiques. La succession débute avec des dépôts lenticulaires (membre A) interprétés comme des paléaltérites; ceux-ci sont surmontés d'argiles noires feuilletées puis de marnes finement laminées (laminations algaires) où la macrofaune est rare mais où abondent les oogones de Charophytes. Dans les séquences élémentaires suivantes (membre B), on voit successivement apparaître, les échinides réguliers, des petits biohermes à madréporaires ("patches reefs"), la faune monospécifique de brachiopodes (niveau-repère F5 à *Burmirhynchia elegantula*). Enfin, dans des sédiments à oolithe ferrugineuse et glauconie (membre C), les associations benthiques sont très diversifiées, dont celle à *Kutchirhynchia morieri* et *Eudesia multicosata* (niveau-repère F6) et quelques ammonites du genre *Clydoniceras*.

La surface sommitale de cet ensemble est interprétée comme une surface de ravinement; de plus, elle est marquée par une rupture lithologique (limite supérieure de la formation des Calhaudes), stratonomique et un renouvellement complet des faunes de brachiopodes et d'ammonites: elle est donc considérée comme une limite de séquence. Cependant, cet ensemble, séquence Seq. 6, ne représente que le cortège transgressif d'une séquence incomplète (absence des dépôts de haut niveau vraisemblablement par suite d'une érosion soulignée par la surface de ravinement) qui, datée de la sous-zone à *Discus* du Bathonien terminal, est mise en équivalence partielle de la séquence Ca0.

E) "FORMATION DES PICHOTTES" (= Calcaires des Pichottes *auct.*)

Coupe de référence: aucune coupe ne permet de voir cette formation dans son intégralité. Elle fut partiellement visible le long de la D 127 dans la déviation de Rinxent et sa base est encore visible dans le sommet de la coupe de Castelbrune (fig. 13).

1) Lithostratigraphie

- caractéristiques: 4m - Calcaires oobioclastiques indurés à passées décimétriques plus meubles; faune de nombreux brachiopodes localisée vers la base.

- limite inférieure: elle n'est pas toujours nette, sauf localement lorsqu'elle présente un caractère ravinant. Le plus souvent, le contact avec la formation sous-jacente des Calhaudes est réalisé par une mince assise marneuse où la présence d'organismes tels que les *Pholadomyes* démontre un ralentissement de la sédimentation favorisant l'implantation de cette endofaune. Aucune subdivision n'a pu être réalisée.

- limite supérieure: surface de ravinement ferruginisée.

2) Biostratigraphie

La formation des Pichottes a autrefois fourni quelques *Macrocephalites sp.* et *Homoeöplanulites sp.* pouvant être rapportés à la zone à *Herveyi*, sous-zone à *Kamptus* (= zone à *Bullatus*/*Macrocephalus*), sous-zone à *Kamptus* ou à la zone à *Koenigi*, sous-zone à *Gowerianus* (= zone à Calloviense, sous-zone à *Koenigi*, in Magniez *et al.*, 1984). Malgré l'absence d'indications sur la place précise de ces ammonites dans la formation des Pichottes, du fait de la faible épaisseur de cette formation et de ses faciès typiques, leur position dans la succession des unités lithologiques du Boulonnais ne fait aucun doute.

Cet âge est appuyé par les brachiopodes dont la distribution à la base de paraséquences, évoque celle observée dans le membre de Rincent, avec: *Ornithella lagenalis*, *Lotharingella gremifera* et *Cererithyris nutiensis*, (association à *Ornithella lagenalis* et *Lotharingella gremifera*, niveau-repère F7). Ces faunes sont bien connues en Angleterre dans le Upper Cornbrash (Douglas et Arkell, 1932) et en Bourgogne (Garcia, 1993). Dans la zonation de Alméras *et al.* (1990, 1994, 1995) cette association est située dans la zone 16, horizon 16a, corrélée avec la zone à *Macrocephalus*, sous-zone à *Macrocephalus pars.* et la sous-zone à *Kamptus* (= zone à *Herveyi*, sous-zone à *Kamptus*) de la base du Callovien inférieur; elle caractérise le cortège transgressif de la séquence Cal du Callovien inférieur (Garcia *et al.*, 1996).

Aucune faune caractéristique de l'extrême base du Callovien n'a été récoltée; l'absence de la sous-zone à *Keppleri* et de la sous-zone à *Terebratus* (= partie inférieure de la zone à *Bullatus*/*Macrocephalus*) est probable étant donné le contexte sédimentaire et séquentiel. En conclusion, ammonites et brachiopodes contribuent donc à dater cette formation du Callovien inférieur, zone à *Herveyi*, sous-zone à *Kamptus* ou zone à *Koenigi*, sous-zone à *Gowerianus*.

3) Séquences de faciès et environnements de dépôt

Le motif séquentiel est du type FS5, identique à celui du membre de Rincent, mais chaque séquence est plus réduite (décimétrique). De même, elles témoignent d'un milieu inter-à infratidal à sédimentation carbonatée (plate-forme oolithique), périodiquement ennoyé (minces interbanes marneux à rares ammonites manifestement flottées).

4) Bilan bio-chronostratigraphique et séquentiel

Bien que l'on dispose de rares coupes pour illustrer cette formation, l'épaisseur métrique des séquences élémentaires et

leur mode d'empilement ne montrent pas une grande évolution des milieux de dépôt et plaident en faveur d'une géométrie de style agrandant qui se rencontre en général dans la partie inférieure des prismes de haut niveau (Jacquin *et al.* 1992).

Les caractères bio-lithofaciologiques et les surfaces de ravinement qui l'encadrent, suggèrent une séquence Seq. 7 incomplète, dépourvue de son cortège transgressif; cette déduction est appuyée, surtout pour sa base, par l'existence d'une lacune correspondant aux premières sous-zones du Callovien.

La surface sommitale de ce prisme est marquée par de profondes modifications biosédimentaires. Au dessus, les dépôts d'abord condensés (Marne ferrugineuse de Belle) deviennent plus argileux (Argiles de Montaubert et du Coquillot) du groupe de Le Waast (Dogger argileux) et riches en céphalopodes; les brachiopodes, très nombreux dans toutes les formations précédentes du groupe de Marquise (Dogger calcaire), se raréfient. Pour ces raisons cette surface est interprétée comme une limite de séquence de 3ème ordre.

L'âge Callovien inférieur, zone à *Herveyi*, sous-zone à *Kamptus* et/ou zone à *Koenigi*, sous-zone à *Gowerianus*, donné par les ammonites et les brachiopodes, permet de placer cette formation en équivalent partiel de la séquence Cal.

F) "MARNE DE BELLE"

(= Marne ferrugineuse de Belle *auct.*)

Coupe de référence: actuellement, aucun affleurement ne permet d'observer cette formation; elle a été étudiée au moment des travaux de terrassement de l'échangeur n° 7, dans le talus de l'A 16, à hauteur du Mont de Cape (fig. 14).

1) Lithostratigraphie

- caractéristiques: 0 à 0,40m; exceptionnellement 2m - Sable et argile à galets de calcaire à oolithes ferrugineuses; faune très abondante, diversifiée (ammonites, bélemnites, lamellibranches, mais rares brachiopodes et échinides), souvent très roulée. Localement, cette unité se présente en lentilles lumachelliques à Gryphées noyées dans des argiles. Elle est toujours trop altérée pour pouvoir être décrite de manière plus précise.

- limite inférieure: surface de ravinement ferruginisée au toit des calcaires oobioclastiques de la formation des Pichottes.

- limite supérieure: le contact avec les argiles de Montaubert est parfois très tranché (surface de ravinement), soulignant un repère majeur entre la sédimentation calcaire et la sédimentation argileuse. Parfois, cette formation est difficilement dissociable des argiles de Montaubert, du fait de son caractère réduit et discontinu.

2) Biostratigraphie

Depuis la révision du matériel en collection (Magniez *et al.* 1984) cette mince unité est bien datée. La faune à *Sigaloceras calloviense*, *Kepplerites trichophorus*, *Proplanulites teisseyri*, *P. basileus*, *Cadoceras tolype* et *Cadoceras modiolare* indique le sommet de la zone à *Koenigi*, (sous-zone à *Curtilobus* et sous-zone à *Galilei*) et la base de la zone à Calloviense (sous-zone à Calloviense).

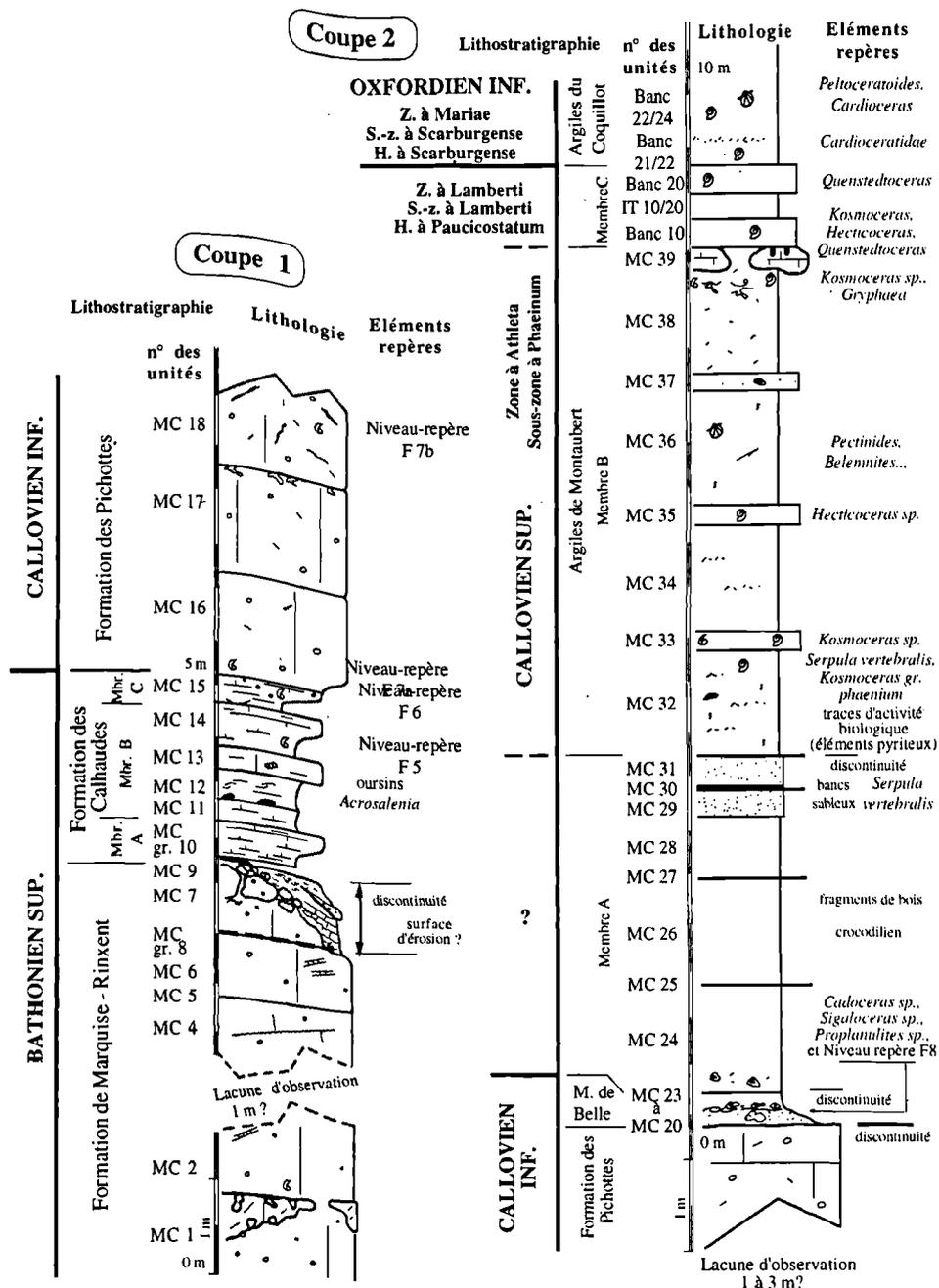


Fig. 14. — Coupes du Mont de Cape, talus de la tranchée de l'A 16 près de l'échangeur n° 7 (Commune de Marquise).

Fig. 14. — Section of Mont de Cape road cutting of the highway A 16, near the exit n° 7 (Marquise District).

Ces faunes ont été retrouvées à l'affleurement près de Belle et à l'Ouest de Marquise, mais le détail de la succession lithologique et la position exacte des ammonites dans cette succession restent mal connus. La coupe du Mont de Cape, où cette formation atteint 0,40m, a livré la faune typique de ce niveau mais sans stratigraphie précise à cause d'une forte condensation. A Leulinghen, la Marne ferrugineuse de Belle est aussi très mince (0,20m), mais malheureusement elle n'est pas fossilifère. Dans les fondations de l'OA2 de l'échangeur de le Waast sur la RN42, la Marne de Belle est plus épaisse (2m) mais elle est de nouveau dépourvue d'ammonites.

La condensation ou la concentration évidente de ces dépôts ferrugineux, leurs rapides variations d'épaisseur et leur

disposition géométrique lenticulaire, suggèrent l'existence de lacunes.

Des brachiopodes du niveau-repère F8, association à *Ornithella lagenalis* et *Lotharingella leedsii*, ont été récoltés sur les différentes coupes et à l'affleurement dans la région de Belle. Outre les espèces-indice, on trouve *Septaliphoria aff. orbignyana* et *Kallirhynchia* sp.. Ces taxons sont largement répandus dans le bassin anglo-parisien (Bourgogne, Normandie, Maine, sondage du centre du bassin de Paris et pays de Bray, Garcia, 1993; dans les "Kellaways beds", Page, 1989) où ils accompagnent de riches faunes d'ammonites du Callovien inférieur: zones à *Koenigi pars.* et *Calloviense pars.*

3) Séquences de faciès et environnements de dépôt

Par manque de bons affleurements, on connaît mal cette formation et les motifs séquentiels sont inconnus. Il est toutefois certain que ces dépôts, toujours réduits en épaisseur, sont fortement condensés, sinon remaniés.

4) Bilan bio-chronostratigraphique et séquentiel

La surface sommitale de cet ensemble n'a été observée qu'à Leulinghen (coupes de l'autoroute A16); elle montre un passage brutal entre les faciès ferrugineux et les faciès argileux verdâtres typiques des Argiles de Montaubert. Elle est interprétée comme une limite de séquence correspondant à un intervalle condensé (séquence Seq.8). Une telle condensation, suivie d'une rupture sédimentaire majeure, marque vraisemblablement une rétrogradation rapide avec ennoiement de la "plate forme bathono-calloviennne".

Les faunes d'ammonites et de brachiopodes répertoriées suggèrent que ces dépôts représentent probablement l'essentiel du Callovien inférieur (du sommet de la zone à Koenigi, sous-zone à Curtilobus et sous-zone à Galilei jusqu'à la base de la zone à Calloviense, sous-zone à Calloviense), correspondant plus ou moins aux séquences Ca2 et Ca3.

Jusqu'à présent, aucun indice de l'extrême sommet du Callovien inférieur (zone à Calloviense, sous-zone à Enodatum) et de la totalité du Callovien moyen n'a été répertorié, suggérant une importante lacune. Au dessus, le Callovien supérieur (Zone à Athleta, sous-zone à Phaeinum) débute dans la base des Argiles de Montaubert; la séquence Ca4 (base du Callovien moyen, Zone à Jason) serait alors absente.

G) "ARGILES DE MONTAUBERT" (= Argiles de Montaubert ou Argiles à *Serpula vertebralis auct.*)

Coupes de référence: actuellement, cette formation est bien visible dans les tranchées de la déviation de la RN 42 au Sud de Le Waast, entre Le Plouy et Colombert; une coupe de référence sera choisie dans l'un des sites étudiés (OA 2 et OA 3; fig. 15 et 16), en fonction des possibilités d'observation suite aux aménagements définitifs.

1) Lithostratigraphie

- caractéristiques: 8 à 10m - Argiles verdâtres, finement bioclastiques, à lits gréseux et bancs décimétriques légèrement calcaires. Faune à *Serpula vertebralis*, pectinidés et ammonites; présence de fragments ligniteux et de restes de crocodiliens.

- limite inférieure: surface de ravinement au toit de la Marne de Belle.

- limite supérieure: toit du banc 20 au Mont de Cape (Vidier *et al.*, 1993) et son équivalent, le toit du banc 190 de l'OA 3 de Plouy-Colembert.

- subdivisions:

* membre A - 2 à 3m, argiles verdâtres très peu fossilifères (débris de crocodiliens marins et fragments de bois carbonisés) à passées plus sableuses et lits gréseux.

* membre B - 6 à 7m, argiles verdâtres à bancs de calcaire très argileux décimétriques. Faune plus abondante à la base et

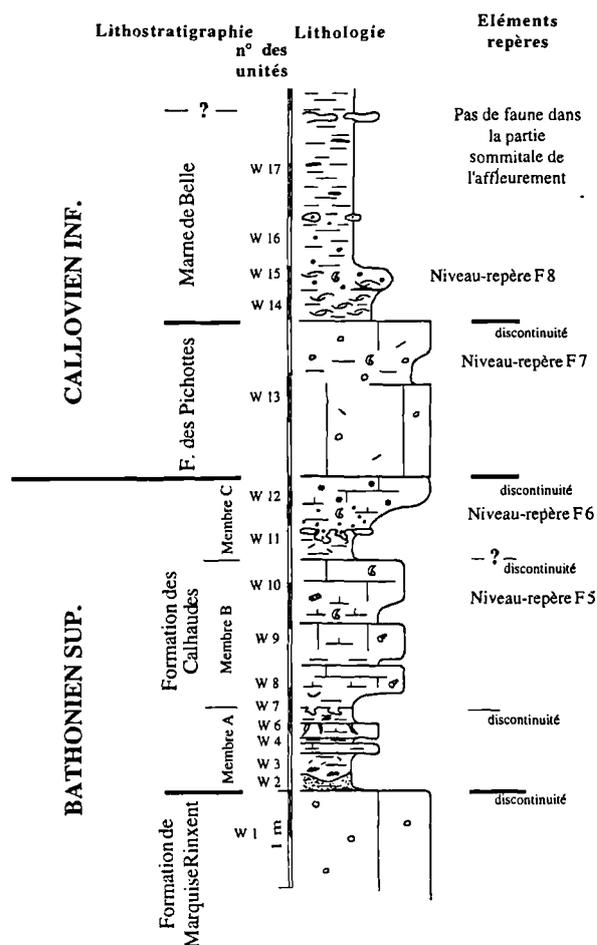


Fig. 15. — Coupe de l'ouvrage d'art n° 2 (OA 2), partie Ouest du talus de la tranchée de la déviation de la RN 42 de Le Plouy-Colembert au Sud de Le Waast (Commune de Le Waast.).

Fig. 15. — Section of the bridge n° 2 (OA 2), West part of the road cutting diversion of the R.N. 42 South of Le Waast, near Le Plouy-Colembert (Le Waast District).

au sommet, avec *Serpula vertebralis* (d'où leur nom d' "Argiles à *Serpula vertebralis*" introduit par Pellat), lamellibranches pectinidés, bélemnites, ammonites.

* membre C - 1 à 1,50m, deux bancs de calcaires argileux très riches en ammonites (bancs 10 et 20 in Vidier *et al.*, 1993), séparés par un banc d'argile sombre. Cette trilogie correspond au "Calcaire marneux fissile" de Pellat (1878).

2) Biostratigraphie

a) membre A

Aucune macrofaune caractéristique n'a été récoltée dans ce membre très peu fossilifère, excepté quelques fragments de bois et des restes de crocodiliens du genre *Steneosaurus*, considéré comme peu adapté au milieu marin.

b) membre B

A la base, la faune est pauvre en ammonites déterminables, mais riche en bivalves et gastéropodes. Au dessus du premier mètre, la faune ammonitique est plus fréquente avec *Kosmoceras phaeinum*, *K. aff. spiculatum*, *K. cf. zugium interpositum*, *K. aculeatum*, *K. aff. acutistriatum*,

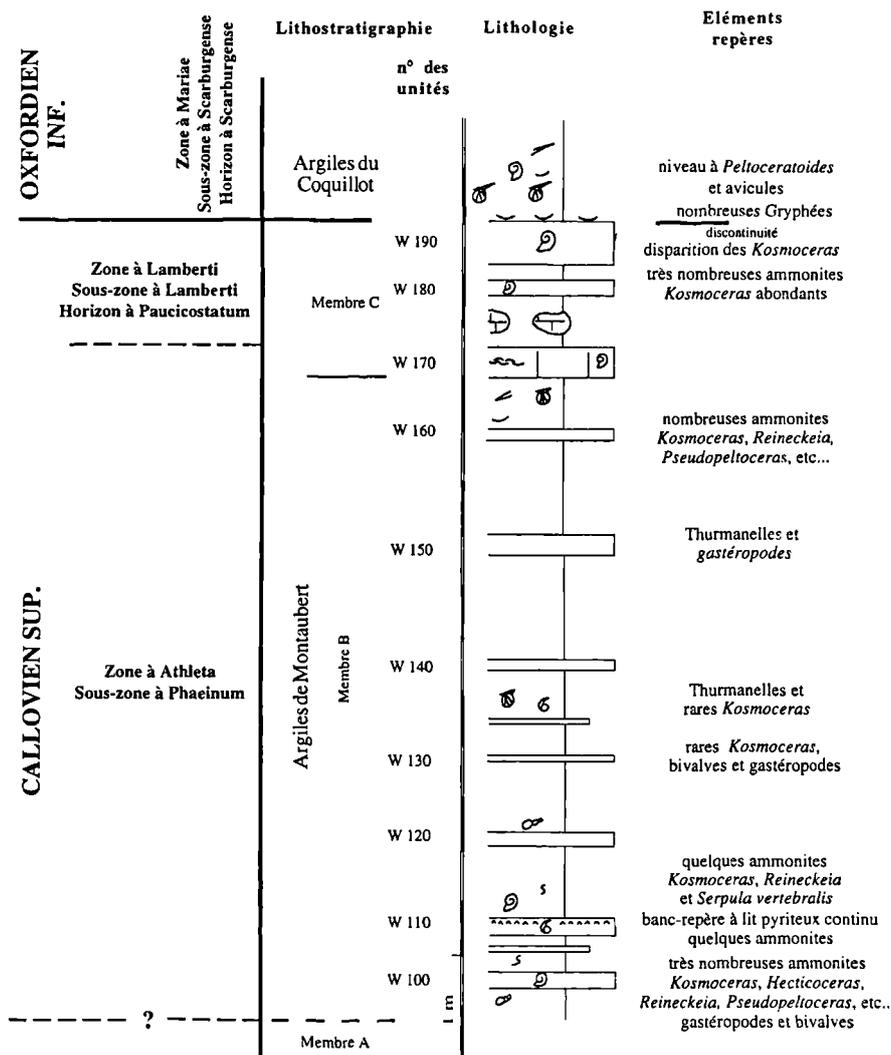


Fig. 16. — Coupe de l'ouvrage d'art n° 3 (OA 3), partie Est du talus de la tranchée de la déviation de la RN 42 de Le Plouy-Colembert au Sud de Le Waast (Commune de Le Waast.).

Fig. 16. — Section of the bridge n° 3 (OA 3), East part of the road cutting diversion of the R.N. 42 South of Le Waast, near Le Plouy-Colembert (Le Waast District).

Rehmania aff. rota, *Binatisphinctes comptoni*, *Hecticoceras metomphalum*, *Pseudopeltoceras leckenbyi*. Le genre *Reineckeia* est signalé pour la première fois dans ce secteur du bassin de Paris (coupe du Mont de Cape et coupe de l'OA3 sur la RN42; Vidier *et al.*, 1993 et observations en cours). Cette faune indique la base du Callovien supérieur, zone à *Athleta*, sous-zone à *Phaenium* (=sous-zone à *Rota*). Quatre mètres plus haut, juste avant le début du membre C, quelques *Kosmoceras* indiquent encore à la zone à *Athleta*, sous-zone à *Spinosum* (= sous-zone à *Collotiformis*) et peut être la base de la zone à *Lamberti*, sous-zone à *Henrici* (=sous-zone à *Poculum*)

c) *membre C*

Il contient (banc 10) de fréquents *Kosmoceras*, *Hecticoceras* ainsi que *Quenstedtoceras lamberti*, des *Perisphinctidae* et des *Euaspidoceratinae*. Plus haut (banc 20), les *Kosmoceras* disparaissent, les *Hecticoceras* y sont moins nombreux et les *Cardioceratinae* (*Cardioceras paucicostatum*) dominant largement. Le banc 10 est daté du Callovien supérieur, zone à *Lamberti*, sous-zone à *Lamberti*, horizon à

Lamberti et le banc 20, de l'horizon à *Paucicostatum*, dernier horizon du Callovien supérieur.

3) Séquences de faciès et environnements de dépôt

La série argileuse est un empilement de séquences élémentaires de type FS8, très variables en épaisseur (décimétriques à métriques), elles débutent par des argiles et se terminent par un mince banc gréseux ou un banc décimétrique induré (siltite?). Le bio-lithofaciès indique un milieu infratidal sur une rampe apparemment dépourvue d'irrégularités topographiques (Ramp on drowned shelf, Read, 1985).

4) Bilan bio-chronostratigraphique et séquentiel

a) *membre A*

La présence de matériel détritique grossier (minces bancs gréseux au toit des séquences élémentaires), de fragments de bois de végétaux en assez grande quantité, et de faune liée à la

proximité relative d'aires émergées, font de ces dépôts un prisme de bas niveau: séquence Seq.9. Compte tenu des datations fournies par les ammonites des unités encadrantes, et de l'absence de discontinuité à son toit, le membre A pourrait représenter une partie (sommet?) du prisme de bas niveau de la séquence Ca5; celle-ci débute à la fin du Callovien moyen, dans la zone à Coronatum et se termine au Callovien supérieur, dans le sommet de la zone à Athleta. Puisque le membre A n'est pas daté, aucune discussion plus détaillée n'est possible; mais il est très probable que la totalité du Callovien moyen soit absente et que seule la fin de l'épisode transgressif ait été enregistré (des prélèvements ont été effectués dans ce membre A pour une étude palynologique -D. Fauconnier, en cours).

b) membre B

La brusque apparition des ammonites, un peu au dessus de la base de cette série marneuse, permet de caractériser un épisode transgressif. Plus haut, les ammonites sont plus rares voire absentes sans qu'aucune rupture sédimentaire ou apports en matériel détritique ne se manifestent, soulignant alors les caractères d'un prisme de haut niveau.

Aucune surface particulière n'étant reconnue, ni au sein de cette série, ni à sa partie sommitale, c'est en fonction du contenu paléontologique (distribution dans les bancs et âge donné par les ammonites) qu'on reconnaît dans la séquence Seq.9 les intervalle transgressif et prisme de haut niveau de la séquence Ca5.

c) membre C

Sa surface sommitale est indurée (toit du banc 20). Au dessus viennent d'autres argiles, de bio- lithofaciès totalement différent, riches en petits fossiles pyriteux (ammonites essentiellement), datées dès leur base de l'Oxfordien inférieur et rapportées à la base de la formation des Argiles du Coquillot. L'abondance de la faune d'ammonites et la grande précision des datations (Vidier *et al.*, 1993), soulignent que cette surface sommitale est suivie de la lacune de l'horizon à Elisabethae (horizon basal de l'Oxfordien, entre le dernier horizon du Callovien - horizon à Paucicostatum - et l'horizon à Scarburgense). En conséquence, lacune et rupture bio- lithologique conduisent à considérer cette surface comme matérialisant la limite de la séquence Seq.10, mise en équivalence de la séquence Oxl.

H) "ARGILES DU COQUILLOT"

(= Argiles du Coquillot ou Argiles de le Waast *auct.*)

Coupes de référence: actuellement, cette formation est encore bien visible dans le talus de l'A 16 près de l'échangeur n° 7, au Mont de Cape (fig. 14); les tranchées de la déviation de la RN 42 au Sud de Le Waast, entre Le Plouy et Colembert (OA 3; fig. 16), pourront servir de complément en fonction des possibilités d'observation suite aux aménagements définitifs.

De teinte assez claire, à nombreuses Avicules et petites ammonites pyriteuses, elles débutent le Malm puisque dès leur base elles sont datées de l'Oxfordien inférieur, zone à Mariae, sous-zone à Scarburgense, horizon à Scarburgense (Mont de Cape, Vidier *et al.*, 1993; OA 3 de Plouy-Colembert, étude en cours).

Constituées d'une succession de motifs séquentiels de type FS8, identiques à ceux des Argiles de Montaubert, elles représentent certainement le début d'une nouvelle séquence Seq.11, sans doute équivalente à la séquence Oxl. L'abondance des avicules, huîtres et pectinidés pourrait être un indice de chute du niveau marin marquant le début d'un prisme de bas niveau marin.

Visibles sur quelques mètres seulement (Coupe d'Uzelot, au Nord de marquise; Vidier *et al.*, 1993), on y reconnaît toutes les unités biochronologiques de la zone à Mariae.

Au dessus, aucun affleurement ne permet d'observer la totalité du développement des Argiles du Coquillot et bien évidemment des formations sus-jacentes autrefois reconnues dans l'Oxfordien et le Kimméridgien inférieur ("Marnes et calcaires à *Millericrinus horridus*", "Calcaires d'Houllefort", "Argiles de Selles", "Calcaires du Mont des Boucarts", etc...).

Cependant, avec la poursuite vers le Sud de l'A16, au delà de Boulogne, de nombreux sondages carottés ont été mis à notre disposition par la Société Scétoroute et le Laboratoire des Ponts et Chaussées de Lille; actuellement en préparation d'étude (Groupe de travail pluridisciplinaire coordonné par R. Jan du Chêne - F. Baudin, L. Emmanuel, P. Hantzpergue, D. Marchand, J.P. Vidier, etc...), ces sondages permettront d'observer les "Argiles de Selles", les "Calcaires du Mont des Boucarts", les "Argiles du Mont des Boucarts", les "Grès de Brunembert", l' "Oolithe d'Hesdin", les "Caillases d'Hesdigneul", les "Calcaires de Brecquerecque", les "Argiles du Moulin Wibert" ainsi que les formations qui suivent, connues à l'affleurement sur les falaises côtières, jusqu'aux "Grès de la Crèche".

De même, des observations sont en cours dans diverses tranchées récemment ouvertes au Sud de Boulogne (F. Baudin, J.F. Deconninck, J. Geysant, J.N. Proust, Y. Sanson, J.P. Vidier, etc...) et qui exposent à l'affleurement les "Caillases d'Hesdigneul", les "Calcaires de Brecquerecque" et les Argiles du Moulin Wibert".

Remerciements. — Les observations de terrain, notamment concernant l'accès aux nouvelles coupes, ont été facilitées par les responsables des divers services de la Direction Départementale de l'Équipement du Pas de Calais à Boulogne-sur-Mer et par les responsables de la Société des Carrières du Boulonnais qui ont toujours accueilli les auteurs avec amabilité afin qu'ils puissent suivre l'évolution rapide des terrassements et des exploitations: que tous trouvent ici l'expression de leurs plus vifs remerciements.

BIBLIOGRAPHIE

ALMERAS Y., BOULLIER A. & LAURIN B. (1990). — Les zones de Brachiopodes du Jurassique en France. *Ann. Sci. Univ. Fr.-Comté*, vol. 4, n° 10, p. 3-30.

ALMERAS Y., BOULLIER A. & LAURIN B. (1994). — La zonation du Jurassique français par les brachiopodes: limites de résolution. *in*: E. Cariou & P. Hantzpergue eds. "3ème Symposium international de stratigraphie du Jurassique", *Géobios*, mém. spéc. n°17, T 1, p. 69-77.

ALMERAS Y., BOULLIER A. & LAURIN B. (1996). — Biozonation du Jurassique français par les Brachiopodes. *in*: E. Cariou & P. Hantzpergue Eds, "Echelles biostratigraphiques parallèles du Jurassique", *Mém. spéc. Elf Aquitaine* (sous-presses).

ARKELL W.J. (1933). — The Jurassic System in Great Britain., 681 p., Clarendon Press (2ème édit. 1970).

BIGOT J. (1927). — Les conditions de dépôt du Bathonien dans le Bessin et la région de Caen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 184, p. 62.

- BONTE A. (1974). — Lias et Bajocien dans le Boulonnais. Le sondage de Boulogne-sur-mer (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, T. XCIV, p 11-18
- BONTE A., COLBEAUX J.P. & THIERRY J. (1985). — Le Jurassique. in "Géologie du Boulonnais" J.P. Colbeaux. Coord., Science et Nature. Espace Naturel Régional; Parc Naturel Régional du Nord-Pas de Calais Edit., n°3, 176 p.
- BONTE A., COLLIN J.J., GODFRIAUX I. & LEROUX B. (1958). — Le Bathonien de la région de Marquise. Le Wealdien du Boulonnais. *Bull. Cart. Geol. Fr.*, n°255, T.56, p 1-28.
- BURCHETTE T.P. & WRIGHT (1992). — Carbonate ramp depositional systems. *Sediment. Geol.*, vol. 79, p. 3-57.
- CALLOMON J.H. & COPE J.C.W. (1995). — The Jurassic geology of Dorset. In: Taylor P.D. (eds.), *Field geology of the British Jurassic*, Geological Society ed., p. 51-103
- COPE J.C.W., DUFF K.L., PARSONS C.F., TORRENS H.S., WIMBLEDON W.A. & WRIGHT J.K. (1980). — A Correlation of Jurassic Rocks in the British Isles. Part Two: Middle and Upper Jurassic. *Geol. Soc. Special Report*, n°15, 109 p.
- CORSIN P. (1950). — Découverte de sédiments rhétiens dans le Boulonnais. Etude préliminaire de leur flore et de leur faune. *Ann. Soc. géol. Nord*, T. LXX, p 243-272.
- CRAMEZ C. (1990). — Glossaire de stratigraphie séquentielle. *Rev. Inst. Français Pétrole*, vol. 45, n° 3, 12 p.
- DANZE J. & RENAULT PH. (1950). — Phénomènes karstiques dans le calcaire carbonifère du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, T. LXX, p 228-242.
- DESCHAMPS L. & GRUET J.C. (1994). — Contribution à l'étude du contact Paléozoïque/Mésozoïque dans le Bas-Boulonnais: étude en sondage des formations d'âge Bathonien. Mémoire Maitrise, Univ. Bourgogne, Dijon, 58 p. (inédit).
- DOUGLAS J.A. & ARKELL W.J. (1932). — The stratigraphical distribution of the Cornbrash. II. The North-Eastern area. *Quart. J. Geol. Soc. London*, T. 88, p. 112-170.
- DUTERTRE A.P. (1921). — Contribution à l'étude du Bathonien du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, T. XC, p 157-169.
- DUTERTRE A.P. (1922). — Les premières couches marines du groupe oolithique dans le Bas-Boulonnais. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, n°6, p 67
- DUTERTRE A.P. (1926). — Sur les traces d'émersion observées dans la série bathonienne du Boulonnais. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 59-61.
- DUTERTRE A.P. (1926). — Sur la distribution des Ammonites dans le Bathonien du Boulonnais. *C. R. Acad. Sci.*, n°4, p 47-49.
- DUTERTRE A.P. (1927). — Les "Næran beds" dans le Boulonnais. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, n°6, p 60-62.
- FAUCONNIER D. (1994). — Étude palynologique d'échantillons provenant de petits sondages du Boulonnais. Rapport B.R.G.M., I2G/GSB/94/08, 7 p. (inédit).
- FAUCONNIER D. (1995). — Étude palynologique d'échantillons à l'affleurement et provenant de sondages du Boulonnais. Rapport B.R.G.M., I2G/GSB/94/08, 7 p. (inédit).
- FISCHER J.-C. (1969). — Géologie, Paléontologie, et Paléoécologie du Bathonien au Sud-Ouest du Massif Ardennais. *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, sér. C, T. XX, 319 p.
- FISCHER J.C. & VADET A. (1985). — Catalogue critique des types et figurés de mollusques bathoniens du Musée de Boulogne-sur-mer. *Ann. Soc. Hist. Nat. Boulonnais*, sér. A, T. I, n°1, p 1-18.
- FITTON J. (1826). — General description of the Lower Boulonnais. *Proc. Geol. Ass.*, T. 1, p. 6.
- FITTON J. (1836). — On the strata below the chalk. *Trans. Geol. Soc.*, sér. 2, T IV, p. 326.
- GARCIA J.P. (1993). — Les variations du niveau marin sur le Bassin de Paris au Bathonien-Callovien. Impacts sur les communautés benthiques et sur l'évolution des Ornithellidés (Terebratellidina). *Mém. Géol. Univ. Dijon*, n° 17, 310 p.
- GARCIA J.-P., LAURIN B., SAMBET G. (1996). — Les associations de Brachiopodes du Jurassique moyen du Bassin de Paris: vers une échelle biochronologique ponctuée de niveaux-repères pour la contrainte des corrélations séquentielles à haute résolution. *Bull. Soc. géol. Fr.*, T.167, n°3, p. 435-451.
- GARNIER G. (1823). — Mémoire géologique sur les terrains du bas Boulonnais. in 4°, et carte.
- GONNIN C., CARIOU E., BASSOULET J.P., GABILLY J. & MOURIER J.P. (1994). — La stratigraphie séquentielle, outil de datation régional complémentaire de la biostratigraphie: application à la reconstitution de la dynamique sédimentaire des séries bathoniennes de surface du seuil du Poitou (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, T 318, sér. 2, p. 235-241.
- GUILLOCHEAU F. (1995). — Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 320, sér. IIa, p. 1141-1157.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). — Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, vol. 235, p. 1156-1167.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988). — Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. in: C.K. Wilgus C.K. et al. (Eds.), "Sea-Level Changes: an integrated approach". *SEPM spec. public.*, n°42, p. 71-108.
- HARDENBOL J., JACQUIN T., GRACIANSKY P.C. DE, VAIL P.R., THIERRY J. & FARLEY M. (1996). — Jurassic chronostratigraphic chart: sequence chronostratigraphy. Tabl. n°2; Jurassic table, general and ammonites biostratigraphy explanatory notes. in P.C. de Graciansky, T. Jacquin, J. Hardenbol, & P.R. Vail eds. "Mesozoic-Cenozoic sequence stratigraphy of Western European basins"; Seminar Volume; S.E.P.M. (Journ. Sedim. Geol. Edit.), Spec. Public. (sous-presses).
- JACQUIN T., GARCIA J.P., PONSOT C., THIERRY J. & VAIL P.R. (1992). — Séquences de dépôt et cycles régressif/transgressif en milieu marin carbonaté: application au Dogger du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 315, p. 353-362.
- LAMARCHE J. (1995**). — Structures et événements tectoniques dans le Jurassique du Boulonnais (terrain et imagerie). Mémoire Dipl. d'Et; Appr., Univ Pierre et Marie Curie - Paris VI. (inédit).
- LAURIN B. (1980). — Ardenne et Boulonnais. in C. Mégnien & F. Mégnien eds, "Synthèse géologique du bassin de Paris". *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, vol I, p. 167-170.
- LAURIN B. (1984). — Les rhynchonellidés des plates-formes du Jurassique moyen en Europe Occidentale. *Cahiers de Paléontologie*, C.N.R.S. Edit., 465 p.
- LEVINTON J.S. (1970). — The paleontological significance of opportunistic species. *Lethaia*, n° 3, p. 69-78.
- Mc KERROW (1953). — Variation in the Terebratulaceae of the Fuller's Earth Rock. *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 109, p. 97-124.
- MAGNIEZ J.M. MARCHAND D., THIERRY J & VADET A. (1984). — Nouvelles observations (Stratigraphie, Biostratigraphie, Paléogéographie et Paléobiogéographie) sur les sédiments affleurants du Jurassique moyen et supérieur du Bas-Boulonnais (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 298, sér. 2, n°14, p 605-608.
- MANGOLD C., POIROT E., LATHUILIERE B. & LE ROUX J. (1994). — Biochronologie du Bajocien supérieur et du Bathonien de Lorraine (France). in E. Cariou & P. Hantzpergue eds., "3ème Symposium international de stratigraphie du Jurassique". *Géobios, Mém. spéc.* n°17, T I, p. 343-349.
- MANSY J.L., VIDIER J.P. & LAMARCHE (1995). — Carte Géologique à 1/50.000ème; feuille Marquise, (sous presse).
- MEGNIEN C. & MEGNIEN F. (1980). — Synthèse géologique du Bassin de Paris. vol 1: Stratigraphie et Paléogéographie. *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, 470 p
- MUIR-WOOD (1936). — A Monograph of the Brachiopoda of the British Great Oolite series. Part. 1: the Brachiopoda of the Fullers's Earth. *Paleontograph. Soc.*, vol. 89, p. 1-144.
- NOUET G. (1958). — Caractères stratigraphiques et micropaléogéologiques du Bathonien de la basse Normandie au Boulonnais. *Rev. Micropal.*, vol. 1, n°1, p 17-21.

- OERTLI H.J. (1957). — Ostrakoden als Salzgehalts-Indikatoren im obern Bathonien des Boulonnais. *Eclog. geol. Helv.*, vol 50, n°2, p 279-283.
- OERTLI H.J. (1959). — Les ostracodes du Bathonien du Boulonnais. *Rev. Micropal.*, vol 2, n° 3, p 115-126.
- PAGE K.N. (1989). — A stratigraphical revision for the English Lower Callovian. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 100, n° 3, p. 362-382.
- PARENT H. (1898). — Contribution à l'étude du Jurassique du Bas-Boulonnais (Coupe de Colembert à la Capelle). *Ann. Soc. Géol. Nord*, T. XXVII, p 65-107.
- PARENT H. (1899). — Coupe de la Grande Oolithe à Le Waast (Boulonnais). *Ann. Soc. géol. Nord*, T. XXVIII, p 166-169.
- PELLAT E. (1877-1878). — Terrain Jurassique supérieur du Bas-Boulonnais (étages Oxfordien, Corallien, Kimméridgien, Portlandien). *Ann. Soc. géol. Nord*, T. V, p 173-181.
- PELLAT P. et LORIOL P. de (1866). — Monographie paléontologique et géologique du terrain jurassique supérieur du Boulonnais. *Mem. Soc. Phys. Hist. Nat. Gen.*, T. XIX, p. 74-106.
- PRUVOST P. & PRINGLE J. (1924). — A Synopsis of the Geology of the Boulonnais, including a correlation of the Mesozoic Rocks with those of England with report of excursion. *Proceed. geol. Assoc.*, vol. 35, p. 29-67.
- READ J.F. (1985). — Carbonate Platform Facies Models. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, vol 69, n°1, p. 1-21.
- RIGAUX E. (1865). — Notice stratigraphique sur le Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, T. 1, n°5, p. 95-123.
- RIGAUX E. (1867). — Description de quelques espèces nouvelles de l'étage Bathonien du Boulonnais. *Mém. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, vol. 3, p. 33-84.
- RIGAUX E. (1890). — Notice géologique sur le Bas-Boulonnais. *Mém. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, T. 14, part. 1, 109 p.
- RIGAUX E. & SAUVAGE E. (1867). — Description de quelques espèces nouvelles de l'étage Bathonien du Bas-Boulonnais. *Mém. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, T. 3, p 33-84.
- ROZET P. (1830). — Description géognostique du Bas Boulonnais. *Ann. Sci. Nat.*, 32P.
- SAUVAGE H.E. (1867). — Catalogue des poissons fossiles des formations du Boulonnais. *Mém. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, T. II., p. 26-43.
- SAUVAGE H.E. (1877). — Mémoire sur les *Lepidotus maximus* et les *Lepidotus palliatus*. *Mém. Soc. Géol. France*, 3ème sér., T. 1., p. **
- SAUVAGE H.E. (1880). — Excursions dans le terrain Bathonien du Boulonnais et études sur sa constitution. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3ème sér., T VIII, p 557-574.
- SAUVAGE H.E. & RIGAUX E. (1879). — Sur les couches comprises entre le Carbonifère et le terrain Bathonien. *Bull. Soc. géol. Fr.* 3ème série, T. VIII, p 512-513.
- SOMMÉ J. (1991). — Le système morphotectonique de boutonnière dans le relief du nord de la France. *Hommes et Terres du Nord*, 2-3, p. 171-176.
- SOUICH A. du (1839). — Note sur les terrains anciens du Bas Boulonnais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1ère sér., T. X, p. 404.
- VACHARD D & ROCHÉ M. (1974). — Etude lithologique et biostratigraphique (palynologie) des poches liasiques du Boulonnais. Rapport interne Université de Lille Flandres-Artois, 19 p. (inédit).
- VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F & TRIFILIEFF V. (1987). — La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8ème sér., T. VII, p. 1301-1321.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RHAMAIAN V.D. (1990). — Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of times and facies. *AAPG Methods in Exploration Series*, n° 7, 55 p.
- VIDIER J.P., GARCIA J.P., THIERRY J. & FAUCONNIER D. (1995). — Le Dogger du Boulonnais (Nord bassin de Paris): nouveaux découpages chronologiques et séquentiels des formations carbonatées jurassiques en bordure du massif Londres-Brabant. *C. R. Acad. Sci.*, T. 320, n°2, p. 219-226.
- VIDIER J.P., MARCHAND D., BONNOT A. & FORTWENGLER D. (1993). — The Callovian and Oxfordian of the Boulonnais area in Northern France: new biostratigraphical data. *Acta Geol. Polonica*, vol. 43, n° 3-4, p. 169-182.

SÉDIMENTOLOGIE ET BIOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS KIMMÉRIDIENS 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 Technologies de Lille 1, 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; Geysant *et al.*, 1993; Herbin & Geysant, 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 Groënland (Herbin *et al.*, 1986; Oschmann, 1990).

La zone étudiée appartient à la plate-forme stable, épicrotonique, NW européenne (fig. 1) contrôlée postérieurement au Trias par les réarrangements de plaques entre les anciennes directions calédonno-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 (Geysant *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) (Geysant *et al.*, 1993). L'essentiel de cette formation a livré des ammonites de la base de la zone à Eudoxus (sous-zone à Orthocera) (Geysant *et al.*, 1993).

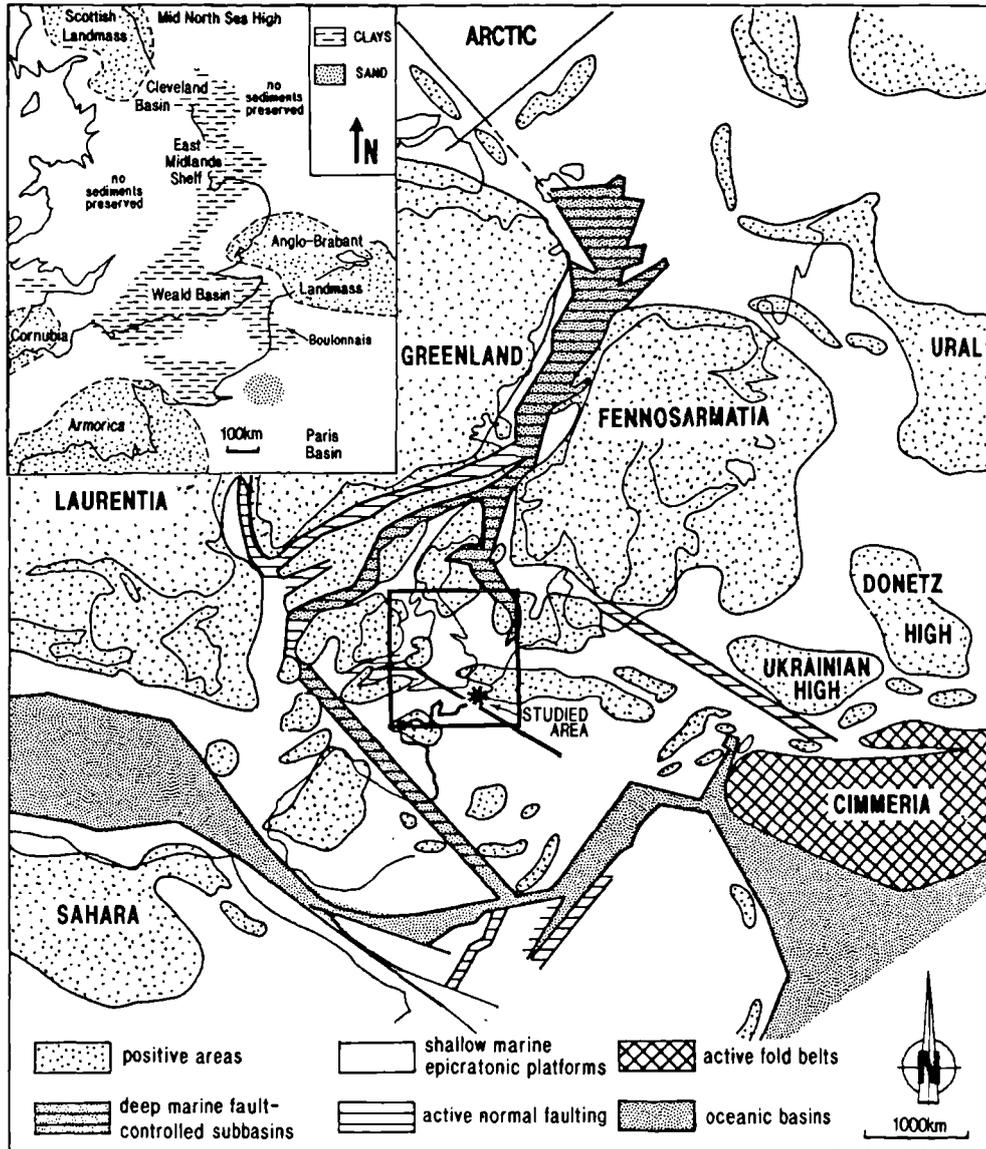


Fig. 1. — Carte paléogéographique du Nord-Ouest de l'Europe au Kimméridgien (d'après Ziegler 1989 et Cope *et al.*, 1992)

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 Conninchtun (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 Conninchtun 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 *Sun.*

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 Thallasinoïdes (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

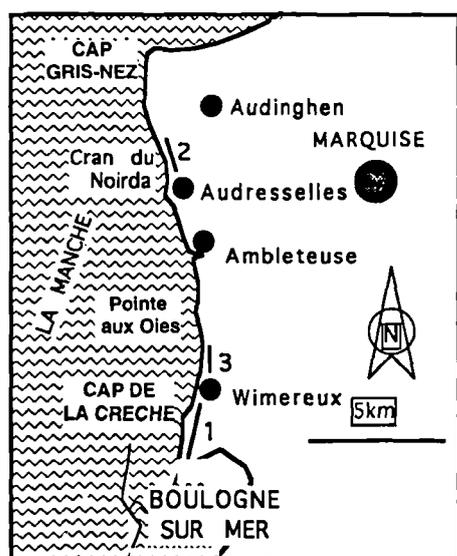


Fig. 2. — Localisation des coupes visitées (1: coupe de la Crèche, 2: coupe au Nord-Audresselles- Cran du Noirda, 3: Coupe Nord-Wimereux)

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, Geysant *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 *Trigonia*. 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* (Geysant *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 Croi. Les fossiles phosphatés, roulés et remaniés des niveaux sous-jacents 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 (Geysant *et al.*, 1993).

i) Assise de Croi et Grès des Oies

L'Assise de Croi (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 calcaireux et à des calcaires gréseux riches en lamellibranches (*Trigonia*) 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 milieu 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);

BOULONNAIS		2	1	3	DORSET (Cope 1980; Wimbledon 1980)	HAUT-FOND D'EUROPE OCCIDENTALE (Hantzpergue, 1989)				
LITHOSTRATIGRAPHIE	ZONES D'AMMONITES				ZONES D'AMMONITES	ZONES D'AMMONITES	SOUS ZONES D'AMMONITES	HORIZONS D'AMMONITES		
CALCAIRE DES OIES *	PURBECKIEN	PORTLANDIEN s.g.	TITHONIEN	PORTLANDIAN s.a.	Purbeck Beds					
GRES DES OIES *	KERBERUS OKUSENSIS GLAUCOLITHUS ALBANI				Oppressus (p.p.) Anguliformis Kerberus Okusensis Glaucolithus Albani					
ASSISES DE CROI *	ROTUNDA? FITTONI?									
P3 ARGILES DE WMEPEUX *	PALLASIOIDES						Fittoni			
P2 BANCS JUMEAUX	HUDLESTONI? PECTINATUS?						Rotunda			
P1 ARGILES DE LA CRÈCHE *	WHEATLEYENSIS? SCITULUS (p.p.)?						Pallasioides			
GRES DE LA CRÈCHE	GIGAS { SCITULUS (pp) ELEGANS				U. KIMMERIDGIEN s.a.	KIMMERIDGIEN s.g. (p.p.)	L. KIMMERIDGIEN s.a. (p.p.)	Pectinatus		
								Hudlestoni		
								Wheatleyensis		
ARGILES DE CHATILLON	AUTISSIODORENSIS s.z. Autissiodorensis						Scitulus	Gigas	Gravesiana Gigas	
GRES DE CHATILLON	s.z. Contejeani			Elegans						
CALCAIRES DU MOULIN WIBERT	s.z. Caletanum	EUDOXUS	KIMMERIDGIEN s.g. (p.p.)	L. KIMMERIDGIEN s.a. (p.p.)	Autissiodorensis	Autissiodorensis	Irius Autissiodorensis	Catalaunicum Irius Lauriana Autissiodorensis		
SABLES DE CONNINCTHUN	s.z. Orthocera				Eudoxus	Eudoxus	Contejeani	Yo Contejeani		
ARGILES DU MOULIN WIBERT	MUTABILIS (p.p.) s.z. Lallierianum (p.p.)				Mutabilis (p.p.)	Mutabilis (p.p.)	Lallierianum (pp)	Quercynum Caletanum Calveicens Hybridus Orthocera Schilleri		

Fig. 3. — Lithostratigraphie et biozonation d'ammonites du Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais (d'après Geysant *et al.*, 1993). 1 : Kimméridgien - Tithonien suivant leur récente acception (1990) par l'International Subcommission 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 Geysant *et al.*, 1993) 1) Kimmeridgian - Tithonian with their recent acception (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* and Portlandian *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 épaisseur (Fs1 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 fousseurs 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,

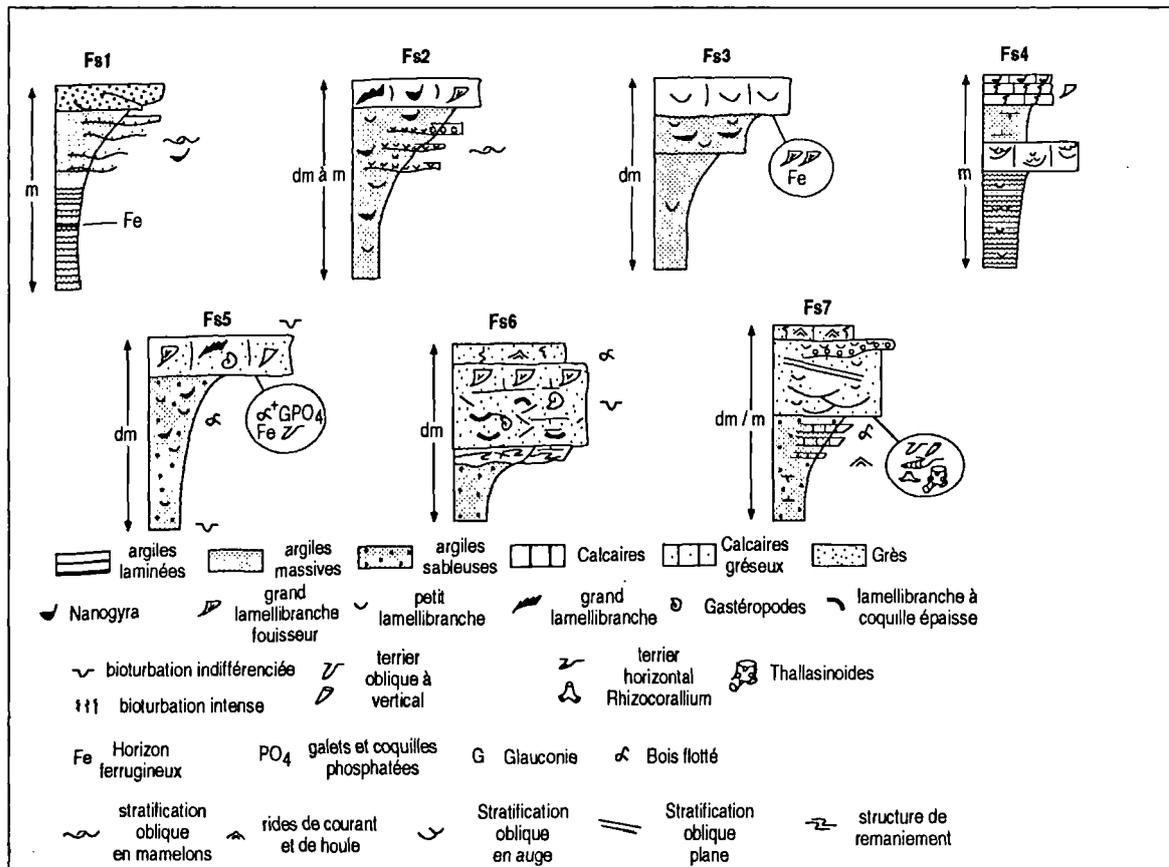


Fig. 4. — Successions de faciès reconnues dans les coupes du Boulonnais.

Fs1. Argilites microlaminées riches en matière organique passant vers le haut à des carbonates à HCS. Rampe externe profonde épisodiquement disaérobie.

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 milieu 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

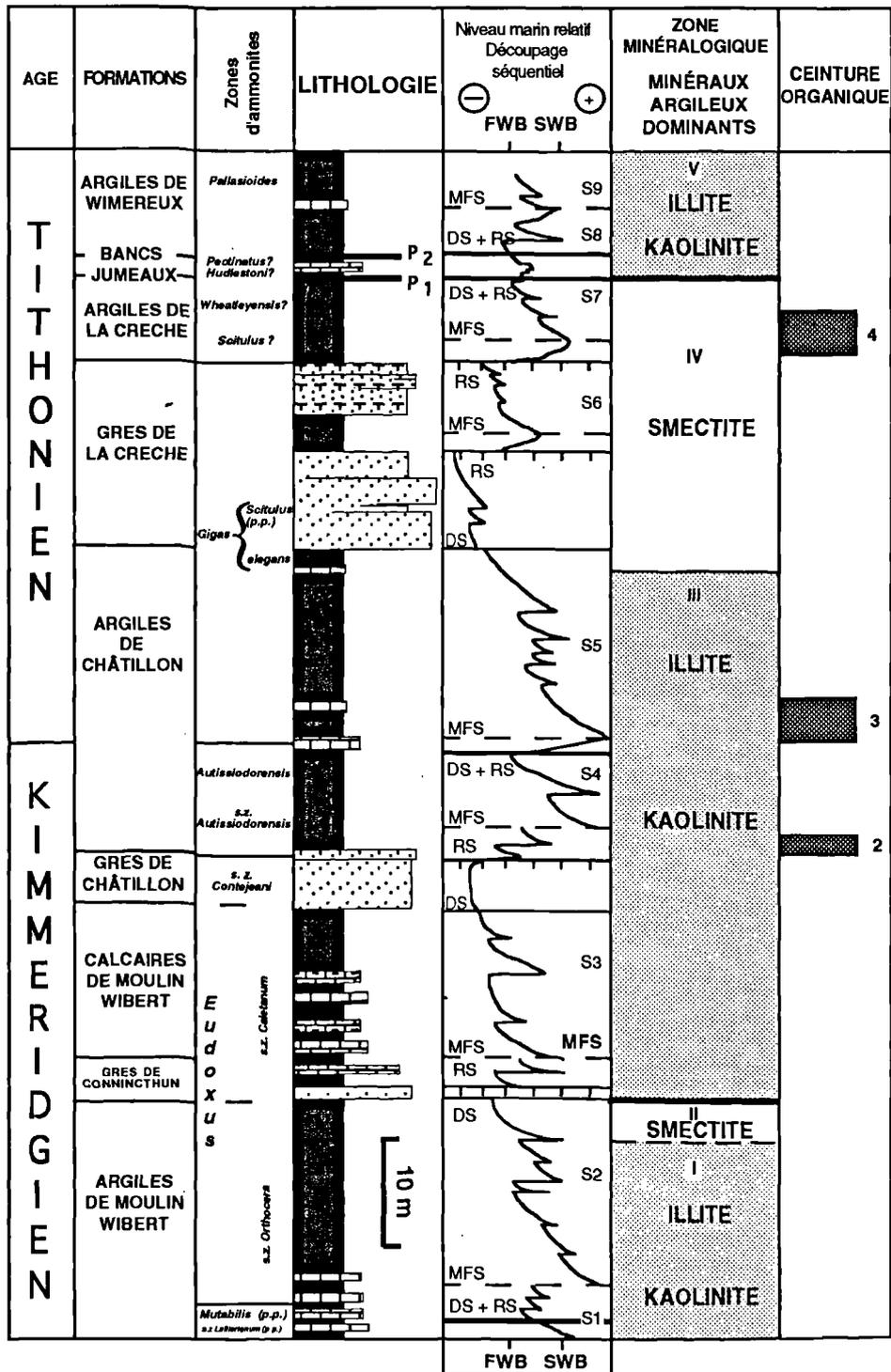


Fig. 5. — Successions de faciès, découpage séquentiel, position des ceintures organiques et minéraux argileux dominants du Kimmériidgien/Tithonien du Boulonnais. FWB : Limite d'action des houles de beau temps ; SWB : Limite d'action des houles de tempêtes ; MFS : Surface d'inondation maximale ; RS :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

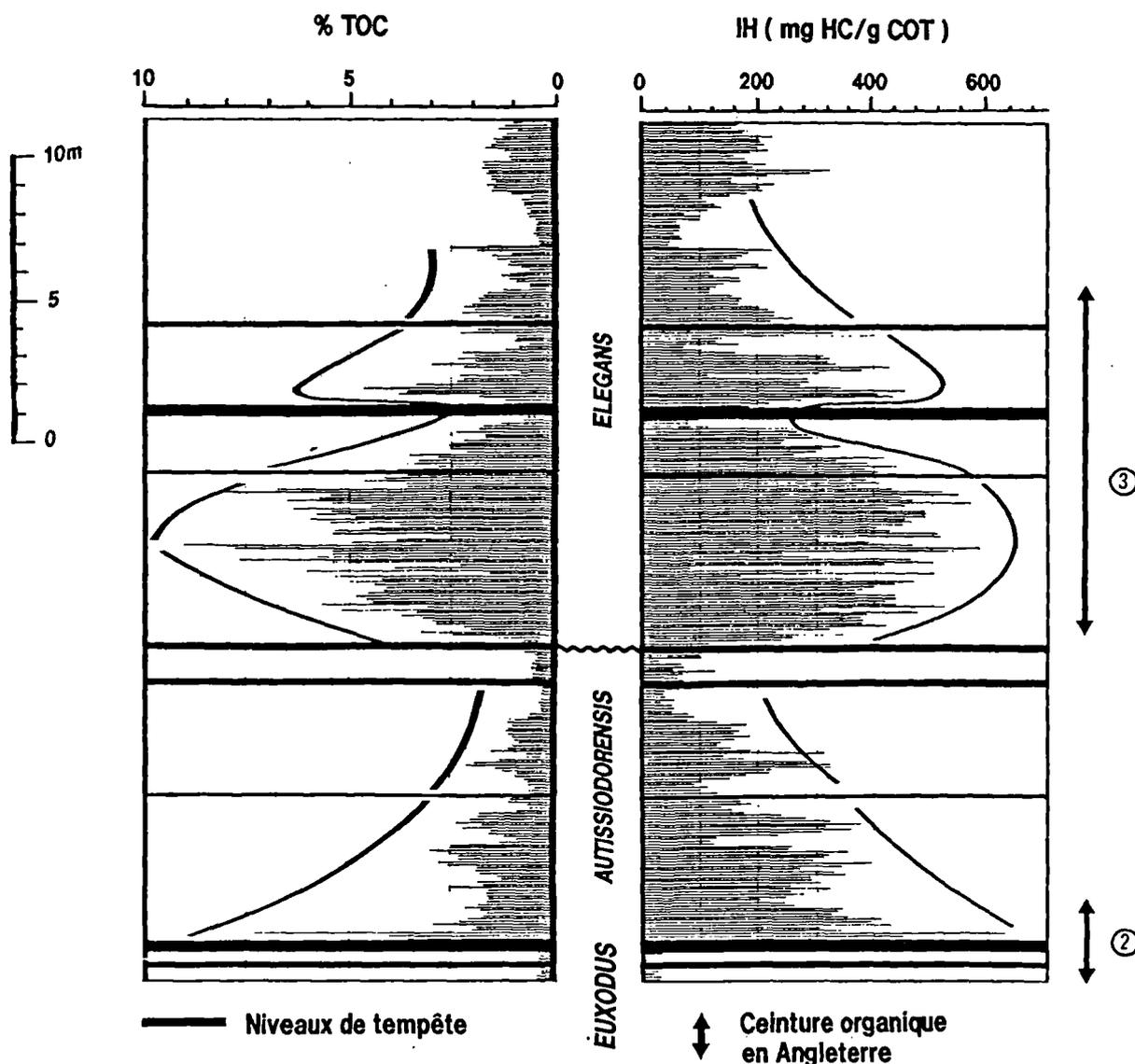


Fig. 6. — Distribution des paramètres organiques dans les Argiles de Châtillon de la coupe de la Crèche: contenu en carbone organique total (TOC) et indice d'hydrogène (IH) (d'après Geysant *et al.*, 1993)

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 Geysant *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'émergence 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'émergence 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 (Geysant *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 & Geysant 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) d'un banc complexe de calcaire gréseux (banc n°16, fig. 7) à bioturbations verticales et obliques peu diversifiées. Ce banc 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 & Geysant, 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 vulgensis* (Vischn.), *Tolverceras* (*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 (*Tolverceras* (*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., *Tolverceras* (*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* (*Arkelites*) 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 *Tolverceras* (*Pseudogravesia*) *hahni* Hantz. n'ont pas été trouvées.

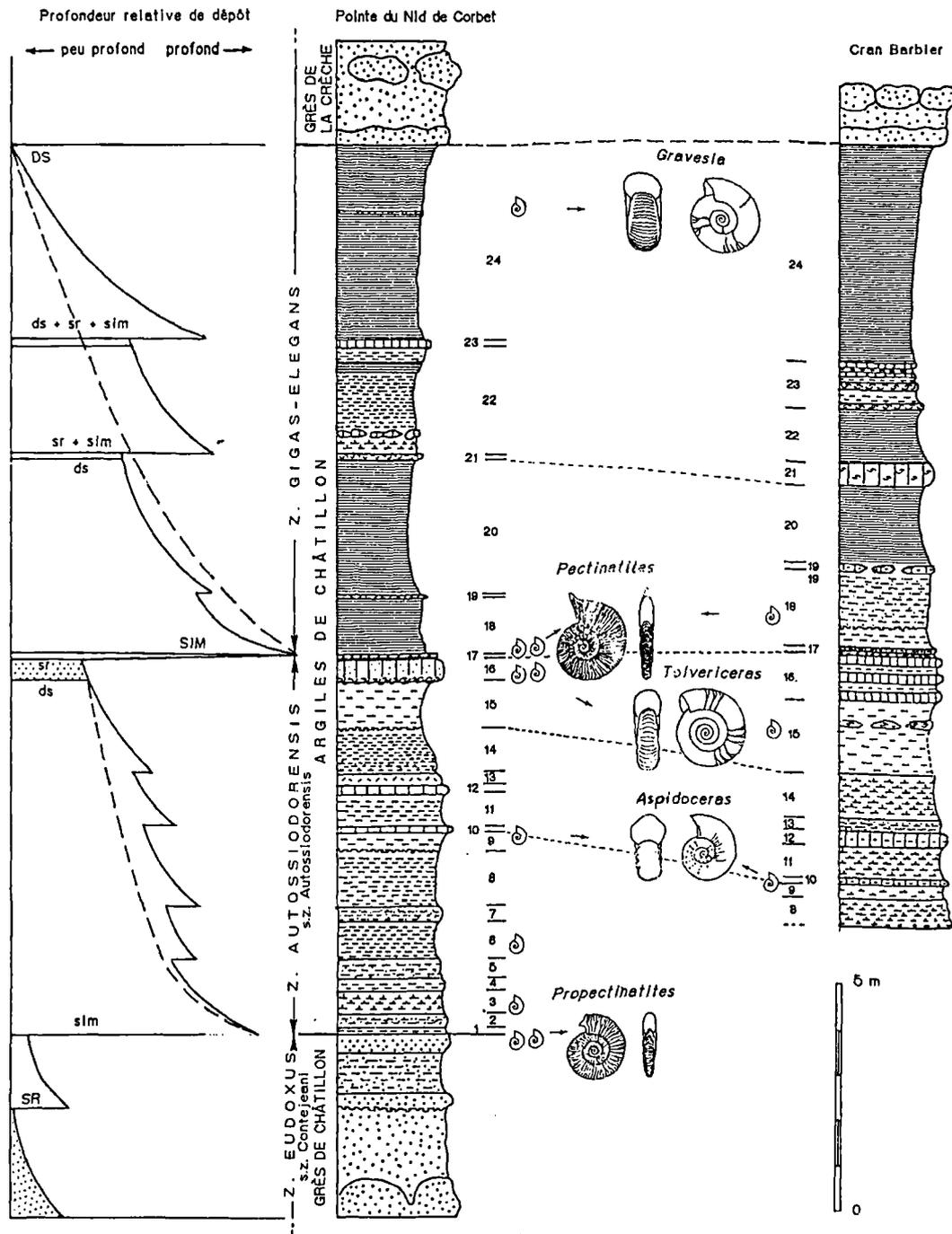


Fig. 7. — Coupes de Argiles de Châtillon au Nord d'Audresselles. Sur ces coupes, on note une influence de la paléoprosfondeur sur les peuplements d'ammonites. A gauche, ammonites à morphologie subserpenticône prépondérantes lorsque le paléoprosfondeur est importante, à droite, prédominance des ammonites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

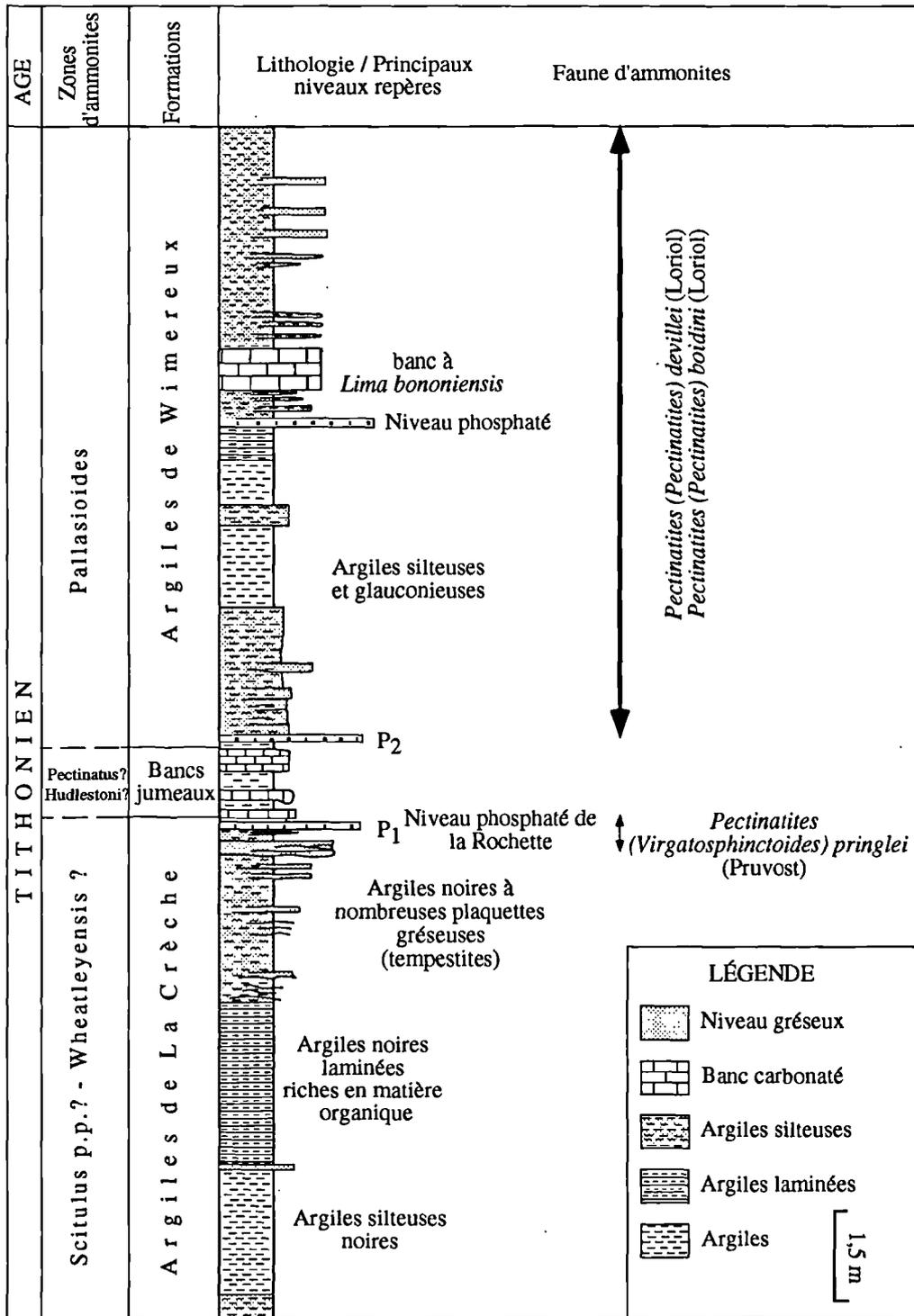


Fig. 8. — Coupe des Argiles de la Crèche aux Argiles de Wimereux (Nord de Wimereux) (d'après Kandel, 1969 et Proust *et al*; 1993 modifiée).

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 Bacs 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 P₁ 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 P₁ (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 (Lamarque *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 n° 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 (Kimmeridgien/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.* n° 101, C. et F. Mégrien (eds), p.195-253.
- DECONINCK, J.F. AMEDRO F., FIOLET-PIETTE A. JUIGNET P., RENARD M. & ROBASYNSKI F. (1991). — Contrôle paléogéographique de la sédimentation argileuse dans le Cénomaniens 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-Cénozoïque 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, Palaeoecology.*, 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^{ème} 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. Rundschau*, 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.
- 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.

TECTONIQUE PLICATIVE ET CASSANTE DANS LE JURASSIQUE DU BOULONNAIS : UNE HISTOIRE MÉSO-CÉNOZOÏQUE POLYPHASÉE.

Fold and fault tectonics in the Jurassic of the Boulonnais : a polyphased Meso-Cenozoic history.

par J. LAMARCHE(*), F. BERGERAT(*) et J.L. MANSY(**).

Résumé. — Le Boulonnais est un élément du Bassin Parisien, influencé par les grandes structures qui l'entourent : Atlantique Nord, Mer du Nord, Rift Rhéna.

Le Jurassique du Boulonnais est discordant sur un substratum paléozoïque très déformé. Il est constitué de trois ensembles lithostratigraphiques : le premier principalement calcaire (Bathonien), le second à dominante argileuse (Callovien, Oxfordien) et le troisième constitué d'une alternance de bancs calcaires, gréseux et argileux (Kimmeridgien, Tithonien).

Une cartographie fine des formations jurassiques a mis en évidence les principaux traits structuraux : failles N110-N120, E-W et N030, flexure N120 et plis d'axes E-W et N120. La cartographie a été prolongée en mer par l'interprétation de profils sismiques proches des côtes boulonnaises. On y distingue, entre autres, des failles E-W normales et décrochantes, des plis E-W, une zone faillée E-W face au Cap Gris-Nez et la discordance du Purbeckien sur le Tithonien. On en déduit des éléments de chronologie relative entre les déformations.

L'analyse structurale à l'échelle de l'affleurement a, quant à elle, révélé deux types de déformations : l'une cassante permet de caractériser les paléo-états de contrainte suivants : compression NNW-SSE, compression N-S, extension NW-SE et extension N-S; l'autre pllicative, caractérise des contextes tectoniques en compression N-S et en décrochement.

Les déformations dans le Jurassique ont été comparées aux structures du Paléozoïque. On montre une grande similitude des traits structuraux majeurs qui témoigne d'un héritage paléozoïque bien marqué dans la couverture mésozoïque.

Les résultats des études de terrain et des profils sismiques ainsi que la bibliographie disponible sur le Bassin de Paris indiquent un régime extensif au Jurassique et au Crétacé puis des inversions tectoniques au Tertiaire.

Abstract. — *The Jurassic sediments (Bajocian to Tithonian) rest unconformably over a structured Paleozoic basement. The Jurassic sedimentary rocks, are composed of three litho-structural units : 1) the limy Bajocian and Bathonian which forms a thin brittle unit, 2) the clayey Callovian and Oxfordian, a thick weakly folded unit, 3) The Kimmeridgian and Tithonian composed of an alternation of competent and incompetent layers; they constitute a faulted and folded unit. Each unit deforms specifically.*

A fine mapping outlines the major structural features : faults oriented N110-120, N090 and N030, a N120 flexure, and folds with axes oriented N090 and N120. The submarine prolongation of the structure in Jurassic rocks is defined with interpretation of seismic profiles. The submarine structure is marked by the numerous E-W faults and folds. The Purbeckian is lying unconformably over the Tithonian. The structural analysis in the field reveal both brittle and folding tectonics. We computed paleostates of stress from microstructural data. This define two sets of extension : a NW-SE and a N-S, and two sets of compression : a NNW-SSE and a N-S. The structural analysis of the folds reveals a N-S to NNE-SSW compression resulting in E-W fold axes, and a strike-slip tectonic context. Relationships between faults and folds in the field and on seismic profiles allow to establish the relative chronology of the deformations.

The comparison of the Jurassic deformations with the Paleozoic structures shows similarities in their directions. So the structural inheritance of the Paleozoic basement marked the deformation of the Jurassic cover.

The structural analysis in the field and seismic profiles interpretation make obvious the polyphased deformation of the Jurassic rocks. From this present study, completed by the literature, we attempt to relate the complex evolution of the Boulonnais Region during the Mesozoic and Cenozoic times.

Les formations jurassiques du Boulonnais ont été étudiées récemment dans le cadre de la révision de la carte géologique de Marquise au 1:50 000 (Mansy *et al.*, sous presse). Le travail de cartographie a été suivi d'une étude structurale détaillée, fondée sur diverses approches (terrain, imagerie satellitaire, prises de vues aériennes, profils sismiques), ainsi que d'une analyse microtectonique de la fracturation (Lamarache, 1995).

I. — CADRE GÉOLOGIQUE

Les affleurements de Jurassique sont principalement localisés sur la côte (falaises du Cap Gris-Nez à Equihen), le long de l'autoroute A16 et sur le bord des carrières de calcaire paléozoïque (fig. 1).

Le Jurassique du Boulonnais est transgressif et discordant sur un substratum paléozoïque structuré qui affleure

(*) Laboratoire de Tectonique Quantitative, URA 1759, Université P. et M. Curie, T25-26, E1, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05

(**) Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, URA 719, Université des Sciences et Technologies de Lille1, SN5, Cité Scientifique, 59655 Villeneuve d'Ascq

II. — ANALYSE STRUCTURALE

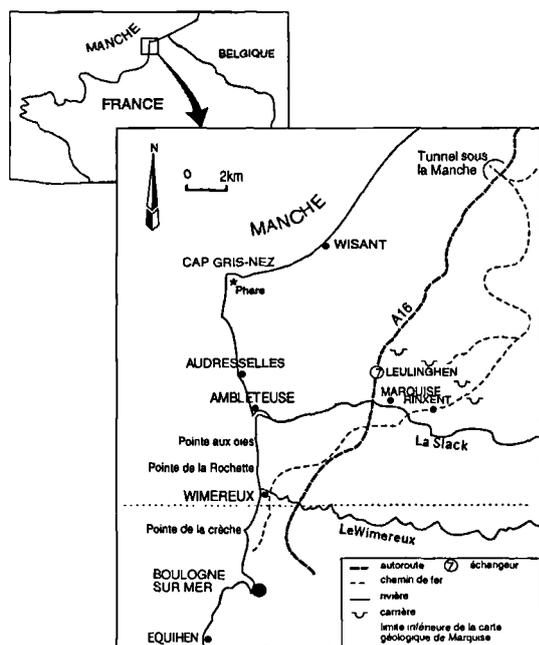


Fig. 1. — Carte de localisation des affleurements.

Fig. 1. — Localisation map of the outcrops in the Boulonnais Region.

localement dans le Massif de Ferques, élément du Massif Londres-Brabant. L'âge des formations étudiées s'étend du Bajocien supérieur (premiers dépôts francs de Jurassique : Vidier *et al.*, 1995; Fauconnier, 1995) au Purbeckien (Calcaires de la Pointe aux Oies).

D'un point de vue lithologique, le Jurassique du Boulonnais est constitué de trois ensembles : 1) le Bathonien, principalement calcaire, 2) le Callovien-Oxfordien, constitué d'épaisses formations à dominante argileuse, 3) le Kimméridgien-Tithonien*, alternance de grès, calcaire et argile à l'échelle métrique du banc et décimétrique de la formation. Ces ensembles accommodent la déformation de façons différentes.

Diverses études sédimentologiques ont mis en évidence des périodes d'activité tectonique synsédimentaire :

-au Bathonien dans un contexte tectonique général en extension, marquée par des figures de déformation synsédimentaires (par exemple des failles normales synsédimentaires) et des variations d'épaisseur du Sud vers le Nord (Vidier in J.P. Colbeaux *et al.*, 1993)

-au Kimméridgien (Grès de Conninthun) et au Tithonien (niveau P1, sous les "Bancs Jumeaux"), marquées par des variations brutales de la nature des argiles attribuées à un rajeunissement tectonique du relief paléozoïque (Deconninck *et al.*, 1983; Proust, *et al.*, 1995).

Un des buts de cette étude est de mettre en évidence l'activité tectonique synsédimentaire avec les outils de la géologie structurale.

Les structures observables à l'échelle de la carte, les observations détaillées de terrain et les profils sismiques démontrent clairement que le Jurassique du Boulonnais a été soumis à de nombreux états de contrainte, exprimés par des déformations plicatives et cassantes, compressives et extensives.

1) Les grandes structures

La réalisation d'une cartographie dans la région de Marquise (Mansy *et al.*, soumis) a mis en évidence dans le Jurassique trois directions structurales majeures (fig. 2) :

-la première, N030, était sous-estimée sur l'ancienne carte géologique de Marquise (Bonte *et al.*, 1971). Elle est marquée par des failles réparties sur l'ensemble de la carte. En général, le bloc occidental est abaissé, les rejets varient de 10 à 60m.

-la seconde, N110-120, est représentée par les failles de Wimereux-Belle (rejet de 40 à 50m), de Ferques (dans le Paléozoïque) et par la flexure de Landrethun. Des plis de grande ampleur tels que l'Anticlinal de la Crèche, mais aussi de petite dimension (par exemple : échangeurs n°7 et n°4 de l'autoroute A16) montrent également des axes de direction N110-120.

-la troisième direction, E-W, se concrétise par des failles discrètes et de faible rejet, mais bien visibles sur la côte, ainsi que par des plis hectométriques (Audresselles, Cap Gris-Nez).

La structure en mer est connue grâce aux nombreux profils sismiques de la Manche (Auffret, 1977). Trois nouveaux profils réalisés en février 1995 par le Renard Center of Marine Geology (RCMG) de Gand afin d'étudier les bancs sableux en Manche, ont longé les côtes entre Boulogne-sur-mer et Wissant. Face à Wimereux, Ambleteuse et Audresselles, on distingue des plis amples d'axe E-W plongeant de quelques degrés vers l'Ouest et découpés par des failles E-W. Au Nord du Cap Gris-Nez on reconnaît le faciès sismique Purbeckien discordant sur le Tithonien, caractérisant ainsi un événement tectonique post-Tithonien et anté-Purbeckien. Le Purbeckien est par ailleurs affecté par des failles E-W. Certaines sont décrochantes, d'autres normales, reprises postérieurement en compression (Auffret, comm. pers.). Ceci témoigne que des épisodes tectoniques extensifs, décrochants et compressifs se sont produits après le Purbeckien.

Dans le détail, les déformations en mer et à terre apparaissent différentes, en raison de l'approche utilisée dans chaque domaine. A terre, seules les failles importantes sont repérables par la cartographie en terrain couvert, alors qu'en mer les failles de faible rejet sont visibles sur les profils sismiques. Le trait structural majeur en mer est la fracturation E-W. A terre, on cartographie davantage de failles N030 et N120. Ces contrastes de styles peuvent être en partie dus à la précision différente des méthodes de cartographie et de sismique, mais aussi au fait que les profils ne sont pas orientés favorablement pour l'observation d'éventuelles failles N030. Quoi qu'il en soit, à l'échelle régionale, les structures à terre et en mer sont compatibles et continues. On observe ainsi du Sud au Nord (fig. 2) :

(*) Kimméridgien-Tithonien suivant leur récente acception (1990) par l'International Subcommission on Jurassic Stratigraphy sur proposition du Working Group on the Kimmeridgian/Tithonian boundary.

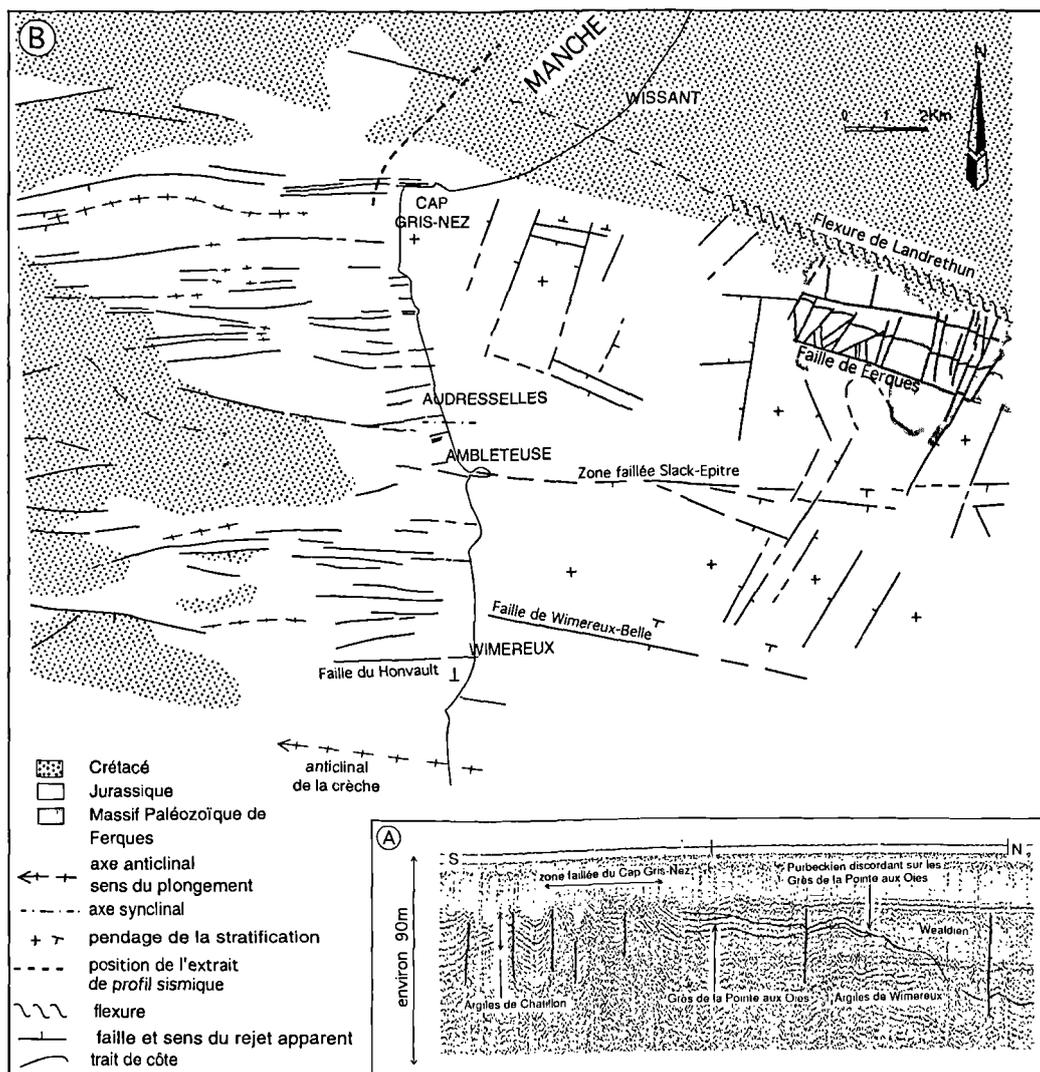


Fig. 2. — A Extrait d'un profil sismique passant au large du Cap Gris-Nez et son interprétation.
 B Les grandes structures tectoniques du Boulonnais, d'après l'analyse structurale de terrain et des profils sismiques (Notice de la carte géologique de Marquise, Mansy *et al.*, sous presse).

Fig. 2. — A An example of interpretation of a seismic profile passing west to the Cap Gris-Nez.
 B Major tectonic structures in Boulonnais Region, interpreted from the structural analysis in the field and the seismic profiles in the sea (Notice of the Geological Map of Marquise, Mansy *et al.*, submitted).

- l'Anticlinal de la Crèche d'axe N110,
- trois failles N110 (Crèche, Honvault, et Wimereux-Belle),
- la zone faillée de la Slack-Epître,
- une zone faillée E-W en face d'Audresselles
- l'affleurement du Kimméridgien peu déformé entre Audresselles et le Cap Gris-Nez,
- la zone faillée E-W du Cap Gris-Nez,
- le Crétacé discordant sur le Jurassique et le bassin Wealdien visible en sismique au Nord du Cap Gris-Nez,
- la flexure de Landrethun de direction N110.

Le travail de cartographie a également permis de préciser les relations entre le Jurassique et son substratum paléozoïque. Les directions structurales y sont les mêmes (N030, N110 et E-W). Les directions de la déformation dans la couverture mésozoïque sont donc vraisemblablement héritées de structures paléozoïques plus profondes. Dans le détail, le contact Mésozoïque - Paléozoïque est visible dans

les carrières de calcaire paléozoïque (fig. 3). La Faille de Ferques, de direction N110, décale le Paléozoïque et n'affecte pas le Jurassique sus-jacent. Elle constitue plutôt un paléo-relief où les premiers dépôts jurassiques sont piégés (sables aaléniens-bajociens). La Faille de Ferques ne rejoue donc plus après les premiers dépôts de Jurassique, alors que d'autres accidents de même direction ont pu être (re)mobilisés postérieurement au Jurassique (par exemple la faille de Wimereux-Belle et la flexure de Landrethun, Mansy *et al.*, sous presse).

2) Déformation cassante et paléocontraintes

De nombreux affleurements du Bajocien au Tithonien, sur la côte et à l'intérieur des terres montrent des structures cassantes. Les mesures de failles ont été analysées en termes de paléotenseurs de contraintes (Angelier, 1983). Certains niveaux stratigraphiques enregistrent particulièrement bien les effets de la tectonique cassante, et d'autres très mal. Ce n'est pas pour autant qu'ils n'ont subi aucune déformation. Par

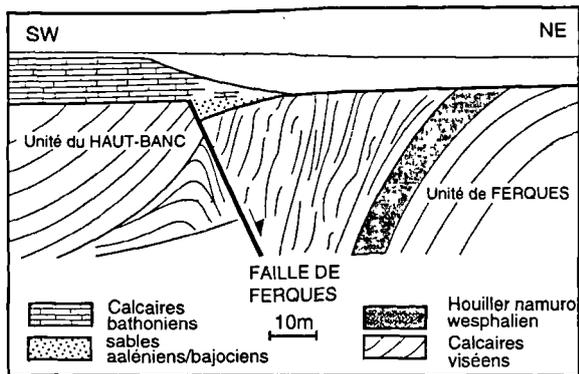


Fig. 3. — schéma du front ouest de la carrière des Moines (Société des Carrières du Boulonnais) montrant les relations entre le Bajocien-Bathonien et le substratum paléozoïque, au niveau de la zone faillée de Ferques. La faille de Ferques n'affecte pas le Jurassique (Notice de la carte géologique de Marquise, Mansy et al., sous presse).

Fig. 3. — Relationships between the Paleozoic basement (Visean rocks) and its Jurassic cover (Bajocian-Bathonian) in Moines Quarry. The Ferques Fault affects the Paleozoic but not the Jurassic. The Aalenian sands fill a paleo-relief on the Paleozoic roof (Notice of the Geological Map of Marquise, Mansy et al., submitted).

exemple, dans le Bathonien, les bons enregistreurs de la déformation sont les calcaires des membres B et C de la Formation de Leulinghen. On y mesure un grand nombre de failles, stries, diaclases et fentes de tension. A l'inverse, le membre A sous-jacent, argileux, ne montre pratiquement pas

de déformation cassante. Dans le Kimméridgien et le Tithonien, les traces de la déformation sont surtout visibles dans les bancs compétents calcaires et gréseux. Dans les épais passages argileux la déformation n'est pas accommodée par des failles, ou celles-ci sont moins visibles. Les paléo-états de contrainte mis en évidence sont les suivants (ordre sans rapport avec la chronologie des événements) :

1) une compression NNW-SSE est bien exprimée dans le Bathonien (Formation de Leulinghen) situé autour des carrières de calcaire paléozoïque (1, fig. 4), caractérisée par des failles décrochantes N030-N040 senestres, N120-N130 dextres, et de nombreuses diaclases N140-N160. Elle est également exprimée dans le Tithonien (Argiles de Châtillon), au nord d'Ambleteuse par des failles inverses à stries d'azimut NNW-SSE (2, fig. 4). Les deux familles de failles sont mesurées sur des affleurements d'âge et de lithologie différents (la Formation de Leulinghen est calcaire, la Formation des Argiles de Châtillon est argileuse). On propose deux hypothèses :

- les failles inverses et décrochantes sont l'expression de deux états de contrainte successifs au cours d'un même épisode tectonique. La direction de contrainte maximale (σ_1) NNW-SSE est la même, mais les contraintes intermédiaire (σ_2) et minimale (σ_3) ont permuté.

- les failles inverses et décrochantes sont le résultat d'un même événement compressif. La compression s'exprime alors différemment selon la lithologie : par des failles inverses dans les argiles kimméridgiennes et par des failles décrochantes dans les calcaires bathoniens. Par manque d'arguments sur le terrain, on ne peut trancher entre les deux hypothèses.

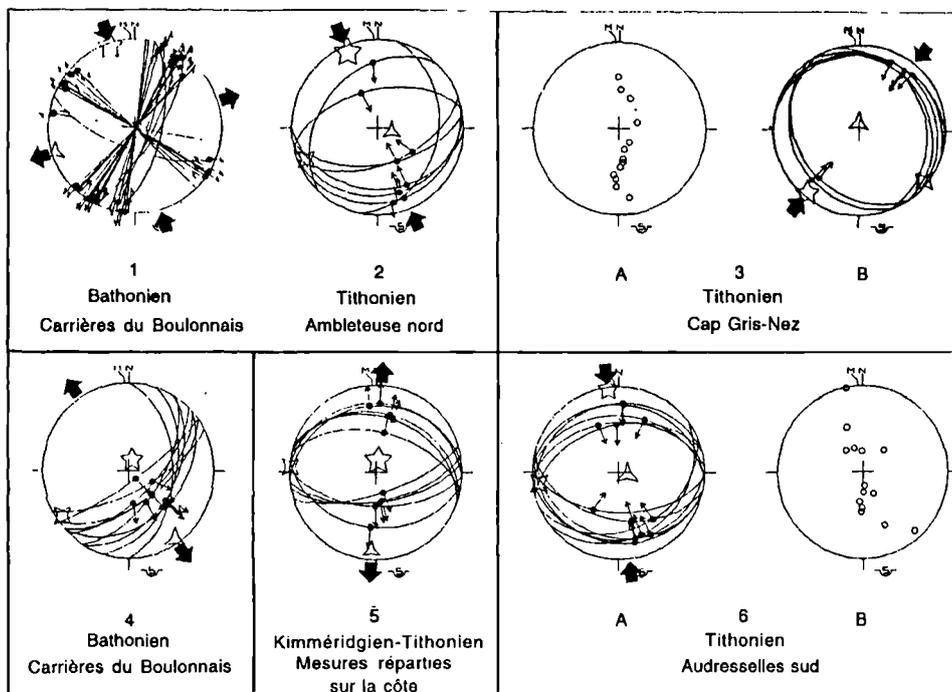


Fig. 4. — Paléo-états de contrainte mis en évidence dans les formations jurassiques du Boulonnais : exemples de sites représentatifs des principaux états de contrainte calculés. Représentation stéréographique des plans de faille et de stries (projection de schmidt, hémisphère inférieur), axes du tenseur des contraintes : étoiles à 5 (σ_1), 4 (σ_2), 3 (σ_3) branches; flèches noires : directions de compression et d'extension; points : pôles de la stratification.

Fig. 4. — Best examples of paleostate of stress computed in Jurassic rocks of Boulonnais Region. Striated faults and paleostress axes shown as five (σ_1) four (σ_2) and three (σ_3) pointed stars. direction of compression and extension as black arrows; lower hemisphere projection. poles to bedding shown as points.

2) une compression N-S est surtout exprimée par des failles inverses E-W qui accompagnent les déformations plicatives (6, fig. 4). Elles sont localisées au Cap Gris-Nez et au Sud d'Ambleteuse (voir § 2.3. : Déformation plicative).

3) une extension NW-SE est exprimée dans le Bathonien, autour des carrières paléozoïques, par des failles normales à stries d'azimut NW-SE (4, fig. 4). On observe également de nombreuses fentes de tension N040-N050 qui, en l'absence de trace de compression NE-SW, peuvent être attribuées à une extension NW-SE.

4) une extension N-S est surtout exprimée dans le Kimméridgien-Tithonien (5, fig. 4). Les failles normales ont une direction en moyenne E-W, leur stries ont un azimut proche de N-S (fig. 5).

Aucun argument sur le terrain ne permet de dater, même de façon relative, les différentes familles de failles et donc les paléo-états de contrainte. Il convient donc de tenter de déduire leur âge de façon indirecte, par comparaison avec les paléo-contraintes déjà identifiées par exemple dans les formations crétacées du Boulonnais et dans des régions voisines.

3) La déformation plicative et les relations avec la déformation cassante

En longeant la côte entre Boulogne et le Cap Gris-Nez, on observe deux types de plis : des plis à grande longueur d'onde : anticlinal de la Crèche et synclinal au Sud d'Audresselles (fig. 7) et des déformations plicatives plus intenses localisées à proximité de grands accidents : plis dans la zone faillée du Cap Gris-Nez, au Sud d'Audresselles près de la zone faillée de la Slack-Epître et à l'échangeur n°7 de l'autoroute A16.

a) Cap Gris-Nez

Le Cap Gris-Nez constitue une zone plissée et faillée, où affleurent les Argiles de Châtillon, les Grès de la Crèche et les Argiles de la Crèche et de Wimereux (Tithonien) sur environ 1 km. La déformation est localisée sur la partie orientée E-W du Cap (fig. 6). Le site du Cap Gris-Nez est depuis longtemps étudié (Pruvost, 1924), mais reste difficile à comprendre, car le sable masque en partie les affleurements. De plus, des structures d'effondrement gravitaire récent se superposent aux structures tectoniques. Toutefois, on distingue :

-des plis : sur la plage, on peut voir des bancs verticaux à horizontaux de grès et de calcaire, des terminaisons périclinales et des contacts anormaux (A, fig. 6). Les plis ont un grand rayon de courbure. Ils sont dissymétriques, avec un flanc nord vertical ou fortement penté et un flanc sud sub-horizontale. Trois terminaisons péri-anticlinales sont visibles sur la plage et un anticlinal affleure sur la falaise (C, fig. 6). La projection cyclographique des mesures de stratification permet d'estimer les axes de plis : N090 à N100.

-des failles E-W : les plis sont découpés par des failles E-W. Malheureusement on ne voit pas les plans de failles. Celles-ci sont déduites de successions stratigraphiques anormales (par exemple les Argiles de Châtillon au contact des Argiles de Wimereux) ou d'angles entre les bancs. Il peut s'agir de failles inverses et/ou décrochantes. Latéralement, certaines failles deviennent parallèles à la stratification. La déformation sous forme de niveaux de décollements et glissements bancs sur bancs est en effet favorisée par la

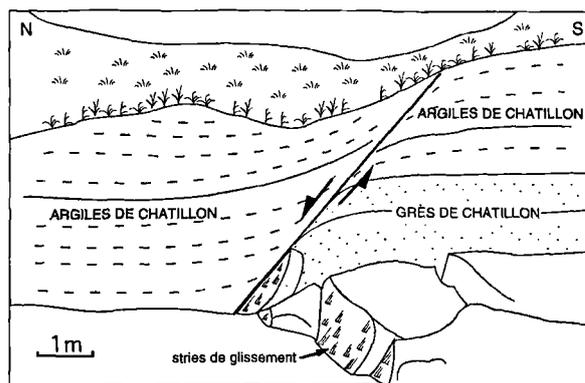


Fig. 5. — Exemple de faille normale dans dans le Kimméridgien (Argiles de Châtillon, plage au nord d'Audresselles)

Fig. 5. — Example of normal fault in Kimmeridgian rocks (Argiles de Châtillon, cliff North to Audresselles).

lithologie du Tithonien : il est constitué d'alternances de bancs compétents et incompétents (grès, calcaires et argiles).

-des décrochements de directions moyennes N150-160 et N040-050, découpant les flancs des plis. Ils ont des rejets apparents décrochantes, respectivement dextres et senestres, métriques à décamétriques. La stratification ayant un pendage fort vers le Nord, il est également possible que ces failles soient d'anciennes failles normales, basculées lors du plissement.

-des failles inverses : sur la partie est de la plage, près de la falaise, on observe des failles inverses conjuguées de direction NW-SE affectant quelques bancs des Argiles de Châtillon. Elles sont le résultat d'une compression NE-SW (3B fig. 4).

Au Cap Gris-Nez, le Tithonien est affecté de plis d'axes E-W et de failles de direction E-W. La zone plissée et faillée se poursuit en mer selon une direction également E-W comme le montre un passage de forte réflectance sur un des profils sismiques (fig. 2). Les plis E-W résultent d'une compression N-S post-tithonienne. Les failles E-W quant à elles, sont soit synchrones des plis (faille inverses décrochantes et plis de rampe en compression N-S), soit diachrones des plis. Les failles décrochantes N150-160 et N040-050 caractérisent une contrainte maximale (σ_1) orientée NNE-SSW située dans l'angle aigu que font les deux familles de décrochements, et dans l'angle obtus que font les failles E-W avec les décrochements N150-160 (figure 6B). Ceci signifierait que, lors de la compression NNE-SSW, les failles E-W sont héritées. On peut donc imaginer que les failles E-W représentent des structures antérieures reprises lors d'une période compressive N-S ou NNE-SSW qui provoque alors leur rejeu inverse senestre ainsi que la formation des plis d'axe E-W et des failles décrochantes. Les décrochements peuvent toutefois avoir une autre origine. Le pendage de la stratification qu'affecte les décrochements est de 70° à 80° vers le nord. Si on bascule la stratification pour restituer son pendage initial horizontal, les décrochements subissant le même basculement auraient alors l'allure de failles normales conjuguées. Il est ainsi possible que les décrochements soient d'anciennes failles normales résultant d'une période d'extension fini-Jurassique et ayant été basculées avec la stratification lors du plissement. Mais cela n'empêche pas qu'elles aient pu être de nouveau sollicitées en décrochement lors d'une compression NNE-SSW plus tardive.

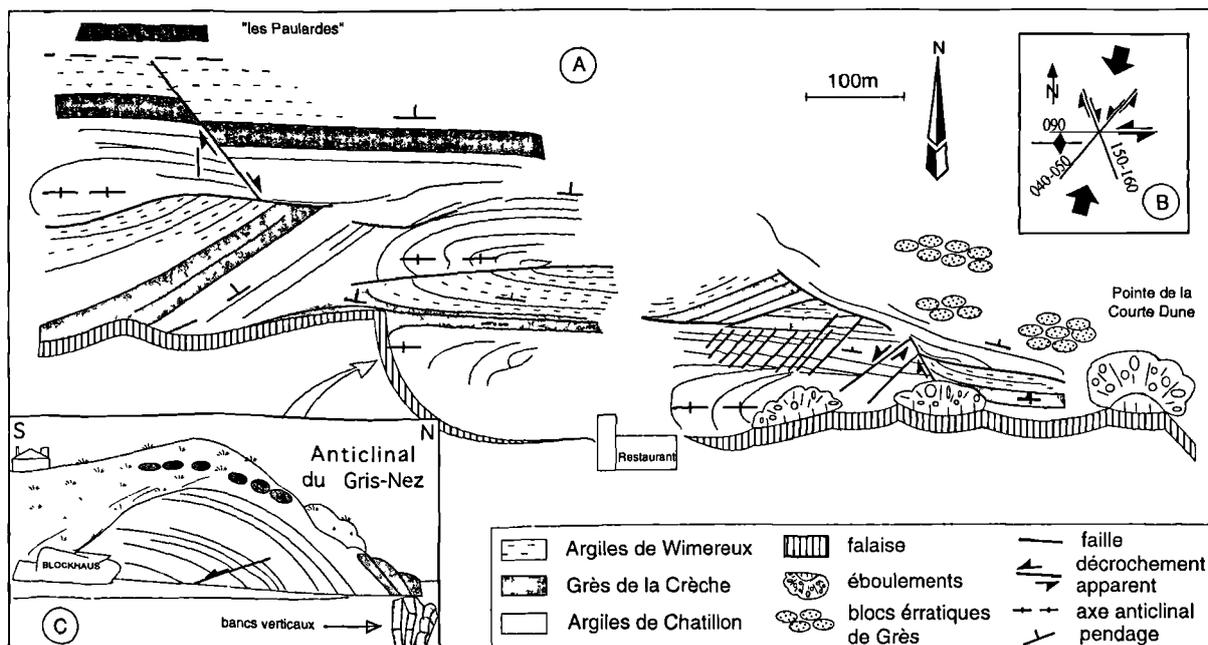


Fig. 6. — A Carte interprétative des structures observées sur la plage du Cap Gris-Nez; B : schéma des principales structures; C : anticlinal observable sur la falaise à l'Ouest du restaurant

Fig. 6. — A Interpretative map of the tectonic structure on the Cap Gris-Nez beach. B Major orientations sketch. C Anticline visible on the cliff, in the western part of the beach.

b) Audresselles

On observe à marée basse sur la plage et sur la falaise au Sud d'Audresselles, des structures plissées et faillées dans les Argiles de Châtillon. Elles résultent de régimes tectonique en extension (failles normales) et en compression (failles inverses et plis). Sur la falaise on voit du Sud au Nord (fig. 7) : un large synclinal dont le flanc nord est affecté de failles normales de direction N080; un pli anticlinal déversé vers le nord affecté d'une faille inverse sur la charnière; puis après un blockhaus qui masque les structures, des grès en position horizontale qui peuvent être assimilés aux Grès de la Crèche. Les mesures de stratification effectuées sur la plage dans les Argiles de Châtillon, permettent de calculer un axe de pli E-W. Un banc de calcaire montre des failles inverses E-W conjuguées à stries N-S. Une marée basse de forte amplitude a découvert temporairement un pli dans les argiles. Un banc de calcaire permet d'en distinguer la charnière. Son plan axial est vertical et plissé en forme de "S". La direction de l'axe du pli varie de N-S à N040. Ses relations avec les autres structures sont masquées par le sable.

Le calcul d'un paléo-tenseur de contrainte sur les failles inverses de la plage témoigne d'une compression N-S (6A fig. 4). Le calcul sur les failles normales de la falaise montre

une extension NNE-SSW. Les relations entre les failles normales et les plis sont masquées par le sable. Elles peuvent être soit synchrones du pli (failles normales sur l'extrados), soit postérieures. La relation entre le pli en "S" vu sur l'estran et les structures de la plage décrites plus haut sont masquées par le sable. Le pli a pu se former dans un contexte décrochant, probablement dextre.

c) Echangeur n°7

Les Argiles de Montaubert affleurent sur le talus de l'autoroute A16, au niveau de l'échangeur n°7, sur environ 1 km. Elles sont affectées par des plis très ouverts associés à des failles inverses peu pentées (fig. 8). La stratification soulignée par des lits gréseux fins permet de calculer l'axe des plis, du Sud au Nord : N074, N112 horizontaux et N133 plongeant de 20° vers le NW. Les plis résultent d'une compression N-S à NNE-SSW. Cette direction est en accord avec les hypothèses de compression NNE-SSW faites sur la structure du Cap Gris-Nez. Le rejet des failles n'est pas très important. On en conclut cependant qu'une déformation compressive NNE-SSW est accommodée par des failles inverses et des plis dans les épaisses formations argileuses du Jurassique moyen.

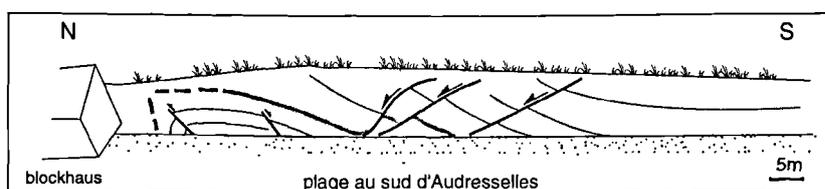


Fig. 7. — Exemple de déformations plicative et cassante dans les Argiles de Châtillon, sur la plage au Sud d'Audresselles.

Fig. 7. — Folded and faulted structure in the Argiles de Châtillon on the cliff South of Audresselles.

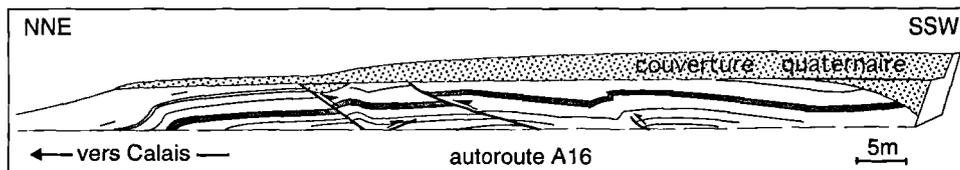


Fig. 8. — Schéma du talus de l'autoroute A16 (échangeur n°7) : des failles inverses, plis et plis de rampe sont visibles dans les argiles oxfordiennes.

Fig. 8. — Example of folds, reverse faults and ramp anticline in the Oxfordian clays, visible on the A16 motorway embankment number 7.

4) Chronologie des déformations

La structure du Jurassique est le résultat d'une tectonique polyphasée syn- et post-jurassique. Les déformations extensives et compressives se superposent. Les plis sont l'expression de compressions (par exemple les plis du Cap Gris-Nez) et de contextes tectoniques décrochants (par exemple le pli d'Audresselles). Ils sont localisés dans des zones de déformation importante orientées E-W ou au sein d'épaisses formations argileuses (échangeur n°7). On a mis en évidence des paléo-états de contrainte résultant en des déformations différentes en fonction de la lithologie. L'étude structurale détaillée des sites du Cap Gris-Nez, d'Audresselles et des profils sismiques permet d'établir la chronologie des déformations :

- extension N-S probable au Tithonien marquée par les failles normales dans le kimméridien tithonien (5, fig.4) ; les décrochements vus au Cap Gris-Nez, s'ils sont d'anciennes failles normales basculées, pourraient aussi en être le résultat.
- compression N-S post-Tithonien et anté-Purbeckien, observable sur les profils sismiques (discordance du Purbeckien sur le Tithonien), et dont une partie de la déformation au Cap Gris-Nez peut résulter.
- extension N-S responsable des failles normales E-W vues sur les profils sismiques.
- compression NNE-SSW exprimée par des décrochements et le rejeu inverse probable des failles E-W au Cap Gris-Nez, et responsable des déformations compressives dans le Jurassique.

III. — ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE MÉSO-CÉNOZOÏQUE : UN ÉLÉMENT DU BASSIN DE PARIS.

Les résultats de l'analyse structurale dans le Boulonnais sont comparés au cadre plus général du Bassin de Paris. Le Boulonnais s'intègre bien dans l'évolution du bassin. Des événements connus ailleurs dans le bassin permettent de proposer des datations pour les paléo-états de contrainte caractérisés dans le Boulonnais (fig. 9).

L'histoire du Bassin de Paris débute dès le Permien. Un amincissement lithosphérique provoque un rifting intra-continental (Curnelle, 1986; Pomerol, 1980). Le Bassin de Paris acquiert ses grandes directions structurales N110 et N030, orientation des fossés permien (Pomerol, 1978), qui resteront pérennes. C'est dans un contexte de subsidence que les transgressions jurassiques atteignent le Boulonnais (Mégny, 1980; Guillocheau *et al.*, 1992). L'extension est ininterrompue jusqu'au Jurassique supérieur. Son moteur est attribué à l'extension de la Téthys, l'ouverture de l'Atlantique nord et l'accélération de l'ouverture de l'Atlantique central (Guillocheau, 1991). Elle est associée dans le Boulonnais aux

déformations synsédimentaires en extension du Bathonien (Vidier *in* Colbeaux *et al.*, 1992), et aux mouvements de soulèvement épi-orogéniques enregistrés dans la sédimentation au Kimméridgien et Tithonien (Proust *et al.*, 1995). Au Cap Gris-Nez on a fait l'hypothèse de failles normales basculées dans les formations tithoniennes. Elles pourraient trouver leur origine dans ce contexte d'extension.

On a mis en évidence dans le Boulonnais une phase de déformation entre le Tithonien et le Purbeckien. Elle correspond dans le Bassin de Paris à une période de régression et d'inversion tectonique au passage Jurassique-Crétacé (Pomerol, 1980; Mégny, 1980; Wyns, 1980; Curnelle et Dubois, 1986; Cavelier et Lorenz, 1987). Les premiers sédiments crétacés sont transgressifs et discordants sur le Jurassique (Pomerol, 1980; Mégny, 1980; Simpson, 1981 *et al.*; Cavelier et Lorenz, 1987, Guillocheau, 1991). Le Crétacé inférieur marque ensuite une période de subsidence. La trace dans le Boulonnais en est le bassin wealdien au nord de la flexure de Landrethun.

L'Aptien-Albien-Cénomaniens constituent une seconde période d'inversion tectonique dans le Bassin de Paris (Mégny, 1980; Wyns, 1980; Curnelle et Dubois, 1986). Elle est associée à une hausse de l'activité des dorsales océaniques (Pomerol, 1980; Guillocheau, 1991). Elle se marque par une compression N-S dans le Crétacé du Boulonnais (Vandycke, 1992). La subsidence différentielle reprend au Crétacé supérieur. De nouvelles transgressions permettent la sédimentation de la craie sur l'ensemble du Bassin de Paris. Cette période s'achève avec une nouvelle émergence accompagnée d'une inversion tectonique (Mégny, 1980).

La limite Mésozoïque-Cénozoïque marque le passage d'un contexte dans l'ensemble extensif (du Permien au Crétacé) à un contexte plutôt compressif. Il est dû à la convergence Afrique-Europe (Bergerat, 1987). Les déformations compressives commencent dès le Maastrichtien (Simpson *et al.*, 1981; Curnelle et Dubois, 1986) provoquant alors la formation des grands anticlinaux comme l'anticlinal de Bray (Mégny, 1980; Cavelier et Lorenz, 1987) et le début de la surrection de l'Artois (Robaszynski, 1981). Durant le Paléocène, le taux de subsidence décroît (Mégny, 1980), pour aboutir à une nouvelle inversion à l'Éocène moyen et supérieur, qui résulte d'un champ de contraintes en compression N-S (Bergerat, 1987; Cavelier, 1987; Hibs, 1992). Les déformations plicatives d'axe E-W observées dans le Jurassique du Boulonnais peuvent résulter de cette compression. Le contexte d'inversion s'intensifie au Miocène (Chadwick, 1993). En Europe de l'Ouest au Miocène inférieur, le champ de contraintes est compressif et de direction NE-SW (Bergerat, 1987). Dans le Boulonnais on a caractérisé une compression NE-SW qui pourrait donc être de cet âge (Cap Gris-Nez, fig. 2). Dans le Sud de la Grande Bretagne, d'anciennes failles normales E-W dans le Crétacé

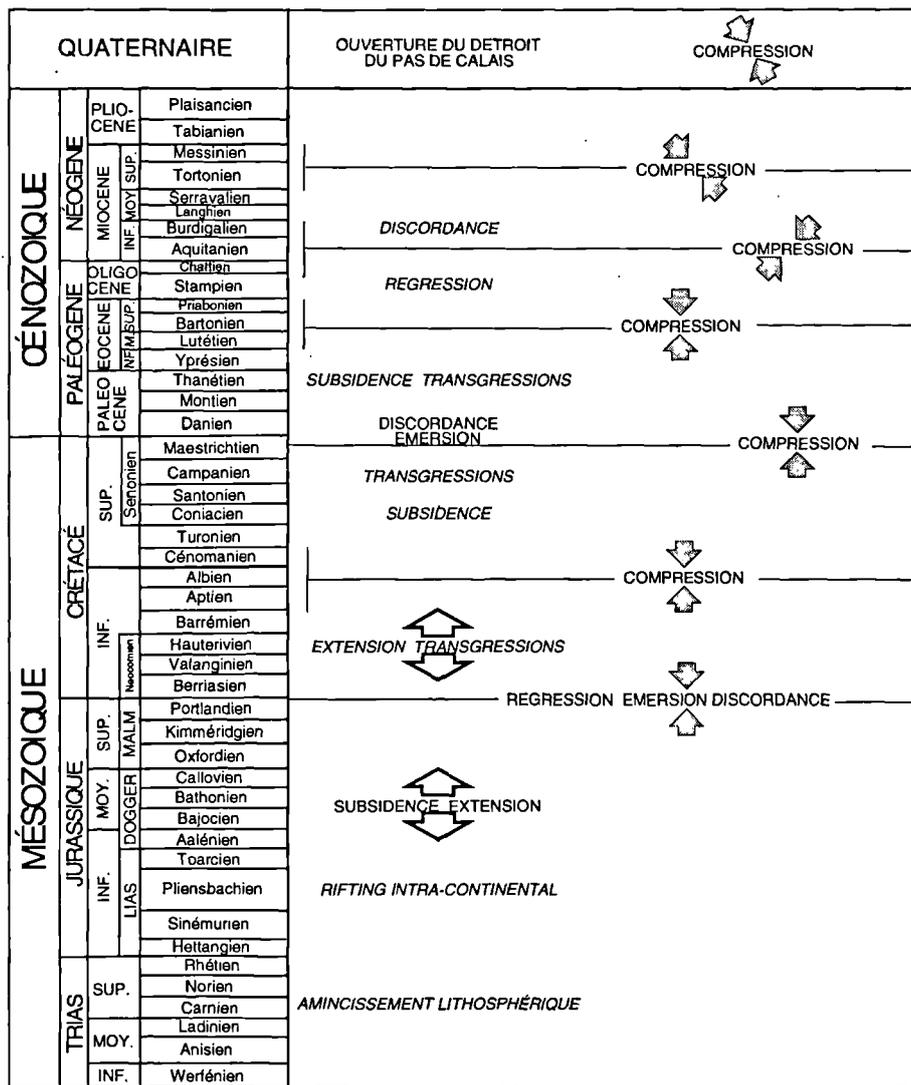


Fig. 9. — Evolution mésozoïque et cénozoïque du Boulonnais dans le cadre du Bassin de Paris. Les événements notés en italique sont tirés de la littérature concernant le Bassin de Paris.

Fig. 9. — Mesozoic and Cenozoic geodynamic evolution of the Boulonnais Region as belonging to the Paris Basin. Event written in italics are based on literature study.

inférieur rejoignent au Miocène. Elles provoquent des flexures dans le Crétacé supérieur sus-jacent (Chadwick, 1993). Cette déformation en flexure est similaire à celle observée dans le Crétacé supérieur du Boulonnais au niveau de la flexure de Landrethun. Le jeu ou un rejeu de la flexure de Landrethun pourrait être de même âge.

Durant le quaternaire, la plate forme ouest européenne est soumise à un champ de contraintes en compression NNW-SSE. Ceci provoque des soulèvements (Mégnién, 1980; Wyns, 1980). C'est aussi à cette époque que s'ouvre le Détroit du Pas de Calais (Colbeaux *et al*, 1980; Robaszynki, 1981). Le contexte compressif NNW-SSE perdure actuellement.

IV. — CONCLUSIONS

Du point de vue régional, cette étude a apporté des précisions sur les structures du Boulonnais. On a mis en évidence les trois directions structurales majeures : N030,

N110-120 et E-W, représentées par des failles et des axes de plis. Les failles N030 et N110-120 sont rencontrées principalement à l'intérieur des terres, alors que les failles E-W sont le trait marquant de la structure en mer et sur falaises. L'origine de ces directions est directement héritée des structures paléozoïques. Cependant, comme dans le cas de la Faille de Ferques, tous les accidents paléozoïques ne rejoignent pas, alors qu'ils sont favorablement orientés par rapport aux nouvelles contraintes. Les déformations observées à l'affleurement sont aussi bien plicatives que cassantes. Leur analyse structurale et en termes de paléo-tenseurs de contrainte témoigne d'une histoire polyphasée, successivement extensive (failles normales), compressive (plis et failles inverses), et décrochante (failles décrochantes et virgation de charnière). D'un point de vue plus global, cette histoire s'intègre dans l'évolution méso-cénozoïque du Bassin de Paris. Les traces d'extension dans le Boulonnais correspondent aux périodes d'extension dans le Bassin de Paris au Mésozoïque. Les traces de compression sont associées au contexte d'inversions cénozoïques.

Remerciements. — Nous remercions B. Tessier de nous avoir communiqué les profils sismiques exécutés par le RCMG, ainsi que J.P. Auffret et P. Guennoc pour leur aide en ce qui concerne

l'interprétation des profils. Merci également à J.P. Vidier pour ses connaissances et sa contribution lors des travaux de cartographie du Jurassique. et à J.F. Deconinck pour ses suggestions et conseils.

BIBLIOGRAPHIE

- ANGELIER J. (1983). — Analyses qualitatives et quantitatives des populations de jeux de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXV, 5, 661-672.
- BERGERAT F., (1987). — Paléochamps de contraintes tertiaires dans la plate-forme Européenne au front de l'orogène alpin., *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n°3, p 611-620.
- BONTE *et al.* (1971). — Carte géologique de Marquise au 1/50 000. *B.R.G.M.*
- CAVELIER C., LORENZ J. (1987). — Aspects et évolution géologiques du Bassin de Paris. Mémoire hors série n. 6 *Bull. Inf. géol. Bassin Paris.*
- CHADWICK R.A., (1993). Aspects of basin inversion in Southern Britain. *J. Geol. Soc. London*, vol. 150, p311-322.
- COLBEAUX J.P., DUPUIS C., ROBASYNSKI F., AUFFRET J.P., HAESAERTS P., SOMME J. (1980). — Le détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe Nord-Occidentale., *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Vol. 17, N° 4, p. 41-54.
- COLBEAUX J.P. AMEDRO F., BERGERAT F., BRACQ P., CRAMPON N., DELAY F., DUPUIS C., LAMOUROUX C., ROBASYNSKI F., SOMME J., VANDYCKE S., VIDIER J.P., (1993). — Un enregistreur des épisodes tectoniques dans le bassin de Paris : le Boulonnais. *Bull. Soc. géol. France*, t. 164, n°1, pp. 93-102.
- CURNELLE R., DUBOIS P. (1986). — Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français; Bassin de Paris, d'Aquitaine et de Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. II, n. 4, pp. 529-546.
- DECONINCK J.F., CHAMLEY H., DEBRABANT P., COLBEAUX J.P., (1983). - Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la sédimentologie des argiles et de la géochimie. *Ann. Soc. géol. Nord*, CII, 145-152
- FAUCONNIER D., (1995). — Jurassic palynology in the Champagne area France; correlations using sequence stratigraphy. *Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol.*, (sous presse).
- GEYSSANT J.R., VIDIER J.P., HERBIN J.P., PROUST J.N., DECONINCK J.F. (1993). — Biostratigraphie et paléoenvironnement des couches de passage Kimmeridgien/Tithonien du Boulonnais (Pas-de-Calais) : nouvelles données paléontologiques (ammonites), organisation séquentielle et contenu en matière organique. *Géologie de la France*, n°4, p. 11-24.
- GROUPE FRANCAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE (1991). — Réactualisation des échelles d'ammonites. *3rd Intern. Symp. Jurassic Stratigr.*, Poitiers, p. 124-134.
- GUILLOCHEAU F. (1991). — Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, Série II, p. 1587-1593.
- GUILLOCHEAU F., BOURQUIN S., FRIEDENGERG R., (1992). — Genetic stratigraphy of triassic-jurassic sediments of the Paris basin : a tool for geodynamic knowledge. *Sequence stratigraphy of European basin*. Dijon 1992.
- HIBSCH C. (1992). — Apports de l'approche tectonosédimentaire pour l'analyse et la datation des paléo-contraintes tectoniques. Applications en domaine tabulaire (Tectonique Permo-cénozoïque en Grande Bretagne) et en domaine plissé (Tectonique crétacée de l'Arc de Castellane, S.E. France). Implications géodynamiques. Thèse de l'Univ. Paris Sud, 201 p.
- LAMARCHE J. (1995). — Structures et événements tectoniques dans le Jurassique du Boulonnais (terrain et imagerie). Mémoire de DEA, Univ. P. et M. Curie, 67p.
- MANSY J.L. *et al.* (sous presse). — Carte géologique de Marquise au 1/50 000. *B.R.G.M.*
- MÉGNIE C. *et coll.* (1980). — Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M.*, n. 101, Stratigraphie et Paléogéographie, 466p., *Mém. B.R.G.M.*, n. 102, Atlas, 54 pl., *Mém. B.R.G.M.*, n. 103, Lexique des noms de Formation, 468p.
- MÉGNIE C. (1980). — Tectogenèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXII, n. 4, pp. 669-680.
- POMEROL C., (1980). — L'évolution du Bassin Parisien. dans *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires.*, A.S.F., Editions Technip.
- POMEROL C. (1978). — Évolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *Geol. en Mijnb.*, vol. 57, (4), p. 533-543.
- 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. *Geologisch Rundschau*, vol. 84, n°2, pp. 255-271.
- PRUVOST P. (1924). — Observations sur la structure du Cap Gris-Nez et sur les mouvements qui ont affecté le pays Boulonnais après le dépôt du Jurassique. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, n° 156, t. XXVIII, 72 p., 18 fig., 4 pl.
- ROBASZYNSKI F. (1981). — Moderation of Cretaceous Transgressions by Block Tectonics : An example from the north and North-West of the Paris basin. *Cretaceous Research*, 2, pp. 197-213.
- SIMPSON I.R., GRAVESTOCK M., HAM D., LEACH H., THOMPSON S.D., (1981). — Notes and cross-sections illustrating inversion tectonics in the Wessex Basin. in *Inversion Tectonics*. Cooper Williams.
- VANDYCKE S. (1992). — Tectonique cassante et paleocontraintes dans les formations crétacées du nord-ouest européen. Implications géodynamiques. Thèse de l'Université Paris VI, 179 p.
- VIDIER J.P., GARCIA J.P., THIERRY J., FAUCONNIER D. (1995). — Le Dogger du Boulonnais (Nord du Bassin de Paris) : nouveaux découpages chronologique et séquentiel des formations carbonatées jurassiennes en bordure du massif Londres- Brabant., *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, série IIa, p.219-226.
- WYNS R. (1980). — Apports de la microtectonique à l'étude de l'anticlinal du Pays de Bray : proposition d'un mécanisme de pli en compression avec décrochements associés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXII, n. 4, pp. 681-684.

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.....	336,00 F
	n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.....	252,00 F
	n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.....	36,00 F
Tome IV	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Vermeuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.....	90,00 F
Tome VI	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.....	85,00 F
	n° 2. — J. GOSSELET <i>et al.</i> , <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2.....	336,00 F
	n° 3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.....	156,00 F
Tome VII	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.....	102,00 F
Tome VIII	n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.....	120,00 F
Tome IX	n° 1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.....	432,00 F
	n° 2. — G. FOURNIER <i>et al.</i> , <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.....	96,00 F
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIÈRE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
Tome XII	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
Tome XIII	— P. BRICHE <i>et al.</i> , <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.....	84,00 F
Tome XV	— J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.....	180,00 F
Tome XVI	— A. BOUROZ <i>et al.</i> , <i>Essai de synthèse des données acquises dans la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.....	250,00 F

FASCICULES SPÉCIAUX (*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1).....	85,00 F
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3).....	70,00 F
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	200,00 F
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4).....	150,00 F
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1).....	150,00 F
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI, fasc. 4).....	125,00 F
« Géologie et aménagement régional » (T. CIX, fasc. 2).....	T.T.C. 250,00 F
« Le Nord et son environnement géologique. » (T. 2, 2 ^{me} série, fasc. 1).....	175,00 F

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridionale</i>	185,00 F
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Héliénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormeica des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i>	T.T.C. 100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly (Fasc. 1 : Evolution tectono-métamorphique ; Fasc. 2 : Traitement informatique des microanalyses chimiques ; Fasc. 3 : Carte géol. en couleurs 1/25000 Massif Agly)</i>	T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennaise (Nord de la France)</i>	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	150,00 F
Publication N° 20. — G. MAVRIKAS, <i>Evolution Crétacé-Eocène d'une plate-forme carbonatée des Héliénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (Massif du Gavrovo), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale)</i>	150,00 F
Publication N° 21. — P. BRACQ, <i>Effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apport de l'analyse morphostructurale</i>	150,00 F
Publication N° 22. — N. FAGEL, <i>Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord, mise en évidence et interprétation</i>	150,00 F
Publication N° 23. — G. BUSSON <i>et A. CORNÉE</i> , <i>L'événement océanique anoxique du Cénomani supérieur-terminal. Une revue et une interprétation mettant en jeu une stratification des eaux marines par le CO₂ mantellique</i>	125,00 F

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20% sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.).

SOMMAIRE

Tome 4 (2^{me} série), Fascicule 4

parution 1996

	pages
Jacques THIERRY, Jean-Pierre VIDIER, Jean-Pierre GARCIA et Didier MARCHAND. — Le Dogger du Boulonnais: lithostratigraphie, biostratigraphie et stratigraphie séquentielle des séries à l'affleurement.....	127
Jean-François DECONINCK, JEANNINE R. GEYSSANT, Jean-Noël PROUST et Jean-Pierre VIDIER. — Sédimentologie et biostratigraphie des dépôts <u>kimméridgiens</u> et <u>tithoniens</u> du Boulonnais.....	157
Juliette LAMARCHE, Françoise BERGERAT et Jean-Louis MANSY. — Tectonique plicative et cassante dans le Jurassique du Boulonnais : une histoire Méso-Cénozoïque polyphasée.....	171

© 1996 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

Toute reproduction, même partielle, de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteurs.

Imprimé en France (Printed in France)