



HAL
open science

**Enregistrement de processus sédimentaires
pléistocènes Exemples de plates-formes détritiques et de
bassins profonds Mer du Nord et mers de Chine**

Alain Trentesaux

► **To cite this version:**

Alain Trentesaux. Enregistrement de processus sédimentaires pléistocènes Exemples de plates-formes détritiques et de bassins profonds Mer du Nord et mers de Chine. Hydrologie. Université des Sciences et Technologie de Lille - Lille I, 2005. tel-00140889

HAL Id: tel-00140889

<https://theses.hal.science/tel-00140889>

Submitted on 10 Apr 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



N° d'ordre : .

Université des Sciences et Technologies de Lille

Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches en : Sciences Naturelles

Alain TRENTESAUX

Titre :

**Enregistrement de processus sédimentaires pléistocènes
Exemples de plates-formes détritiques et de bassins profonds
Mer du Nord et mers de Chine**

Présenté à Lille le 1^{er} Décembre 2005

Membres du jury

Edward Anthony	Professeur, Université du Littoral, Dunkerque	Rapporteur
Serge Berné	Ingénieur, HDR, Ifremer, Brest	Rapporteur
Nicolas Tribouvillard	Professeur, Université Lille 1	Rapporteur
Marc de Batist	Professeur, RCMG, Université de Gand, Belgique	Examineur
Jean-Luc Potdevin	Professeur, Université de Lille 1	Examineur
Christian France-Lanord	Directeur de Recherches, CRPG, Nancy	Examineur
Hervé Chamley	Professeur, Université de Lille 1	Invité

Remerciements

La période passée à rédiger son habilitation est propice aux remerciements. J'ai considéré que cet exercice correspondait à une synthèse des travaux effectués depuis plus de dix ans. Le volume aurait un bien plus grand nombre de pages s'il contenait ne serait-ce qu'un résumé de tous les bons moments passés avec des collègues ou des étudiants. Chaque mission, chaque article, chaque congrès ou rencontre, chaque jour au laboratoire est l'occasion de partager avec nos voisins du moment nos expériences, notre travail et notre plaisir. Je distinguerai néanmoins quelques personnes dans ces lignes.

Trois personnes ont accepté de faire un rapport sur ce travail et je les en remercie. Serge Berné qui fut mon parrain de thèse a accepté, quelques années plus tard, de faire partie du comité. J'ai toujours eu un grand plaisir à travailler avec ce chercheur infatigable, rassembleur d'énergies dispersées. Edward Anthony, est venu en voisin. Nous partageons les joies des études littorales et je suis honoré qu'il ait accepté de venir lire ces quelques pages. Désigné d'office, Nicolas Tribouvillard a, lui aussi, bien voulu être rapporteur interne de ce mémoire le faisant momentanément passer du statut de l'ami du bureau voisin à celui de rapporteur.

Je voudrais également remercier Hervé Chamley. J'ai pour lui une affection sincère et une grande reconnaissance. Le virus de la géologie marine, je lui dois. Je suis heureux de l'avoir tiré de sa semi-retraite bien active pour revenir fouler à nouveau le sol de notre université. J'ai souhaité que Christian France-Lanord puisse jeter un œil sur ce mémoire. Il me semblait en effet important qu'il y ait un spécialiste pour avoir un regard critique sur mon second chapitre. Marc de Batist, vient d'outre Quiévrain pour nous éclairer de ses connaissances sur les plates-formes. Merci Marc. Enfin, Jean-Luc Potdevin, Directeur de notre laboratoire de recherche a accepté de juger d'un œil autant intéressé qu'extérieur ce mémoire.

Parmi mes collègues, je dois citer Christophe Colin. A lui tout seul, il donnerait envie d'aller à Orsay. Véritable conseiller de nos travaux sur la mousson, nous avons partagé 50 fois 12 heures de quart pendant la mission ODP et bien plus ensuite lorsque, les échantillons arrivés, nous avons commencé à les analyser et à interpréter les résultats. Chaque occasion de travailler avec lui ou de le rencontrer est une joie.

Zhifei Liu est un cas à part. Arrivé en post-doc chez nous, son intégration à base de pizza au chèvre fut une réussite. Il partage avec ses concitoyens une ardeur au travail que nous n'avons pas toujours. Le sourire dont il ne se défait jamais est une joie pour ceux qu'il rencontre. A la muraille de Chine, il faut ajouter Zhifei parmi les points chinois remarquables.

C'est avec Thierry Garlan du SHOM que j'ai eu le plaisir de travailler sur les dunes sous-marines du Pas-de-Calais. Il est agréable de rencontrer des gens aussi curieux et soucieux de faire avancer les sciences sédimentaires marines.

J'ai eu également beaucoup de plaisir à travailler avec Bernadette Tessier de mes premiers bancs à mes premiers papiers, Ad Stolk d'Utrecht à Santarem, toujours sur le pont, Marc de Batist le fidèle gantois et toute son équipe, Vera van Lanckner affectueuse gantoise, Liu Zhenxia Madame mer de Chine de l'Est, Wang Pinxian un Monsieur de l'océanographie chinoise, Huib de Vriend et Suzanne Hulscher pour partager des dunes ou des *sandwaves*, Nadia Mhammdi critique (peu) gastronomique (beaucoup) du Maroc, Daniel Hartmann à la méthode de traitement de la granulométrie aussi compliquée que les frontières de son beau pays. Dans les alpes l'équipe de Chambéry avec Marc Desmet, Christian Beck, Vincent Lignier, Fabien Arnaud et les autres m'a entraîné dans des aventures sans nom que mes petits enfants ne voudront jamais croire.

Le travail des maîtres de conférences ne serait rien sans les étudiants. Il se produit de véritables échanges. Les résultats ne sont pas toujours à la hauteur des espérances des uns et des autres mais j'ai la plupart du temps eu beaucoup de plaisir à travailler avec eux. Sophie Le Bot occupe la première place dans mon esprit. 'Ma' première doctorante est aujourd'hui une collègue de Rouen. Bienheureux les Rouennais ! Sébastien Boulay a partagé nos interrogations sur la mousson. Le symbole que je lui ai donné lors de sa thèse n'est rien à côté de ce qu'il m'a apporté. Il y a aussi, et je suis désolé de les mettre un peu en vrac, une série de doctorants : Claire Marion, Pierre Vagner, Youssef Lamdasni ou

François Demory. Une série de DEA : Jean-Paul Hermann, Sophie Denimal, Sébastien Garnaud, Fabrice Pluquet, François Charlet, Jérôme Curoy, Jérôme Kaiser, Lucie Perez-Belmonte, François Delestret, Thomas Sionneau, Sébastien Dassonville et Maxime Debret. Un paquet de maîtrise : Stéphane Decottignies, Grégory Autem, Anne Dequeker, Sébastien Lapierre, Julien Moreau, Benoît Robbart, Charles Verpoorter, Rémi Miquet ou Katia Leclercq... Et bien d'autres qui ont croisé mon chemin.

La géologie marine a de nombreuses différences en comparaison de ce qui se peut se passer à terre. Une mission demande un personnel scientifique ou technique nombreux et qualifié. Parfois des dizaines de personnes travaillent pour vous, parfois vous faites partie de cette dizaine. Je remercie tous les scientifiques et techniciens, et en particulier ceux avec qui j'ai partagé le quart, pour tous ces moments de travail interrompus par des escales ou des moments plus calmes où l'on a le temps de discuter. François Guichard, Tania et Bruno Marset, René Kerbrat, Gilles Lericolais (plutôt pour les escales d'ailleurs), Hi-Il Yi, Matt Higginson, Carlo Laj, Catherine Kissel, Vincent Sipka. Des chinois continentaux et de Taiwan, des américains et des français, des belges et des hollandais, des anglais... Quelle polyphonie ! Il faut également remercier les commandants et les équipages des divers navires : Belgica, Sépia II, Suroît, Atalante, Côtes de la Manche, Côtes d'Aquitaine, Mitra, Navicula, Onnuri, Joides Resolution, Marion Dufresne, Eureka et Tigre II.

L'histoire de notre laboratoire n'est pas un long fleuve tranquille. Sa géométrie a changé, des personnes sont parties, d'autres sont arrivées mais l'envie de travailler a toujours été présente. La stabilité de l'unité, c'est l'équipe technique que nous envient de nombreuses structures : Philippe, Deny, Miguel, Laurence et les autres. C'est aussi les collègues proches géographiquement : Nicolas, Armelle, Viviane, Aloys, Brigitte, Olivier, Christian ou aujourd'hui plus lointains : Jean-François, Pierre, Jean-Yves, Corinne, Abder et les autres. C'est enfin la constellation de thésards qui, été ou hiver hante les couloirs de ce bâtiment le rendant plus vivant.

Il n'est pas question pour moi de citer tout le monde et je sais négliger ici certaines personnes rencontrées tous les jours ou ponctuellement ayant eu sur mon travail ou à titre personnel une influence encore plus grande. N'ayant jamais eu l'intention, ni dans la vie de tous les jours ni dans ce mémoire, d'être exhaustif, j'en terminerai là, sans les oublier.

Sommaire

INTRODUCTION **1**

CHAPITRE I. CORPS SEDIMENTAIRES SABLEUX ET PROCESSUS SUR LES PLATES-FORMES CONTINENTALES DETRITIQUES **3**

I.1. PROBLEME POSE	3
I.1.1. CONTEXTE GENERAL	3
I.1.2. CHOIX DE LA ZONE D'ETUDE	3
I.1.3. À QUELLES QUESTIONS VOULONS NOUS REpondRE ?	4
I.2. ARCHITECTURE DES CORPS SABLEUX DE PLATE-FORME. ENREGISTREMENT DES MODIFICATIONS ENVIRONNEMENTALES	5
I.2.1. INTRODUCTION	5
I.2.2. LES BANCS SABLEUX, MARQUEURS DES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN	5
I.2.2.1. Contexte défavorable	5
I.2.2.2. Contexte favorable	7
I.2.2.3. Conclusion	8
I.2.3. LA MAREE ET SON ENREGISTREMENT DANS L'ARCHITECTURE DES CORPS TIDaux DE PLATES-FORMES	9
I.2.3.1. Les bancs sableux	9
I.2.3.2. Les dunes sous-marines	11
I.2.3.3. Conclusion	13
I.3. LES SEDIMENTS SUPERFICIELS, INDICATEURS DE L'HYDRODYNAMIQUE	13
I.3.1. INTRODUCTION	13
I.3.2. L'EMPREINTE DES CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES	14
I.3.3. IMPORTANCE DES PHENOMENES PAROXYsMAUX SUR LA NATURE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS	15
I.4. LES ESTUAIRES UN LIEU PRIVILEGIE D'ENREGISTREMENT.	16
I.4.1. INTRODUCTION	16
I.4.2. LE COMBLEMENT LENT MAIS INEXORABLE DES ESTUAIRES	16
I.4.2.1. Evolution historique de l'estuaire de l'Authie	16
I.4.2.2. Enregistrement sédimentaire du comblement	18
I.4.2.3. Un comblement qui s'accélère ?	19
I.4.3. Conclusion	21
I.5. BILAN DES TRAVAUX REALISES SUR LES PLATES-FORMES	21
I.5.1. APPORTS PERSONNELS, APPORTS DU GROUPE DE TRAVAIL	21
II.5.2. PERSPECTIVES DE RECHERCHES	22

CHAPITRE II. EVOLUTION DE LA MOUSSON EST ASIATIQUE AU COURS DU PLEISTOCENE **23**

II.1. PROBLEME POSE	23
II.1.1. PRINCIPE GENERAL DE LA MOUSSON	23
II.1.2. À QUELLES QUESTIONS VOULONS NOUS REpondRE ?	25
II.1.3. CHOIX DE LA ZONE D'ETUDE	25
II.2. SOURCES ET TRANSPORT DU MATERIEL SEDIMENTAIRE EN MER DE CHINE DU SUD	29

II.2.1. LE NORD DE LA MER DE CHINE DU SUD	29
II.2.2. LE BORD OUEST DE LA MER DE CHINE DU SUD	32
II.2.3. LA QUESTION DES APPORTS EOLIENS. PREMIERS ELEMENTS.	32
II.3. LES PARTICULES DETRITIQUES, TRACEURS MARINS DES CONDITIONS CLIMATIQUES TERRESTRES	33
II.3.1. LES ARGILES MARQUEURS DE LA BALANCE ALTERATION/EROSION	34
II.3.2. LIEN ENTRE LA SEDIMENTATION EN MCS ET LES PHENOMENES GLOBAUX	36
II.4. LES SIGNAUX DETRITIQUES, MARQUEURS DES VARIATIONS DE LA MOUSSON DEPUIS 2 MILLIONS D'ANNEE	38
II.4.1. DU DEBUT DU PLEISTOCENE A 1,2 MA	40
II.4.2. DE 1,2 A 0,4 MA	40
II.4.3. DE 0,4 MA A L'ACTUEL	41
II.5. BILAN DES TRAVAUX EN PALEOCLIMATOLOGIE	41
II.5.1. APPORTS PERSONNELS, APPORTS DU GROUPE DE TRAVAIL	41
II.5.2. PERSPECTIVES DE RECHERCHES	42
CHAPITRE III. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	43
BIBLIOGRAPHIE	45

Introduction

La mer qui brasse les eaux et les sédiments est le ciment de mes recherches. Les courants qui la parcourent déplacent les particules, les trient, façonnent les corps sédimentaires, détruisent ce qu'ils avaient construit la veille. Les organismes qui la peuplent, à leur tour, modifient les sédiments avant d'en faire partie. Une fraction est préservée, trace que le sédimentologue tentera de décrypter.

Depuis plus de dix ans, mes bottes m'ont conduit sur de nombreuses mers et océans. Le thème général de mes recherches est la sédimentologie marine de terrains du Pléistocène. Dans ce cadre, je m'attache à comprendre les processus qui sont à l'origine des dépôts et les facteurs de leur préservation. Ces recherches sont à l'origine de deux axes principaux : 1) Etude des mécanismes responsables de la formation des corps sédimentaires en domaine de plate-forme silicoclastique au Pléistocène supérieur ; 2) Etude des marqueurs détritiques des changements climatiques en domaine océanique au Pléistocène. Ce sont les axes majeurs de mes recherches passées et ceux que je souhaite maintenir en avant dans le futur.

A ces deux axes se sont ajoutés des sujets de recherche motivés par la connaissance d'outils de prélèvements ou analytiques, par la rencontre de scientifiques d'horizons variés ou par la nécessité de financer notre recherche par des contrats. Ces sujets, non ou peu développés dans ce mémoire concernent par exemple l'enregistrement des changements environnementaux dans les lacs de haute montagne (Alpes de Haute Savoie) avec des équipes de Chambéry et de Grenoble, mais aussi l'étude de la sédimentation dans des bassins tibétains avec des collègues de Shanghai. D'autres sujets se sont ajoutés momentanément au gré des rencontres et des opportunités : travail sur la matière organique d'Orbagnoux, amélioration analytique de l'utilisation du granulomètre laser...

Sans vouloir apporter de pierre au débat qui anime les chercheurs sur la différence entre recherche fondamentale et appliquée, entre recherche dite de pointe et recherche sur contrat, je dois signaler cependant que j'ai toujours souhaité, par goût et par nécessité, maintenir un équilibre entre ces quatre pôles. Nous avons la chance dans nos disciplines liées à l'environnement de travailler sur des sujets qui peuvent intéresser le grand public mais aussi apporter des éléments à une meilleure connaissance de cet environnement. Nous devons avoir à l'esprit que cette connaissance doit se faire en lien avec les instances qui gèrent, animent ou utilisent cet espace.

Ce mémoire se divise en deux ensembles. Le chapitre 1 : « Corps sédimentaires sableux et processus sur les plates-formes continentales détritiques » représente l'essentiel de mon activité. Depuis mes travaux de doctorat, j'ai acquis des connaissances sur ces environnements mobiles, situés à des profondeurs telles qu'ils ne sont accessibles qu'à partir d'une embarcation. Ils sont cependant assez peu profonds pour représenter une source potentielle de granulats ou occasionner une gêne pour la navigation. Au départ, mon carnet d'adresse s'est rempli, à partir de la Belgique, de collègues d'Europe du nord. Les travaux initiés par Serge Berné en mer de Chine de l'Est m'ont donné l'occasion de confronter mes observations faites sur des marges maigres, la Manche et la mer du Nord, avec une marge grasse. Ceci m'a permis de développer les aspects de formation et de préservation des corps sableux de plate-forme. Plus récemment, je me suis approché de la côte jusqu'aux zones intertidales des estuaires. La question reste la même sinon que le corps sédimentaire est l'estuaire lui-même.

Le chapitre 2 : « Evolution de la mousson est asiatique au cours du Pléistocène. Le message porté par la fraction détritique » est une activité qui s'est développée à la faveur d'un embarquement sur une campagne ODP de mer de Chine du Sud. Le monde de l'océanographie manque de sédimentologues et celui qui travaille sur la plate-forme ne voit pas où l'essentiel du matériel finit sa course : dans les grands fonds. Dans un souci d'étudier sinon tous les compartiments au moins les compartiments marins, de la source à leur lieu de dépôt ultime, j'ai choisi de prolonger les études sur les mers marginales du Pacifique ouest en travaillant sur la mer de Chine du Sud. Je ne suis pas un paléocéanographe et l'essentiel des travaux ont été réalisés en collaboration avec des collègues dont Christophe Colin, des étudiants, le plus significatif étant Sébastien Boulay, et un post-doctorant chinois, Liu Zhifei. Ma contribution a concerné les aspects sédimentaires de ces études.

A la fin du mémoire, une sélection des publications les plus représentatives de mes recherches est donnée.

Si thématiquement mes activités scientifiques concernent ce qui est contenu dans ces deux chapitres, le point commun est la sédimentologie de dépôts récents dans des domaines marins. Les outils les plus fréquemment utilisés sont des outils classiques de sédimentologie et de géophysique. Prélèvements divers, de l'échantillon superficiel au forage en passant par les carottages, description, granulométrie laser et minéralogie des argiles pour les premiers, bathymétrie, sonar à balayage latéral et sismique haute résolution pour les seconds. Au cours de ces dernières années, j'ai pu améliorer les appareils de prélèvement de carottes et perfectionner l'analyse granulométrique des échantillons marins. Ces améliorations ont rendues possibles des travaux cités et ont pu être suivies de publications mais ne sont pas développées en tant que telles dans ce mémoire.

Chapitre I. Corps sédimentaires sableux et processus sur les plates-formes continentales détritiques

*Avec la mer du Nord pour dernier terrain vague
Et des vagues de dunes pour arrêter les vagues
Et de vagues rochers que les marées dépassent
Et qui ont à jamais le cœur à marée basse
Avec infiniment de brumes à venir
Avec le vent de l'est écoutez-le tenir
Le plat pays qui est le mien*

Le plat pays
Jacques Brel, 1962

La plate-forme continentale est la première étape avant l'océan. Si, en moyenne, la rupture de pente se fait à la profondeur de 132 m, il est d'usage de considérer 200 m comme sa profondeur limite. Par sa proximité, elle va concentrer de nombreux intérêts économiques : routes de navigation, extraction de substances minérales, pose d'ouvrages sous-marins, pêche... Par sa profondeur, elle va subir l'action de divers agents hydrodynamiques marins (marées, houles, tempêtes) tout en étant fortement influencée par le continent voisin (apports sédimentaires, liquides...). Par sa richesse elle va être l'objet d'attention d'acteurs aussi divers que les biologistes, les écologistes, les militaires, les carriers ou les aménageurs du territoire. Par sa complexité, enfin, elle va solliciter de nombreuses études scientifiques ayant souvent des retombées économiques directes.

I.1. Problème posé

I.1.1. Contexte général

Les plates-formes ont une extension très variable. Pour ne citer que la France elles varient par exemple de quelques kilomètres au large de Nice à 200 au large de la Loire et plus, depuis Dunkerque, vers la mer du Nord. Les plateformes sur lesquelles s'est portée notre attention sont caractérisées par un marnage méso- (de 2 à 4 m) à macro-tidal (supérieur à 4 m). Elles sont donc affectées par des courants de marée alternatifs, flot et jusant qui modèlent continuellement les formes du relief sous-marin et ceci jusqu'à des profondeurs importantes : de l'ordre de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ en mer de Chine de l'Est à la profondeur de 100 m (Fang, 1994; Trentesaux, 1996; Valle-Levinson et Matsuno, 2003) ou même $0,75 \text{ m.s}^{-1}$ à la limite du plateau continental (Butenko et al., 1983). Elles sont également affectées par l'action des houles dont le pouvoir de remobilisation des sédiments est important. Selon la géométrie de la plate-forme, leur action est limitée par la profondeur mais dans les zones soumises à de fortes tempêtes (tempêtes d'équinoxe en Europe, typhons en Asie), la quasi-totalité de la plate-forme peut subir leur action. Le fond de ces plates-formes ne ressemble pas aux vastes étendues océaniques au relief peu accusé. En effet, la dynamique façonne les amas de sédiments de tailles diverses pour former rides, dunes, bancs et autres formes sous-marines.

I.1.2. Choix de la zone d'étude

Au cours des quelques années précédentes, je me suis intéressé essentiellement aux corps sableux : bancs et dunes. Dans un premier temps, les études se sont déroulées en mer du Nord puis, après un léger débordement en Manche, l'expérience acquise en ces mers septentrionales nous a été utile pour appréhender des corps de grande taille de mer de Chine de l'Est (Fig. 1). Vinrent ensuite les estuaires dans lesquels les techniques apprises en mer sont applicables mais qui, par leur proximité immédiate sont l'objet de plus d'attention par un large public dépassant la communauté scientifique. Les objets étudiés sont de trois types : les bancs sableux, les dunes sous-marines et les estuaires. Le tableau suivant (Tab. 1) rend compte des principales missions réalisées pour étudier ces objets.

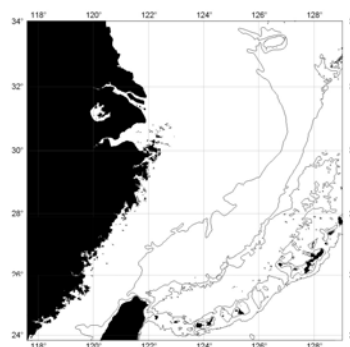


Figure 1 – Localisation des principales études dont il est fait mention dans ce chapitre. A : Plate-forme de la mer du Nord et de la Manche. B : Plate-forme de la mer de Chine de l'Est avec indication de la ligne des 100, 200 et 1000 mètres. La grande île en bas est celle de Taiwan. Dans le SE de la carte est figurée la terminaison méridionale de l'archipel d'Okinawa. Les deux cartes sont approximativement à la même échelle.

Lieux	Opérations	Navires employés	Durée
Bancs sableux			
Middelkerke bank	Sismique, carottages,	Belgica, Suroît,	50 j
Bassure de Baas	prélèvements de sédiment	Navicula, Mitra, Sépia	9 j
Kaiser-I-Hind	superficiel, sonar à balayage	II, Atalante, Côtes	10 j
Ridens de Calais	latéral, mesures de courants	d'Aquitaine	12 j
Mer de Chine de l'Est			30 j
Bancs de Dunkerque			3 j
Dunes sous-marines			
Zone Pas-de-Calais	Sismique 3,5 kHz, pose de pièges à sédiment et de station instrumentées	Sépia II Côtes de la Manche	15 j
Estuaires			
Baie de l'Authie	Courantologie	Euréka	25 j
Oued Loukkos (Ma)	Sismique THR, carottages, géoradar, terrain.	Missions de terrain	10 j
Autres missions et contrats privés			
Port de Boulogne-sur-Mer	Vibro-carottages	Tigre II	4 j
Bancs proposés à l'implantation d'éoliennes (Dunkerque)	Prélèvements de sédiments superficiels	Euréka	4 j
Fosses Dangeard	Sismique THR	Côtes de la Manche	7 j

Tableau 1 – Résumé des opérations à la mer (et partiellement à terre pour les estuaires) réalisées sur les plates-formes continentales ces dernières années.

I.1.3. À quelles questions voulons nous répondre ?

Au cours des quelques années passées dans ces relativement faibles profondeurs, je me suis intéressé à 3 problématiques en privilégiant l'étude des processus.

- 1) Quels processus sont enregistrés dans l'architecture des corps sableux de plate-forme
- 2) Quels processus peut-on lire dans la nature et la taille des sédiments superficiels
- 3) Quels processus sont responsables du lent comblement des estuaires

Les outils et les approches sont bien évidemment différents mais l'objectif reste le même : comprendre les agents dynamiques internes et/ou externes qui façonnent les petits fonds (jusque 100 m) et faire le lien entre la nécessité de comprendre et la volonté d'utiliser les résultats pour une meilleure gestion/préservation de l'environnement des plates-formes. Dans les pages qui suivent, pour alimenter la discussion, j'ai privilégié les références à des travaux personnels ou de collègues proches (chercheurs ou étudiants) au détriment d'autres. J'ai également privilégié les exemples locaux (Nord

Pas-de-Calais et Mer de Chine de l'Est) plutôt que de vouloir faire une présentation exhaustive des corps sableux des plates-formes mondiales.

I.2. Architecture des corps sableux de plate-forme. Enregistrement des modifications environnementales

I.2.1. Introduction

Au cours du Pléistocène les conditions environnementales ont fortement été modifiées par les diverses oscillations climatiques. Ces modifications ont été enregistrées dans les sédiments océaniques profonds (Cf. Chapitre II) et, plus rarement, dans les sédiments des plates-formes. En effet, il faut qu'un certain nombre de conditions favorables soient réunies pour assurer l'enregistrement sur ces zones affectées par un hydrodynamisme intense : des apports sédimentaires suffisants, une subsidence permettant l'enregistrement et une succession de milieux de sédimentation contrastés. Dans les études que nous avons réalisées, l'outil principal d'investigation a été la sismique à haute résolution qui permet d'obtenir l'architecture des corps sédimentaires. Parfois, des forages ou carottages ont permis d'apporter la 'vérité terrain' nécessaire à une interprétation complète.

Ces études réalisées sur des corps sédimentaires essentiellement holocènes mais éventuellement du Pléistocène supérieur offrent la possibilité de mieux interpréter les dépôts anciens équivalents. En effet, nombreuses sont les cibles pétrolières interprétées comme des dépôts de plates-formes mises en place sous influence de la marée. Les grès de Shannon du Campanien américain (Tillman et Martinsen, 1987; Gaynor et Swift, 1988) ou la Formation albienne de Vinking au Canada (Pozzobon et Walker, 1990) en sont des exemples particulièrement bien documentés bien qu'aujourd'hui le milieu dans lesquels certains de ces corps se sont déposés soit encore sujet à discussions (Voir par exemple Walker et Bergman, 1993; Cattaneo et Steel, 2003). Le plus bel exemple est sans doute celui de grands bancs sableux du Miocène supérieur exploités en mer de Java pour leur potentiel pétrolier et gazier (Posamentier, 2002). Au contraire des autres exemples, ces gisements sont remarquablement bien renseignés par la sismique et la lithologie.

I.2.2. Les bancs sableux, marqueurs des variations du niveau marin

I.2.2.1. Contexte défavorable

Le sud de la mer du Nord ainsi que la Manche sont couverts de bancs de sables décrits depuis longtemps (van Veen, 1936; Van Cauwenberghe, 1971) et qui font l'objet de synthèses régulières (Ferrière et al., 1993; James et al., 2002). Il s'agit d'un contexte que nous qualifions de défavorable car bien que très étudiés, ces zones correspondent à des plates-formes où l'espace d'accommodation est le facteur principal de l'enregistrement (Swift et Thorne, 1991). La subsidence pléistocène étant souvent limitée, en particulier au niveau du détroit, cet espace est très faible. Nous nous sommes intéressés à différents bancs mais plus particulièrement à un banc faisant partie du groupe des bancs de Flandres (Houthuys, 1990), le Middelkerke bank (Fig. 2). Il s'agit d'un banc classé dans la catégorie des bancs tidaux. C'est-à-dire qu'il présente une asymétrie prononcée, un allongement non parallèle à la côte (angle de 20°) et est oblique vis-à-vis du grand axe de l'ellipse des courants de marée (Kenyon et al., 1981). C'est probablement le banc le plus étudié au monde si l'on en juge par le nombre de kilomètres de profils sismiques tirés, le nombre de prélèvements superficiels ou de carottages et l'importante bibliographie qui lui a été consacrée dans le cadre de deux programmes européens MAST.

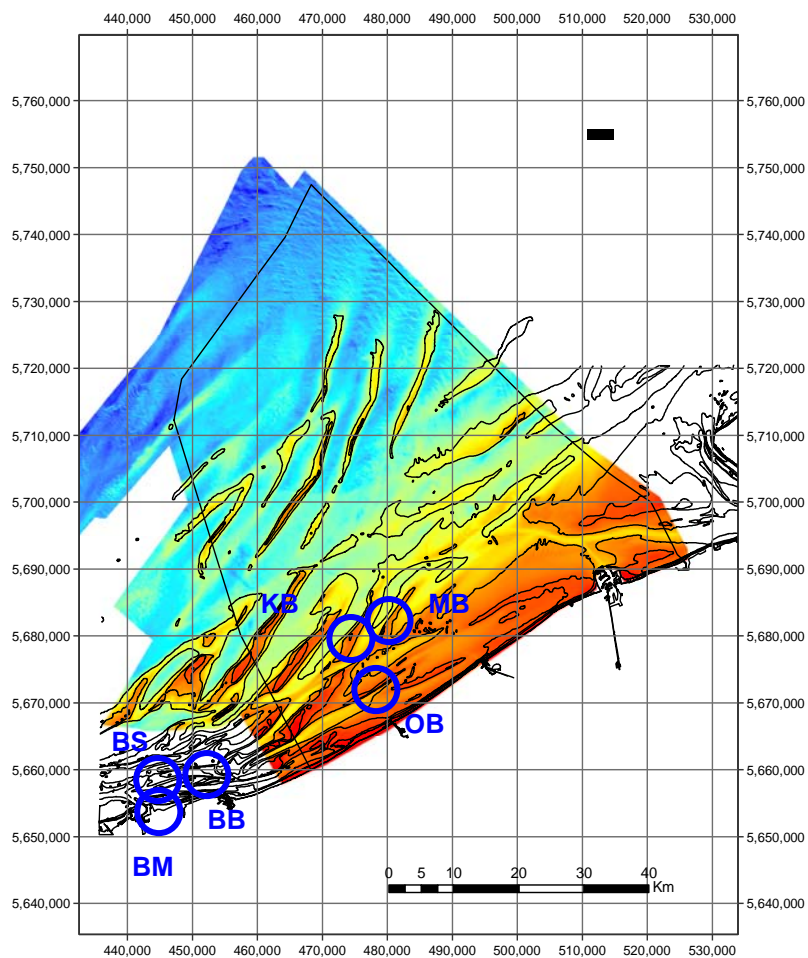


Figure 2 – Carte bathymétrique de la plate-forme continentale belge. Données compilées par le Ministère de la Communauté Flamande AWZ-WWK combinées à des données des Services Hydrographiques Néerlandais et Anglais. Carte aimablement fournie par Mieke Mathys, U. Gand. On y note de grands ensembles de bancs sableux modelant l'ensemble de la plate-forme. Dans les faibles profondeurs, ceux-ci montrent des directions qui deviennent parallèles à la côte, ce qui est plus caractéristique de bancs dominés par les processus liés à la houle. D'ouest en est, les bancs cités dans ce chapitre, BM : banc de Mardyck, BS : banc du Snouw, BB : banc du Braek, NB : Nieuwpoort bank, KB : Kwinte bank et MB : Middelkerke Bank.

Les premières investigations de la structure interne des bancs sableux tidaux (Houbolt, 1968) par sismique réflexion et quelques carottages courts semblaient montrer une structure très simple composée de réflecteurs faiblement pentés (5°) parallèles à la face abrupte des bancs. Les études suivantes (par exemple Caston et Stride, 1970; McCave et Langhorne, 1982; Stride, 1988) n'ont pas permis de préciser la structure malgré les propositions de succession théorique d'unités sédimentaires (De Maeyer et al., 1985; Stride, 1988). La première tentative d'obtenir une image fidèle de ces bancs a été faite sur un banc de la zone des East banks en mer du Nord par le Service géologique Britannique (Davis et Balson, 1992). Mais le taux de récupération de 15,8% du forage ne permet pas de description précise. Les seules études combinant structure sismique et lithologique provenaient de bancs sableux dominés par la houle, américains (par exemple Davis et al., 1993; Snedden et al., 1994) ou australiens (Harris et al., 1992).

Les études que nous avons réalisées sur le Middelkerke bank ont permis, pour la première fois d'obtenir une image très précise de la structure d'un banc tidal. La mise en place de ce type de banc se révèle être beaucoup plus compliquée que ne le laissaient entrevoir les études antérieures. Sept unités sismiques représentant 4 phases se succèdent verticalement. La première phase correspond

au remplissage de chenaux incisés dans le substratum tertiaire (Liu et al., 1992) dont des équivalents sont visibles au large des Pays-Bas (Rieu et al., 2005). Les sédiments sont d'âge probablement Weichselien (stades isotopiques 4 à 2, Trentesaux et al., 1999b) et non Holocène (Trentesaux et al., 1993c) et se prolongeraient à terre où ils ont été datés de cette époque de façon non ambiguë (Mostaert et al., 1989; Denys et Baeteman, 1995) et plus au large sous le Kwinte bank où malgré l'absence de datation la présence de cette unité est suspectée et interprétée comme étant d'âge pré-Holocène (Bellec et van Lancker, 2005). Cependant, la nature tidale des dépôts nécessite un niveau marin relativement haut (tel que celui du stade 5e de l'Eémien) qui n'est pas compatible avec ces stades isotopiques. La question est donc encore ouverte et la faible quantité de fossiles datables rencontrés ainsi que le caractère fragmentaire de l'enregistrement ne permet pas de trancher. La seconde phase correspond à la mise en place de dépôts de lagune sub-littorale qui correspondraient à la base de la Formation Holocène d'Elbow d'âge Atlantique (8-5000 BP). A cette époque la connexion entre les bassins de la mer du Nord et celui de la Manche est achevée et la zone est marine comme d'autres régions du sud des Pays-Bas (Van de Meene, 1994). Le faciès de lagon n'est que rarement préservé ailleurs où la série holocène commence fréquemment par des niveaux de tourbe (Beets et al., 1995). La phase suivante correspond à la mise en place d'un banc côtier typique mis en place sous l'influence dominante de la houle. En effet, cette phase (unité 6 de la figure 4) présente des réflecteurs obliques en direction de la côte et est constituée de sables fins bien triés. Il en est de même pour les bancs situés entre le Middelkerke bank et la côte actuelle tel que le banc de Nieuwpoort (De Maeyer et al., 1985) ou au large de Dunkerque tel que les bancs du Snouw et du Braek (Vicaire, 1991; Tessier et Trentesaux, 1997). La position de cette unité dominée par les houles est extrêmement intéressante concernant l'évolution récente et future de la proche plate-forme. En effet, il semble que la mise en place de ce banc se soit opérée à proximité de la côte à une profondeur suffisamment faible pour que les houles soient le facteur dominant dans son façonnement et dans son déplacement vers la côte. Le niveau marin augmentant encore suffisamment, le banc s'est retrouvé à une profondeur trop importante ou trop loin des sources sédimentaires. Il a ensuite évolué en banc dominé par les marées (Tessier, 1997; Tessier et Trentesaux, 1997). La dernière phase correspond à la mise en place *sensu stricto* du banc tidal dans lequel la diversité des faciès sédimentaires révèle les différents environnements que constituent les flancs du banc et son corps principal (Trentesaux et al., 1999b; Héquette et al., 2005).

1.2.2.2. Contexte favorable

Le Middelkerke bank dans les unités qui précèdent la mise en place du banc tidal au sens strict, a enregistré l'histoire éventuellement d'une partie du Pléistocène supérieur, mais au moins de l'Holocène de la région. Cependant il n'est pas possible d'observer plus d'une demi séquence puisque le Tertiaire, substratum local, est immédiatement sous-jacent. En effet, la plate-forme continentale belge qui se prolonge via le Pas-de-Calais vers la Manche jusqu'aux bancs de la mer Celtique (Reynaud et al., 1999; 2003) est caractéristique d'une plate-forme dominée par l'espace d'accommodation (Swift et Thorne, 1991). Celui-ci est très réduit en raison d'une subsidence négligeable au cours du Pléistocène sauf en des endroits particuliers (Van Vliet-Lanoë et al., 2000; 2004). La probabilité d'enregistrer plusieurs séquences est donc très limitée. Notons qu'il existe cependant des exemples européens de banc sableux mis en place sous l'action, au moins partielle, de la marée et aujourd'hui enfouis sous de la vase par exemple au large du Northumberland (Brew, 1996) ou dans les perthuis charentais (Berné, 2000; Chaumillon et al., 2004).

Si l'on veut comprendre les conditions de préservation de tels corps sédimentaires, il faut les étudier dans des contextes plus favorables : apports sédimentaires et subsidence suffisants permettant l'enregistrement. Le site choisi est la plate-forme de mer de Chine de l'Est (MCE). Au large du Yangtsé, une série de grands bancs sableux ont été observés modelant la surface de la MCE (Yang et Sun, 1988; Yang, 1989) mais aussi en profondeur, fossilisés (Yang, 1985). A proximité de la côte, l'épaisseur totale du Quaternaire dépasse 400 m (Chen et Stanley, 1995; Hori et al., 2001) tandis qu'elle augmente vers la rupture de pente du plateau comme le laissent entrevoir les profils sismiques tirés au cours de la mission Dong Hai.

L'analyse de ceux-ci auxquels s'ajoutent des données de quelques forages et carottages montre qu'au niveau de la plate-forme le Pléistocène de la MCE est constitué par l'empilement de 3 faciès (ensemble proximal deltaïque/estuarien/continental; bancs sableux; dépôts silto-argileux prodeltaïques du large) formant un motif qui se répète à plusieurs reprises (Trentesaux et al., 1997; Berné et al., 1998a; Trentesaux et al., 1999a). L'empilement de ces séquences permet de proposer un schéma de la succession (fig. 3) qui précise et complète le modèle proposé par Dalrymple (1992) de stratigraphie de dépôts côtiers sous influence de la marée.

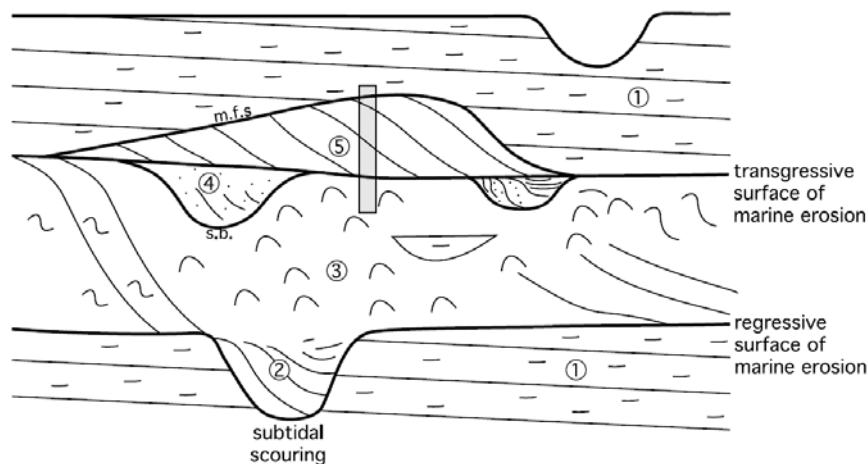


Figure 3 – Séquence élémentaire de dépôt caractéristique de la plate-forme externe de mer de Chine de l'Est (Berné et al., 2002). Les surfaces d'érosion principales sont d'origine marine et non fluviale. La première se produit lors de la baisse glacio-eustatique du niveau marin au cours de la progradation des dépôts deltaïques. Elles correspondent à l'effet érosif combiné des houles et des marées. Ces surfaces sont sub-horizontales et peuvent se suivre sur des centaines de kilomètres. Seules quelques incisions plus profondes (2) les marquent au niveau des distributaires deltaïques ou des chenaux tidaux estuariens. Comme observé dans le delta de l'Escaut (van Veen, 1950), ces incisions peuvent atteindre 50 m. Les dépôts estuariens (3) sont capés par une légère incision fluviale qui correspond à la limite de séquence (s.b.). Cette surface est remodelée par la surface de transgression toujours d'origine marine qui sépare les premiers dépôts estuariens (4) se mettant en place dans les incisions fluviales des dépôts plus tardifs de bancs sableux du large (5). Les dépôts prodeltaïques (1) se mettent en place ensuite, à la fois dans le cortège de haut niveau mais aussi lors du début de la chute du niveau marin. Dans ce schéma, la surface d'inondation maximale (m.f.s.) se trouve à la surface supérieure des bancs sableux ou, comme le montre parfois les profils sismiques, en particulier dans les inter-bancs, quelques décimètres au-dessus. C'est le type de sédiment qui se dépose actuellement dans la zone des bancs sableux de MCE.

Le point le plus remarquable est sans doute le fait que les surfaces d'érosions majeures que l'on peut suivre sur des centaines de kilomètres le long de la plate-forme ne sont pas d'origine fluviale comme on pouvait le croire dans un premier temps (Trentesaux et al., 1999c) mais marine. Elles sont formées à la fois au cours des phases de transgression et de régression à cause du caractère hautement énergétique du milieu (courants tidaux et géostrophiques, en particulier le Kuroshio mais aussi les tempêtes hivernales et les typhons de la mousson d'été) et de la faible pente de la plate-forme. Les seuls dépôts transgressifs correspondent aux premiers dépôts estuariens piégés dans les incisions fluviales mais aussi et surtout aux bancs sableux. Les dépôts régressifs, au contraire, sont largement majoritaires comme cela semble être le cas dans les dépôts du Pléistocène (Trincardi et Correggiari, 2000; Cattaneo et Steel, 2003) sans doute à cause de la dissymétrie des cycles glacio-eustatiques (en particulier depuis 500 ka) qui privilégient les périodes de chute du niveau marin au contraire des remontées rapides. Il est possible qu'avant la mise en place dominante de la cyclicité à 100 ka les enregistrements aient pu être différents. Cependant les profils sismiques ne nous permettent pas d'aller aussi loin pour des raisons de pénétration ou d'arrivée du multiple.

1.2.2.3. Conclusion

Les études sur les différents bancs sableux, essentiellement le Middelkerke bank en mer du Nord et les bancs de MCE, ont mis en évidence le rôle très important des facteurs externes sur le potentiel de préservation. Le facteur essentiel est la subsidence qui crée l'espace disponible mais le très faible gradient de pente est lui aussi favorable à la préservation des bancs sableux sous influence tidale car il permet un rapide balayage horizontal de la plate-forme par le niveau marin. L'incision fluviale n'étant pas le processus érosif dominant, une partie des dépôts transgressifs peut être préservée. La disponibilité en sédiment est sans doute également un facteur important et il est difficile d'imaginer une préservation importante des bancs sur une marge maigre.

Il reste encore à préciser le modèle d'empilement des séquences pléistocènes telles qu'enregistrées en MCE. En effet, il faut trouver le moyen de prélever par carottage ou forage les surfaces situées au-dessus des faciès de banc sableux et interprétées comme étant la surface d'inondation maximale. Les cibles sont nombreuses et la qualité de la sismique permet de les localiser avec précision. Le moyen technique pour y parvenir, compte tenu de la nature souvent sableuse des dépôts est par contre un facteur limitant. Des forages longs seraient également d'un grand intérêt car ils permettraient de prolonger vers le bas l'enregistrement sédimentaire et de voir si les modifications de la forme des cycles glacio-eustatiques au cours du Pléistocène sont responsables d'un changement dans le potentiel d'enregistrement des séquences et en particulier des bancs sableux.

Enfin, le contexte actuel (fini Holocène) de remontée du niveau marin privilégie l'observation de corps sédimentaires de haut niveau marin formés lors de transgression. Qu'en est-il des bancs sableux tidaux formés en contexte de régression. Existents-ils ou non ? Bien que les zones macrotidales soient rares dans les zones subpolaires, il pourrait être intéressant de traquer ce genre de corps, au débouché de deltas fournissant suffisamment de matériel, dans une zone à la subsidence suffisante et soumis actuellement au rebond isostatique induisant une régression locale.

I.2.3. La marée et son enregistrement dans l'architecture des corps tidaux de plates-formes

Que ce soit en mer du Nord ou en MCE, la marée est un agent très important de façonnement de la plate-forme. Le marnage dans le sud de la mer du Nord est macrotidal (6,5 m en vives-eaux au niveau du détroit du Pas-de-Calais) avec des courants qui atteignent 185 cm.s^{-1} (3,6 nœuds) en vives-eaux moyennes. En MCE sur le plateau, les valeurs sont moindres mais donnent à la marée un caractère mésotidal (de l'ordre de 3 m selon les sources) pour des vitesses pouvant dépasser 50 cm.s^{-1} (Fang, 1994; Trentesaux, 1996; Valle-Levinson et Matsuno, 2003). Ces plates-formes, et en particulier celle de la mer du Nord, ont donc servi de modèles pour expliquer les formes externes et internes des corps tidaux (e.g. Stride, 1982; Berné, 1991; Dalrymple, 1992).

I.2.3.1. Les bancs sableux

Dans le sud de la mer du Nord, les études réalisées sur le Middelkerke bank ont montré que la succession des unités sismiques était le reflet de changements d'environnement (remplissage de chenaux estuariens, dépôts de lagune, banc côtier, banc tidal) sous l'action du changement de profondeur et de dynamique. Les courants de marée empruntent les couloirs privilégiés que sont les chenaux. Ils y modèlent des dunes sous-marines quand la profondeur diminue à l'approche de la crête des bancs. Dans le même temps, l'orientation des dunes est modifiée et leur direction de propagation se fait de façon plus normale à la crête du banc (Caston et Stride, 1970; Kenyon et al., 1981; Trentesaux, 1993). L'action de la marée n'est pas visible au plus profond des chenaux qui ne sont recouverts que par un mélange de graviers résiduels et d'argile plus ou moins remaniée. Il faut donc une profondeur relativement peu importante pour que son action ait une chance d'être enregistrée dans les sédiments. Cependant, à l'approche de la côte, les bancs sableux sont de moins en moins influencés par la marée jusqu'à être dominés par la houle, ceci malgré l'effet brise-lame des bancs situés plus au large. L'action dynamique résultante est un déplacement des bancs vers la côte, jusqu'à ce qu'ils s'y accolent comme à Dunkerque (Garlan, 1990; Aernouts, 2001). La Bassure de Baas située en Manche orientale présente elle aussi un allongement parallèle à la côte mais l'action de la marée n'est sensible qu'à sa surface où des dunes se propageant vers le nord sont présentes. L'allongement de ce grand banc (75 km de long) est lié à la marée mais sa forme en section montrant un flanc raide en direction de la côte indique un façonnement au moins partiel par les houles de SW (Clabaut, 1988; Dewez, 1988; 1989). L'architecture résiduelle de ces bancs, malgré l'importance des courants de marée, sera donc très proche de celle qui caractérise les bancs côtiers de tempêtes tels que ceux observés le long de la côte atlantique des Etats-Unis (Snedden et al., 1994) ou au large de Dunkerque (Vicaire, 1991; Tessier et Trentesaux, 1997; Tessier et al., 1999).

Dans le cas du Middelkerke bank qui, contrairement à ses voisins, a conservé en son sein une grande partie de son histoire, seule la dernière unité U7 (fig. 4) représente un banc sableux tidal au sens classique de Houbolt (1968). En ce qui concerne les bancs de Dunkerque, seuls ceux situés le plus au large ont ces caractéristiques. Sur tous ces bancs, les réflecteurs sont en général faiblement obliques (5°) dans le sens du courant dominant ce qui n'est pas diagnostique de l'action de la marée. De même, les carottages ne montrent jamais de litages typiques des environnements tidaux (Reineck, 1967; Dalrymple, 1992) tels que des litages entrecroisés ou des doublets sable/argile caractéristiques

d'une inversion des sens des courants de marée au cours du temps ou de l'alternance de phases de courants et d'étales. Au contraire, les sédiments présentent des litages obliques dans la direction du courant dominant, flot ou jusant selon le flanc du banc. Par contre, il existe de nombreux réflecteurs sub-horizontaux qui découpent les bancs tidaux en sous-unités. La correspondance lithologique de ces réflecteurs n'est pas visible dans les carottes. Ils ne marquent donc pas de changements sédimentaires importants mais vont constituer le litage principal de ces bancs (Fig. 4). Ils sont sans doute liés à des périodes de forte intensité de tempêtes, des périodes de jeûne sédimentaire ou à de périodes au cours desquelles le niveau marin était plus bas. L'évolution de la position des bancs situés plus au large peut également, sans que le régime des houles n'augmente, focaliser la houle sur certains bancs et entraîner une érosion de sa crête. Un tel effet s'observe sur l'évolution du trait de côte quand les bancs sableux immédiatement au large voient leur amplitude diminuer ou leur position se modifier (Corbau, 1995; Héquette et al., 2005).

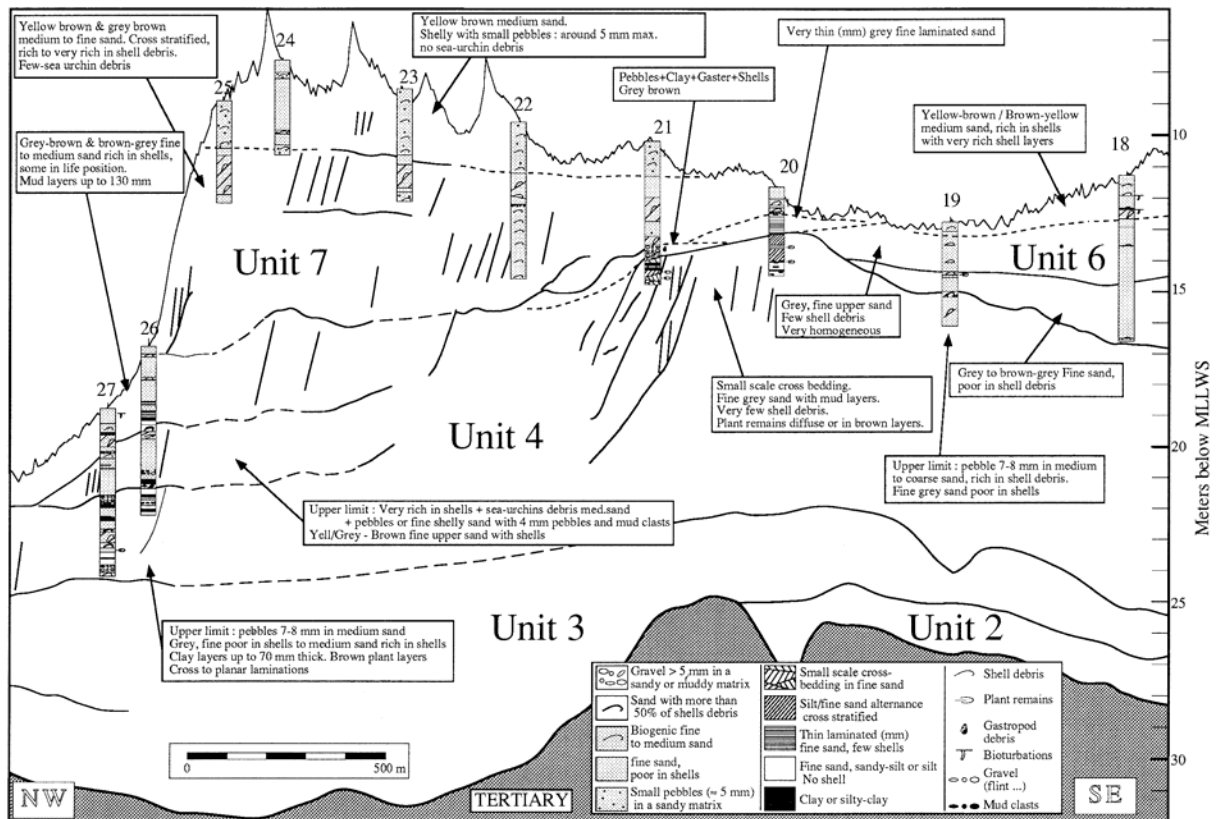


Figure 4 – Profil n°80 perpendiculaire au Middelkerke bank. Combinaison de données sismiques et lithologiques (carottes 18 à 27). Echelle verticale fortement exagérée. Les traits pleins représentent les réflecteurs sismiques, les tirets les limites supposées à partir de l'étude des profils sismiques et de la lithologie. Pour chacune des unités (U2 à U7) ou sous-unités les caractéristiques principales sont encadrées (Trentesaux, 1993).

En MCE, la forme des bancs qui modèlent la plate-forme est, elle aussi, typique des bancs tidaux même si ceux-ci offrent des similitudes avec les bancs d'estuaires si l'on en juge par leur disposition relativement perpendiculaire au trait de côte (Nio et Yang, 1991; Dalrymple, 1992; Snedden et Dalrymple, 1998) ou légèrement radiales (Zhou et Sun, 1981; Yang, 1985; 1989). L'architecture révélée par la sismique indique des *foresets* parallèles à la face la plus abrupte des bancs, montrant le sens de progradation de la structure. Les sédiments prélevés dans les *bottomsets* sont typiques d'environnements dominés par la marée. On y trouve des rythmites tidales classiques (Lofi, 1998; Lofi et al., 1999). L'action de la marée est donc évidente. Cependant la forme actuelle de ces corps n'est sans doute pas uniquement le reflet de l'action de la marée :

- Au sein de ces bancs, il existe une discontinuité érosive (appelée D140b) qui semble n'affecter que les bancs situés aujourd'hui à des profondeurs supérieures à 90 m. Elle correspond sans doute à la phase la plus rapide de la transgression holocène, soit le point d'inflexion de la courbe de remontée, soit une des pulsations de fonte des calottes glaciaires (Berné et al., 2002) pouvant avoir accéléré temporairement le mouvement de remontée du niveau marin.

– On note également que les *foresets*, tout en étant globalement parallèles à la face la plus abrupte du banc, sont recoupés par la surface moderne. Celle-ci est donc actuellement, ou a été récemment, remodelée par des agents érosifs qui donnent leur forme aux bancs qui miment une forme en construction bien qu'ils aient, au moins partiellement, une origine érosive comme cela a pu être observé sur la plate-forme du Golfe du Lion en Méditerranée (Berné et al., 1993a; 1998b; Rabineau, 2001; Perez Belmonte, 2003) ou en mer Jaune (Jin et Chough, 2002).

Il est sans doute très difficile de réussir à faire la part de ce qui est purement tidal et de ce qui ne l'est pas dans l'architecture des bancs tidaux. A partir du moment où la quantité de matériel mobilisable est suffisante, les courants de marée, à la faveur d'une irrégularité du fond marin qui semble indispensable (Huthnance, 1982; Hulscher et al., 1993; Snedden et Dalrymple, 1998), apportent le sédiment et mettent en place le banc tidal. Cependant des discontinuités sub-horizontales vont être formées lors d'épisodes hautement énergétiques, sans doute des tempêtes en mer du Nord ou des typhons en MCE, mais on peut imaginer dans certains cas des modifications du niveau marin relatif. La forme finale du corps sédimentaire selon l'état de son évolution sera le résultat de la combinaison de phases de construction pas les courants de marée et, quand les apports sédimentaires se sont éloignés suffisamment (par changement du niveau marin par exemple), le résultat de processus d'érosion. Selon la localisation sur la plate-forme (interne ou externe) et le taux de subsidence, ces corps seront ou non 'fossilisés' par la progradation des dépôts du cortège de haut niveau (Dalrymple, 1992; Snedden et Dalrymple, 1998; Berné et al., 2002) tels que les dépôts pro-deltaïques de MCE (Berné et al., 2002).

1.2.3.2. Les dunes sous-marines

Pour l'architecture des dunes sous-marines, nous prendrons l'exemple des dunes situées dans le détroit du Pas-de-Calais (Le Bot, 2001). Les modèles numériques (Grochowski et al., 1993) puis des mesures réalisées par l'EPSHOM et notre laboratoire (Herman, 1996; Le Bot et al., 2000b; Le Bot et Trentesaux, 2004b) ont montré que dans un milieu où la marée est un agent dynamique de première importance, certains événements apériodiques tels que les tempêtes pouvaient annuler, voire inverser les directions des transits sédimentaires. Des modèles numériques se basant sur ces mesures (Idier, 2002; Idier et al., 2002) confirment l'inversion possible des courants. Ces événements vont-ils être enregistrés dans l'architecture des corps sédimentaires locaux ?

Sur les bancs tidaux, lors des épisodes de tempêtes, des observations bathymétriques montrent qu'en effet, la direction de propagation des dunes peut montrer une inversion temporaire par rapport à leur sens habituel (Houthuys, 1993; Lanckneus et al., 1993; Houthuys et al., 1994), bien que la structure de ces dunes observée en sismique ne montre pas de trace de cette inversion (Trentesaux, 1993), peut être à cause de la résolution de l'outil sismique. Les phénomènes liés à la tempête vont avoir pour effet soit de faire reculer la crête de la dune, soit d'en araser la partie supérieure (Houthuys et al., 1994). On peut donc imaginer deux sortes de discontinuités 1) des réflecteurs obliques présentant une pente moins importante que la face habituelle de progradation des dunes, ces réflecteurs étant liés au recul de la crête de la dune et 2) des discontinuités sub-horizontales liées aux tempêtes et à l'arasement de la tête des dunes.

L'observation du champ de dunes situé au milieu du Pas-de-Calais (Zone MPC Sud b du SHOM) par sismique à très haute résolution (3,5 kHz) montre effectivement que, malgré la petite taille de la zone d'étude et le caractère grossier du sédiment composant les dunes, celles-ci présentent des architectures très variées (Le Bot et Trentesaux, 2004b). Elles correspondent à des situations contrastées liées à l'asymétrie et à la force des courants de marée d'une part et à l'impact des courants liés aux tempêtes ou aux vents d'autre part (Fig. 5).

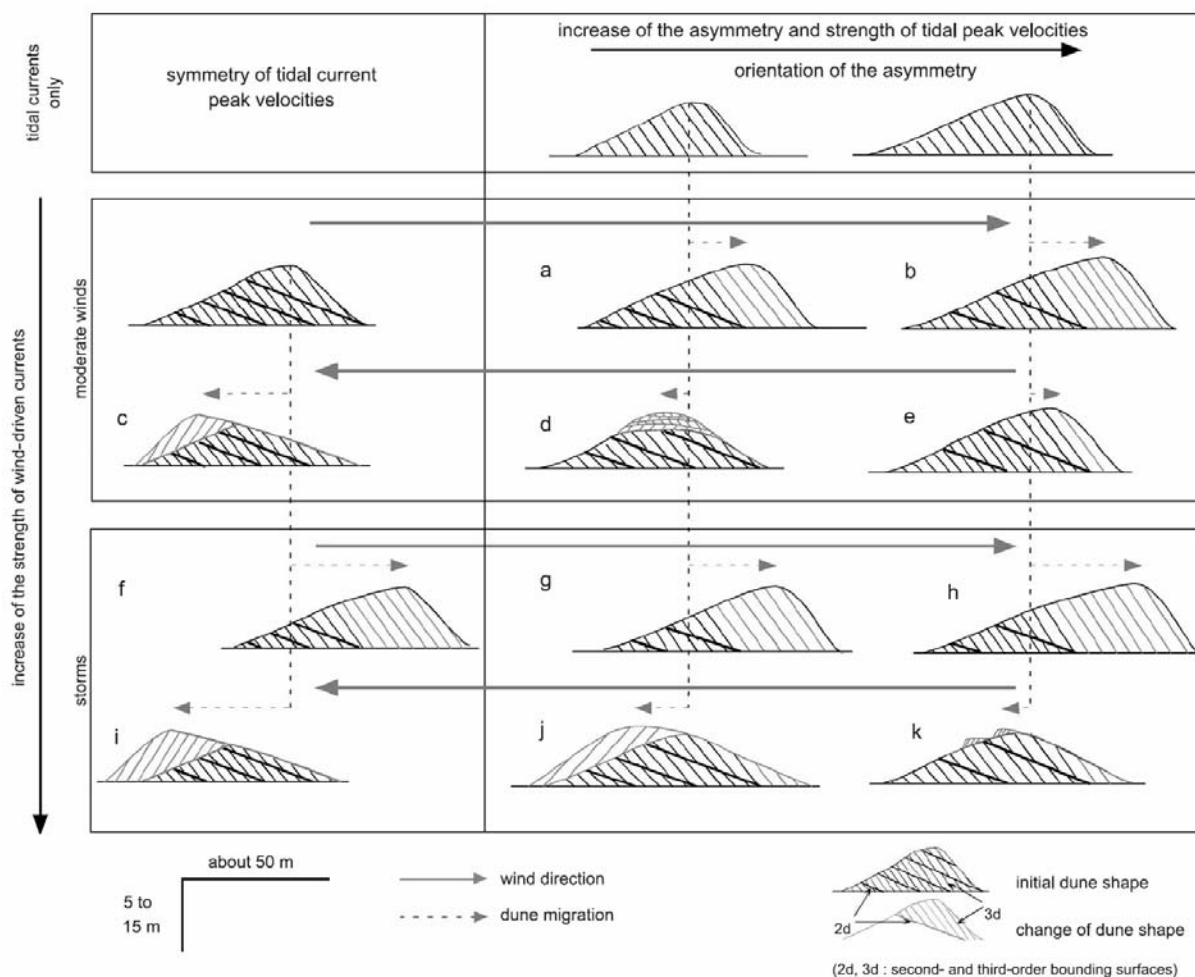


Figure 5 – L'asymétrie et la force des valeurs maximales des courants tidaux (en abscisse) et la force des courants induits par les vents (en ordonnée) définissent 12 types de dunes caractérisés par leur forme externe et leur structure interne. Tous ces types de structures sont rencontrés dans la zone d'étude MPC Sud b du détroit du Pas-de-Calais malgré sa taille limitée de 9 x 6 km² (Le Bot et Trentesaux, 2004b).

L'essentiel des discontinuités observées en sismique correspond à des surfaces d'érosion présentant des pentes de l'ordre de 9 à 11°. Ces surfaces sont formées au cours des tempêtes ou, selon l'asymétrie des pics de vitesse courants de marée (flot et jusant), au cours de conditions de vent moindres. Parmi tous les types présentés (Fig. 5), trois grandes structures sont reconnaissables, complétant la classification proposée par Berné (1991). Une structure simple, très asymétrique, formée de cosets parallèles à la face abrupte de la dune (type a et b par exemple), une structure plus symétrique présentant des méga-chevrons (types c et j par exemple) et une structure complexe à litage de mégaride dans les zones où de petites dunes sont surimposées aux plus grandes. Chacun de ces types se met en place en fonction de la force et de l'asymétrie des courants de marée mais aussi en fonction de la vulnérabilité de la zone à l'action des courants induits par les vents. La singularité de cette partie du Pas-de-Calais est de présenter dans un espace limité (9 x 6 km²) la majeure partie des corps sédimentaires rencontrés dans des domaines très différents, plate-forme tidale à Surtainville (Berné et al., 1988), dunes d'embouchure d'estuaires au sens large, Gironde et bassin d'Arcachon (Berné et al., 1993b; Thauront et al., 1996) ou dunes intertidales en baie de Fundy (Dalrymple, 1984).

Entre 1974 et 2002, plus d'une dizaine de campagnes océanographiques de bathymétrie ont été réalisées par l'EPSHOM dans la zone des dunes du Pas-de-Calais car il s'agit d'une zone très sensible pour la navigation. Des cartes différentielles ont été réalisées en nombre par le Bot (2001). Elles montrent que le mouvement des dunes n'est pas constant d'une période sur l'autre et qu'il n'est donc pas possible d'extrapoler (ni d'interpoler) une mesure de vitesse sur une période plus longue (ou plus courte) afin de prédire leur position future (ou passée). En effet, pour des périodes

hebdomadaires à pluriannuelles, la migration des dunes est contrôlée par les conditions de vent. La fréquence des tempêtes et la direction de leur provenance va avoir une influence considérable sur le mouvement résiduel des dunes et il semble que la variabilité de l'indice de l'oscillation Nord Atlantique (NAO) dont dépend la fréquence des tempêtes (ce que néanmoins contredisent certaines études telles que Betts et al., 2004) soit un facteur prépondérant dans la mobilité de ces corps (Le Bot et al., 2001; Le Bot et Trentesaux, 2004a). En revanche, pour des périodes décennales, le déplacement des dunes semble strictement contrôlé par la marée. Ces données sont cruciales pour l'élaboration de modèles prédictifs du mouvement des dunes et prennent un éclat particulier dans un contexte où la fréquence des tempêtes observée dans certaines zones de la mer du Nord semble augmenter (Lambert, 1996; Vikebø et al., 2003; Dawson et al., 2004) tandis que dans le détroit du Pas-de-Calais, cela ne semble pas être le cas (Dawson et al., 2004). Les échanges potentiels de sédiment entre les corps sédimentaires sous-marins et la côte (Anthony, 2000; Battiau-Queney et al., 2003) ainsi que les répercussions sur les mouvements du trait de côte (Regnaud et al., 2004) sont importants dans le cadre d'une meilleure gestion du littoral. De même, l'architecture de ces dunes, malgré l'importance des courants tidaux, ne va pas uniquement enregistrer ces courants mais aussi toutes les autres composantes hydrodynamiques du domaine.

1.2.3.3. Conclusion

Même dans les environnements dominés par la marée, il n'est pas certain que l'action de celle-ci soit enregistrée dans le sédiment. Dans les bancs sableux tidaux, la forme externe peut être liée à l'action de la marée sans que leur structure le soit : forme en érosion, action de la marée limitée à la dynamique très superficielle. Dans les dunes, en contexte macrotidal, le litage principal observé en sismique et potentiellement préservé peut avoir pour origine les tempêtes et les courants induits par les vents plutôt que les courants tidaux. La reconnaissance des dépôts des plates-formes sous l'action de la marée devra donc se faire par l'observation des dépôts immédiatement sous-jacents (cas des unités inférieures des bancs sableux de mer du Nord ou de mer de Chine de l'Est) ou par le degré d'asymétrie des litages internes à l'échelle de l'affleurement, non reconnaissable en sismique très haute résolution et encore à portée délicate par vibrocarottages compte tenu des difficultés technologiques.

En ce qui concerne la prédiction du mouvement des corps sédimentaires de plate-forme, même dans des environnements tidaux, les modélisations numériques devront prendre en compte de nombreux paramètres imbriqués (marées, houles, tempêtes) ainsi que les variations à long terme liées aux changements climatiques et aux activités anthropiques.

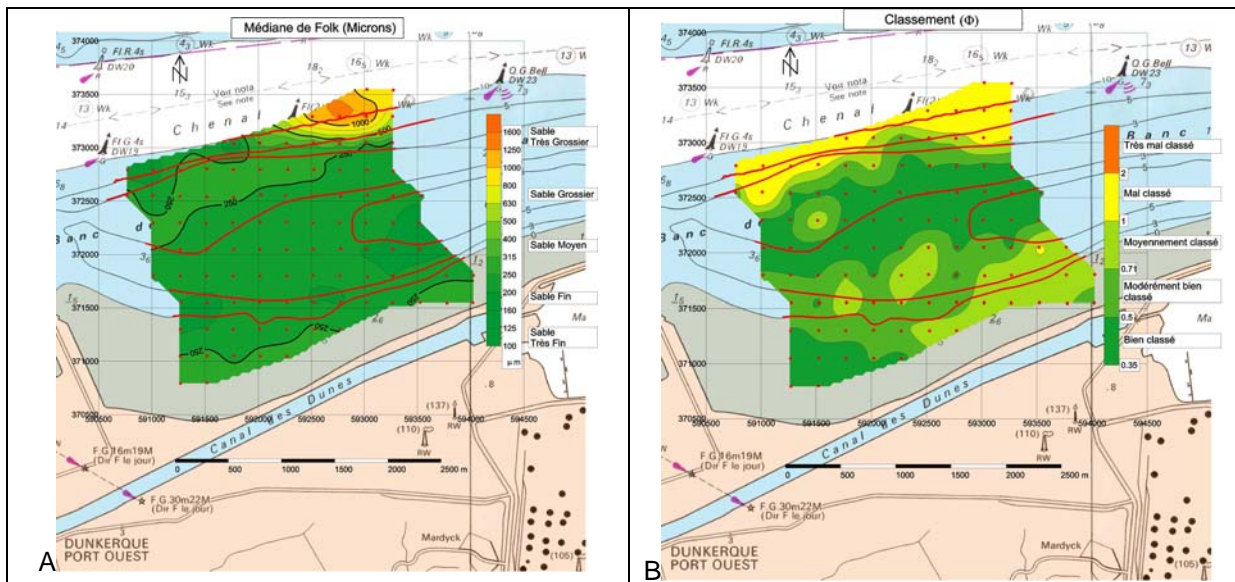
1.3. Les sédiments superficiels, indicateurs de l'hydrodynamique

1.3.1. Introduction

La connaissance de la nature des sédiments superficiels est un élément indispensable à une bonne gestion du domaine côtier. L'édition progressive des cartes de nature du fond par l'EPSHOM (voir par exemple la première carte du Pas-de-Calais : EPSHOM, 2003) répond à une nécessité ressentie par les professionnels de la mer ou le simple plaisancier. La nature et la taille des sédiments couvrant les fonds est un facteur déterminant pour la faune benthique (Davoult et al., 1988; Davoult et Richard, 1988; Dewarumez et Luczack, 2004). Il faut la connaître dans l'éventualité de l'extraction de granulats (De Moor, 1989; Hulscher, 2000; Stolk, 2000b), elle conditionne l'implantation d'ouvrages tels que des pipelines (Stolk, 2000a; Whitehouse et Damgaard, 2000; Németh et al., 2003) ou des éoliennes (Trentesaux, 2001) et sa connaissance aide à prédire l'évolution future de la côte proche (Guillén et al., 1999; Héquette et al., 2005) car les sédiments de la plate-forme participent au budget général du domaine marin incluant le trait de côte. Dans cette partie, nous verrons comment le paramètre de taille des sédiments peut nous renseigner sur les transits sédimentaires mais également comment les phénomènes paroxysmaux tels que les tempêtes peuvent influencer sur la répartition des tailles des grains des sédiments.

I.3.2. L’empreinte des conditions hydrodynamiques

La taille des sédiments reflète globalement l’énergie du milieu dans lequel il se trouve. Ainsi, sur les bancs de sable tels que le Middelkerke bank, les sédiments miment-ils la morphologie du banc. Les sédiments les plus grossiers sont situés dans les zones les plus hautes, préférentiellement affectées par les houles mais aussi à la terminaison septentrionale, là où les courants de marée sont les plus puissants (Trentesaux et al., 1992; 1993b; 1994). Cette situation se retrouve dans tous les environnements et n’est donc pas spécifique aux plates-formes. Si la taille des grains est le reflet de l’énergie globale du milieu, elle ne renseigne pas sur la direction des transits sédimentaires. Pourtant, des modèles basés sur l’observation montrent qu’au cours de son transport, un sédiment va subir des transformations qui se reflètent dans ses paramètres granulométriques de taille (médiane, classement et asymétrie). Le modèle le plus connu est basé sur un concept développé par Mc Laren (1981; McLaren et Bowles, 1985), ensuite reformulé par Gao et Collins (Gao et Collins, 1992). Il indique que lors de son transport, le sédiment ne peut être que de mieux en mieux classé. Appliqué à différentes zones, des bancs sableux (Trentesaux, 1993; Gao et al., 1994; Lanckneus et al., 1994; Van Lanckner et al., 2000) ou des champs de dunes (Le Bot et al., 2000a), il permet de combiner l’information géométrique des formes des corps sédimentaires, celle des mesures de courant et la granulométrie. Des critiques ont pu être formulées à l’encontre de cette méthode, généralement pour en proposer une autre fondée sur le même principe (Le Roux, 1994) avec une formulation mathématique différente ou fondée sur une autre représentation de la distribution des grains d’un sédiment (Hartmann et Christiansen, 1992; Hartmann et al., 1994). Dans tous les cas, il s’agit d’une voie prometteuse pour mieux comprendre la répartition de l’énergie ainsi que les directions des transits sédimentaires sur une zone donnée, surtout en l’absence de mesure de courant ou de forme sédimentaire indicatrice des directions de transport. La figure 6 montre un exemple d’application de cette méthode réalisée sur le banc de Mardyck, site proposé pour l’implantation d’une ferme éolienne au large de Dunkerque. La figure 6A montre que la distribution de la taille des grains suit la morphologie du banc, les sédiments les plus fins étant dans le creux situé entre le banc de Mardyck et la plage. La figure 6D quant à elle indique que les transits résiduels calculés à partir des données granulométriques sont majoritairement dirigés vers la côte, sauf au niveau de l’avant plage où les déplacements se font dans le sens de la dérive littorale, vers l’Est. Le mouvement des sédiments vers la côte accompagne la dynamique de ces bancs dominés par la houle et dont la tendance à long terme est de venir s’accoler à la côte comme en témoignent les levés bathymétriques historiques réalisés sur d’autres bancs régionaux (Garlan, 1990).



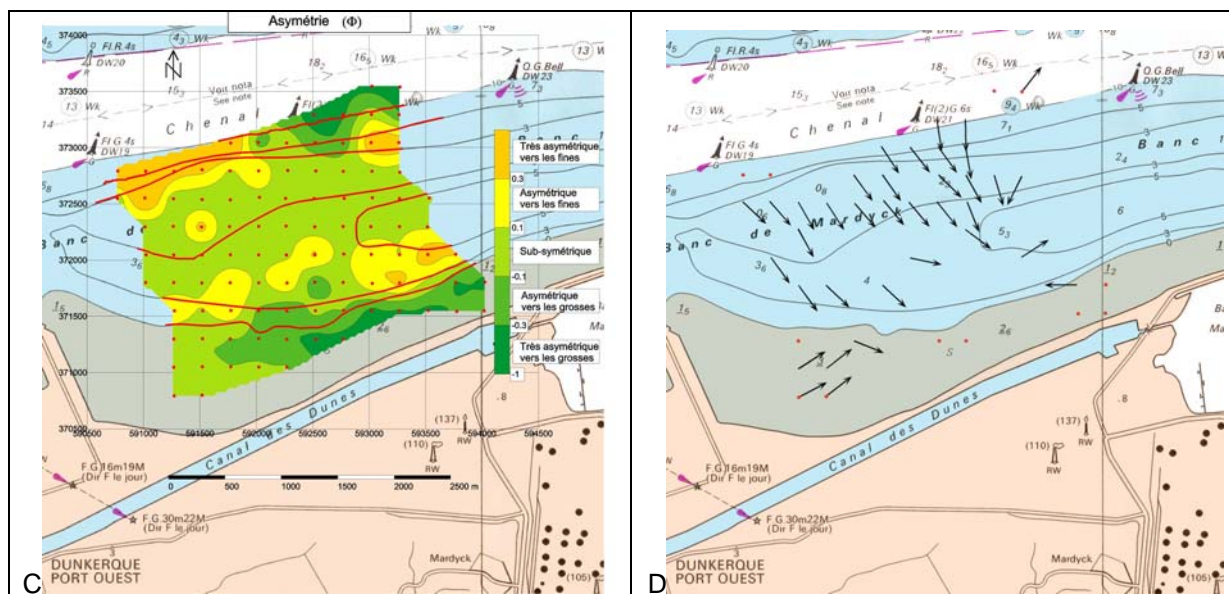


Figure 6 – Cartes de répartition des paramètres granulométriques des sédiments superficiels prélevés sur le banc de Mardyck, en face du port Ouest de Dunkerque dans le cadre du projet d’installation d’éoliennes en mer (Trentesaux, 2001). A) médiane de Folk ; B) classement en Phi ; C) asymétrie de la distribution en Phi ; D) direction possible des transits sédimentaires calculés à partir des paramètres granulométriques suivant la méthode de Gao (1996) avec le logiciel Fluesedish de l’EPSHOM en prenant une combinaison FB- et une distance critique de 600 m.

1.3.3. Importance des phénomènes paroxysmaux sur la nature des sédiments superficiels

Si les prélèvements superficiels permettent de définir l’énergie du milieu et les transits sédimentaires, de quel transit s’agit-il ? Celui des quelques jours ou quelques heures précédant l’échantillonnage, celui des conditions ‘normales’ de sédimentation ou celui des conditions les plus énergétiques ? Cette question est cruciale, en particulier dans les environnements tidaux dans lesquels interviennent un grand nombre d’agents dynamiques de fréquences différentes.

Dans une étude sur le Middelkerke bank, il a été montré qu’en même temps que les conditions de tempêtes affectaient les formes du fond marin, la répartition des tailles de grains à la surface du banc pouvait changer. Ainsi, une campagne d’échantillonnage suivant une période d’intense mauvais temps a-t-elle permis de mettre en évidence un accroissement de la granularité des sédiments situés dans les faibles profondeurs face à la houle incidente tandis que les zones basses ou à l’abri de la houle voyaient leur granularité diminuer (Houthuys et al., 1994). Ces auteurs notent également qu’après une longue période de beau temps la répartition des tailles des sédiments est plus régulière comparée à celle observée après une longue période de mauvais temps. Il est ainsi supposé qu’après une période suffisamment longue, les sédiments retrouvent des conditions d’équilibres dictées par la force des courants de marée et l’importance inversement proportionnelle de la bioturbation (Trentesaux et al., 1994).

L’analyse granulométrique est donc un exercice beaucoup plus compliqué qu’il n’y paraît. Un prélèvement doit se faire en connaissant l’environnement afin de déterminer la profondeur d’investigation et le temps représenté par l’épaisseur prélevée. Il faut également savoir s’il est nécessaire ou non homogénéiser les quelques premiers centimètres sachant que lors de certaines missions il était possible de trouver une fine pellicule d’argile fluide dans les chenaux inter-bancs de Dunkerque au moment de l’étales de marée, celle-ci étant absente pendant des phases de flot et de jusant.

I.4. Les estuaires un lieu privilégié d'enregistrement.

White cows, mud-gaitered
Grazing creek crossed salt marshes
Need not perfection
Sky and poplars don't expect
Keeping up appearances.

Flats expand far out
Across the bay of beige sand
Watery streams wander
A dust of gulls along the shore
Lone figures, man and dog, walk.

Out to the distance
Van Gogh hay wheels in a field
Morning haze lifting
The chip man cuts potatoes
In the press behind his van.

The Somme estuary
P.C.J. Brazier
2001

I.4.1. Introduction

Le long de la côte, les estuaires sont des lieux de rencontre d'influences continentales et marines donnant à ces zones humides un caractère à la fois unique, fragile et d'une grande valeur écologique liée à la diversité des milieux et à leur forte productivité biologique.

Depuis la stabilisation du niveau marin post-glaciaire vers la fin de l'Holocène, les baies à caractère estuarien, en particulier celles du nord de la France, ont considérablement évolué, tant du point de vue de leur forme (contenant) que de leur contenu :

- Diminution de surface liée à la sédimentation puis à la poldérisation, avec parfois un colmatage complètement achevé à l'instar de la plaine maritime flamande et ses petits estuaires,
- Modifications des apports sédimentaires liées aux changements intervenus en amont dans le bassin versant,
- Modifications des apports en polluants métalliques ou organiques liées à l'implantation d'activités humaines et des modifications des pratiques agricoles,
- Changements des zones végétales liés au comblement progressif de l'essentiel des estuaires,
- Changements dans les habitudes (lieux de stationnement/reproduction... plus ou moins temporaires) des animaux dépendants des ressources végétales et animales,
- Problèmes d'érosion en rive nord des embouchures encore actives et menaces sur les biens immobiliers ou naturels.

Au cours des dernières années, nombreux sont acteurs du monde institutionnel ayant pris conscience de la richesse de ces zones, de la nécessité de comprendre leur fonctionnement et de prévoir leur devenir. De cette prise de conscience sont nés différents projets de l'échelle locale à européenne. Comme ce fut le cas pour d'autres estuaires français tels que le bassin d'Arcachon (Bouchet et al., 1997) ou la partie aval de la Seine (Guézennec et al., 1999). L'Authie a été choisie par la Région Nord Pas-de-Calais comme zone atelier de première importance (Anthony, 2005).

Chacun de ces estuaires a fait l'objet de nombreuses études relevant de disciplines telles que la botanique, la génétique, la chimie, l'hydrodynamique ou la sédimentologie. C'est à ces derniers points que notre laboratoire s'est plus particulièrement attaché. L'objectif principal est de comprendre les mécanismes responsables du comblement de l'estuaire à des échelles de temps variant du cycle semi diurne de la marée à plusieurs dizaines (voire centaines) d'années.

I.4.2. Le comblement lent mais inexorable des estuaires

I.4.2.1. Evolution historique de l'estuaire de l'Authie

L'Authie marque à son embouchure la limite administrative entre les départements de la Somme et du Pas-de-Calais. Quand le cours du fleuve quitte les plateaux crayeux de Picardie, où sa direction est contrainte par des failles d'orientation NW-SE, il se met à divaguer dans une plaine maritime d'un peu plus de 5 km d'ouest en est (Fig. 7). Au niveau de l'estuaire, les sédiments et la végétation sont disposés en fonction de l'hydrodynamisme du milieu et de l'altitude. Ainsi, après les zones poldérisées en arrière des digues mais parfois à une altitude inférieure à celle des plus hautes mers, on trouve le schorre couvert d'une végétation halotolérante sur du sédiment fin. Puis, par l'intermédiaire ou non d'une micro falaise, on trouve la slikke et de vastes estrans sableux incisés par des chenaux de marée dont les terminaisons aveugles se trouvent dans le schorre ou plus en amont pour les chenaux principaux. L'ouverture de l'estuaire se fait *via* une zone sableuse étendue caractérisée au sud par

une flèche de près de 3 km faisant face à une large plage et, au nord comme au sud, par des massifs dunaires côtiers.

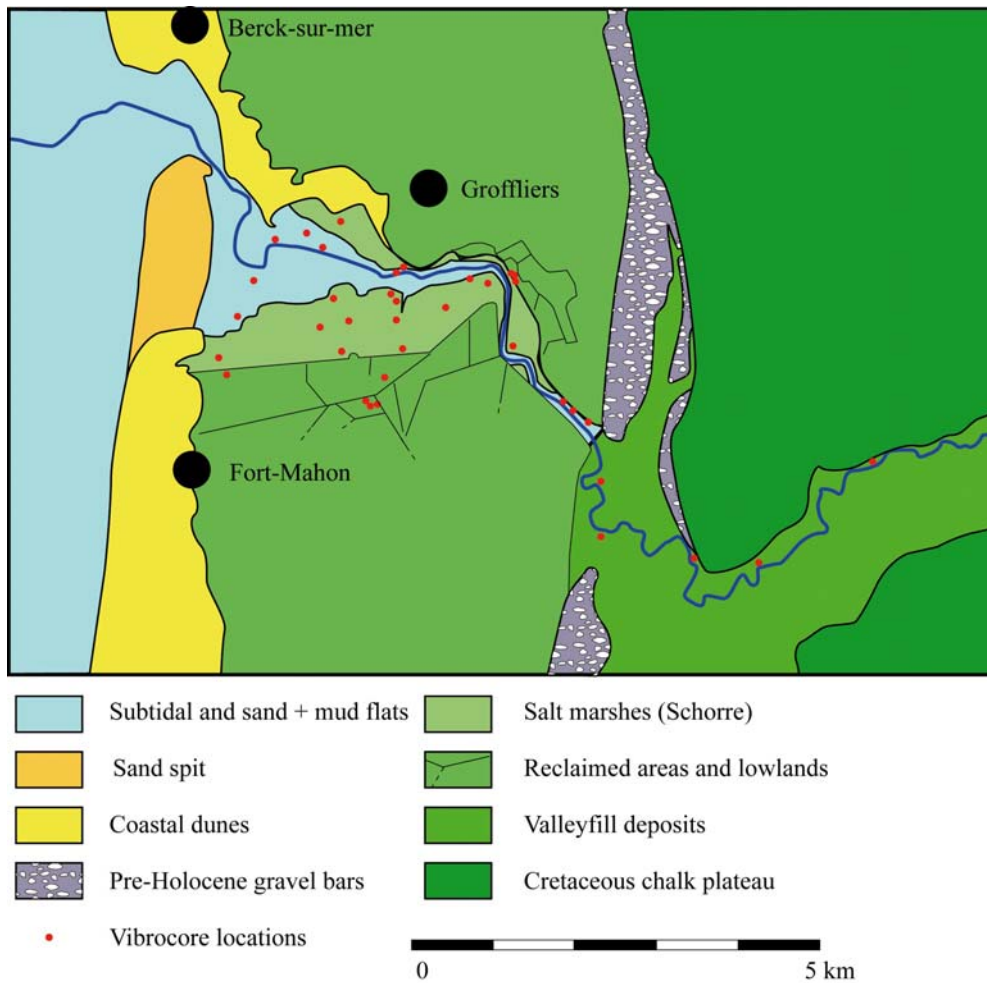


Figure 7 – Carte très schématique de l'estuaire de l'Authie. On peut y distinguer, à l'est le plateau crayeux de Picardie puis, à sa sortie, la plaine maritime dans laquelle le fleuve migre vers le Nord sous l'effet de la dérive littorale. Au niveau de l'estuaire proprement dit, trois zones sont distinguées, les zones poldérisées (Reclaimed areas), en arrière de digues, le schorre (Salt marshes) et l'ensemble slikke + chenaux (Subtidal and sand + mud flats).

Comme l'essentiel des estuaires européens de la façade ouest (Allen, 2003), mais aussi par exemple l'oued Loukkos au Maroc (Trentesaux et al., 2005a), cet estuaire est en phase de comblement. Au niveau de la plaine maritime flamande, la majorité des estuaires, souvent d'anciens deltas, sont comblés et ne laissent aujourd'hui en communication avec la mer qu'une simple ouverture généralement canalisée comme l'Aa à Gravelines. Les cartes anciennes montrent un déplacement lent mais continu (Fig. 8) de tous les ensembles physiographiques vers le nord. L'ancien havre (estuaire) de Berck est comblé au début du 19^{ème} siècle tandis que la flèche sableuse continue de progresser. Malgré ces changements et l'inondation des polders de Groffliers en 1862 lors d'une tempête, l'homme s'installe sur la rive nord, en particulier à Berck-sur-mer où l'Assistance Publique de Paris construit à la fin des années 1860 un hôpital maritime. Il portera de mieux en mieux son nom.

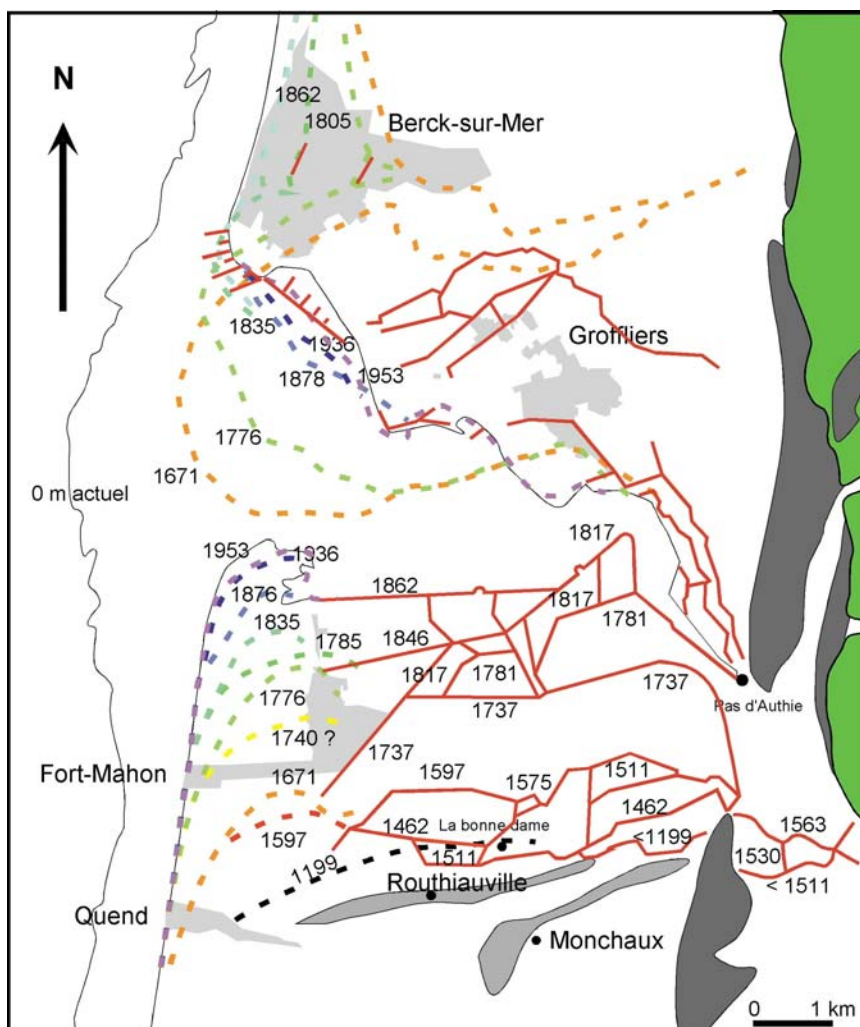


Figure 8 – Evolution du trait de côte depuis le 13^{ème} siècle retracée à partir de données compilées par Dobroniak (2000). En gris très clair sont figurées les principales villes. Au sud, les villages de Routhiauville et Monchaux sont bâtis sur d'anciens cordons sableux, en gris. Plus à l'est, les ensembles gris foncés correspondent aux bancs de gravier anté-Holocène tandis que le vert figure la terminaison du plateau crayeux de l'Artois, le passage se faisant sous la forme d'une paléofalaise d'une vingtaine de mètres de haut qui sépare les plateaux de la plaine maritime.

Ainsi, petit à petit, sous l'effet de la sédimentation et de la dérive littorale, le schorre gagne sur la slikke, au sud, tandis qu'au nord, les terrains se font éroder. Cette situation ne peut plus perdurer aujourd'hui car des habitants (et l'hôpital) s'y sont installés. L'estuaire est donc aujourd'hui bloqué par un carcan tandis que, globalement, la terminaison du fleuve est toujours repoussée vers le nord. C'est une des raisons qui justifie les études sur cet estuaire. Néanmoins, la question de l'évolution du volume du prisme tidal (volume d'eau entrant et sortant à chaque marée) de celui-ci n'est pas réglée. Par des études sédimentologiques, nous souhaitons pouvoir mesurer le taux de comblement récent et actuel de l'estuaire ainsi que quantifier la part des apports respectifs de la mer et du fleuve, la phase organique (pouvant donner naissance à la tourbe) étant très minoritaire dans cet estuaire.

1.4.2.2. Enregistrement sédimentaire du comblement

L'essentiel des travaux a consisté en la réalisation de vibrocarottages dans les divers ensembles de la baie : zone amont fluviale, zone poldérisée, schorre, slikke, estran tidal et chenaux (Fig. 7, en rouge). Au total, 40 carottes d'une longueur moyenne de 4 m ont été prélevées. Dans les zones les plus hautes, l'évolution verticale traduit le passage progressif d'une sédimentation sableuse de l'estran sableux à une sédimentation silto-argileuse de slikke colonisée et transformée en schorre (Fig. 9, Curoy, 2002; Sionneau, 2003; Dassonville, 2004, 2005).

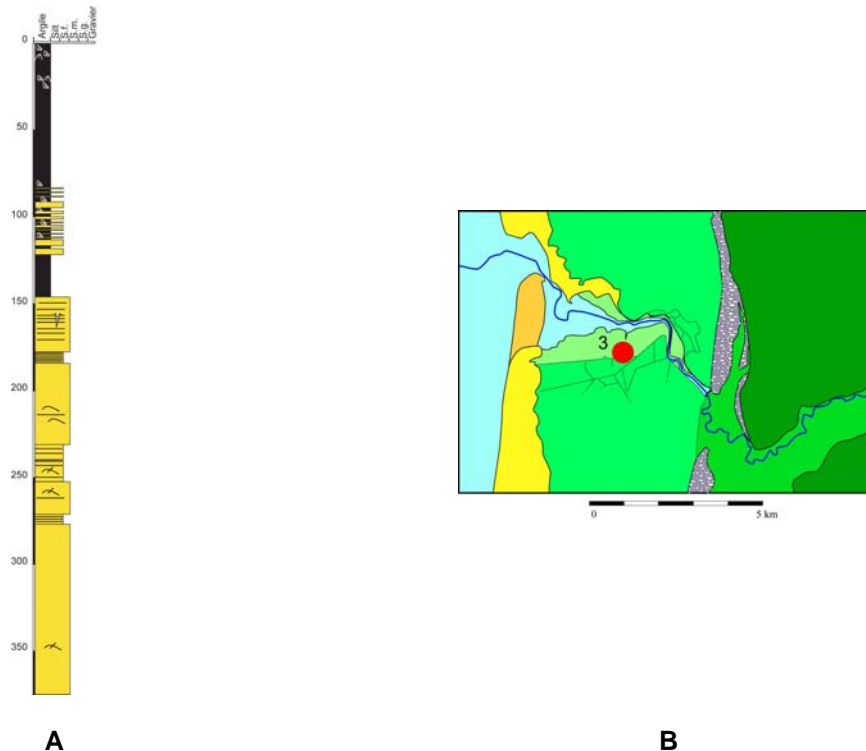


Figure 9 – A : Exemple de colonne lithologique observée sur une carotte de la baie de l'Authie et montrant un comblement local attesté par le passage d'une sédimentation sableuse de zone intertidale moyenne à une sédimentation silto-argileuse intertidale supérieure à supra-tidale. Carotte n°3 décrite par Curoy (2002). B : localisation de la carotte, sur le schorre actuel.

La diminution vers le haut de la taille du sédiment n'est pas une surprise et témoigne de l'équilibre entre transgression, apports sédimentaires et auto-compaction de l'estuaire. L'espace disponible diminue et la sédimentation possède des caractères de plus en plus proximaux (Dalrymple, 1992; Reinson, 1992; Allen, 2000).

La question de la provenance des sédiments est également un problème difficile à résoudre. En effet, l'Authie n'est qu'un petit fleuve côtier de 96 km de long dont les apports sont très modestes et consistent essentiellement en du matériel fin qui ne semble pas avoir changé de nature au cours des 10 derniers siècles. Velde et al. (2003) montrent dans les zones poldérisées du sud de la baie une très légère modification diagénétique de la minéralogie des argiles sur quelques siècles. Pourtant, à l'approche de la sortie de l'estuaire, de nombreuses zones présentent des placages de sable sur des épaisseurs importantes (Curoy, 2002; Curoy et al., 2002). L'accumulation est mesurable par le biais de modèles numériques de terrain (Dobroniak, 2000) ou par des mesures instantanées (Marion et al., 2004). Le sable provient peut-être des bancs côtiers (Anthony, 2000) ou, plus sûrement, des dunes littorales (Anthony et Dobroniak, 2000). L'estuaire agit comme un véritable piège à sédiment duquel le sable ne parvient plus à ressortir du fait de la faible compétence des eaux fluviales et de la diminution du prisme tidal.

1.4.2.3. Un comblement qui s'accélère ?

Aujourd'hui, enserré entre ses deux berges renforcées localement par des digues, quel est le devenir de cet estuaire ? Est-il possible qu'il se ferme comme ce fut le cas au 19^{ème} siècle pour le havre de Berck-sur-Mer ou comme les mesures de taux de sédimentation le prévoient pour 2075, au niveau du havre de Surville le long de la côte ouest du Cotentin (Hinschenberger et al., 1995) ? Les mesures actuelles de taux de sédimentation instantanés ne permettent pas de définir de tendance à très long terme. En effet, d'un point à l'autre, même proches, les valeurs montrent une grande variabilité (Marion et al., 2003; 2004). Ainsi, des zones sont-elles en accrétion importante tandis que d'autres montrent une accrétion lente ou même une érosion. Les mesures ponctuelles semblent donc difficiles à extrapoler (dans le temps ou dans l'espace) de même que leur interpolation (Deloffre et al., 2004). En effet, ces derniers auteurs montrent que la sédimentation qui s'opère sur les estrans tidaux peut s'interrompre lors d'épisodes d'émersion par tassement du sédiment (en baie d'Authie) ou par érosion du sédiment fraîchement déposé lors d'épisodes de tempêtes (en baie de Seine). Les mesures

ponctuelles ne sont donc utiles qu'en des lieux judicieusement choisis, soit en raison de phénomènes locaux rapides demandant une connaissance ponctuelle, soit en espérant que les mesures soient représentatives de conditions plus globales.

Afin d'évaluer la tendance à moyen terme, nous avons choisi une approche cartographique (Curoy, 2002) et géochimique. La première approche consiste à repérer en carotte la transition sable/argile témoin du passage estran sableux/schorre et les éléments figurés associés : traces de racines, coquilles d'*Hydrobia ulvae*... La comparaison avec la position cartographique de la limite slikke/schorre de part et d'autre du point de carottage permet d'encadrer la date de la transition reconnue en carotte. Cette approche simple semble fiable (Curoy, 2002) mais nécessite une méthode complémentaire plus robuste. Pour cela, deux carottes ont été sélectionnées afin de mesurer l'activité gamma des sédiments fins. L'activité gamma permet d'évaluer la teneur en éléments radioactifs tels que le ^{210}Pb , le ^{137}Cs , le ^{240}Am et le ^{60}Co . Le premier élément est utilisé pour calculer un taux de sédimentation tandis que les trois autres sont le reflet d'actions anthropiques telles que les essais nucléaires atmosphériques (fin des essais en 1963), l'accident de Tchernobyl (en 1986) ou des incidents ayant entraîné des rejets industriels tels que l'activité de l'usine de la Hague avec des pics de cobalt en 1984 ou en césium dans les années 1969-1971 (Boust, 1999). Les mesures obtenues sur des sédiments laminés montrent que le signal est très bien préservé dans les sédiments et que les taux de sédimentation varient de 8 à 22 mm.an⁻¹ (Fig. 10). Cette valeur est de l'ordre de grandeur de ce qui est observé sur les estuaires nord-européens. Si l'on exclut une valeur de 67 mm.an⁻¹ mesurée en mer d'Irlande (Aston et Stanners, 1979) en utilisant les rapports isotopiques du césium industriel ($^{134}\text{Cs}/^{137}\text{Cs}$) et qui semble un peu forte, la compilation faite par Allen (Allen, 2000) indique des valeurs ne dépassant que rarement 10 mm.an⁻¹. Dans les estuaires du Cotentin, les valeurs varient entre 4,1 et 7,7 mm.an⁻¹ (Haslett et al., 2003). Elles sont globalement plus importantes dans les zones basses et sont légèrement supérieures au taux régional de remontée du niveau marin (3,9 mm.an⁻¹ mesuré sur l'île de Jersey) faisant craindre une continentalisation lente de ces estuaires. En baie d'Authie, d'autres mesures sont en cours sur une carotte prélevée en face de la Madelon de l'Authie, 3 km en amont de la première, pour voir si le taux de 8 à 22 mm.an⁻¹ augmente ou non vers le fond de l'estuaire. L'idéal serait de pouvoir réaliser d'autres mesures réparties le long de l'Authie mais ces mesures sont très longues à réaliser. Un comptage des lamines va également être effectué car il semble que celles-ci enregistrent des fluctuations non pas tidales mais annuelles comme cela a pu être prouvé dans d'autres estuaires (Tessier, 1998; Dark et Allen, 2005). Cette cyclicité permettrait une estimation rapide des taux de sédimentation sur la surface de l'estuaire.

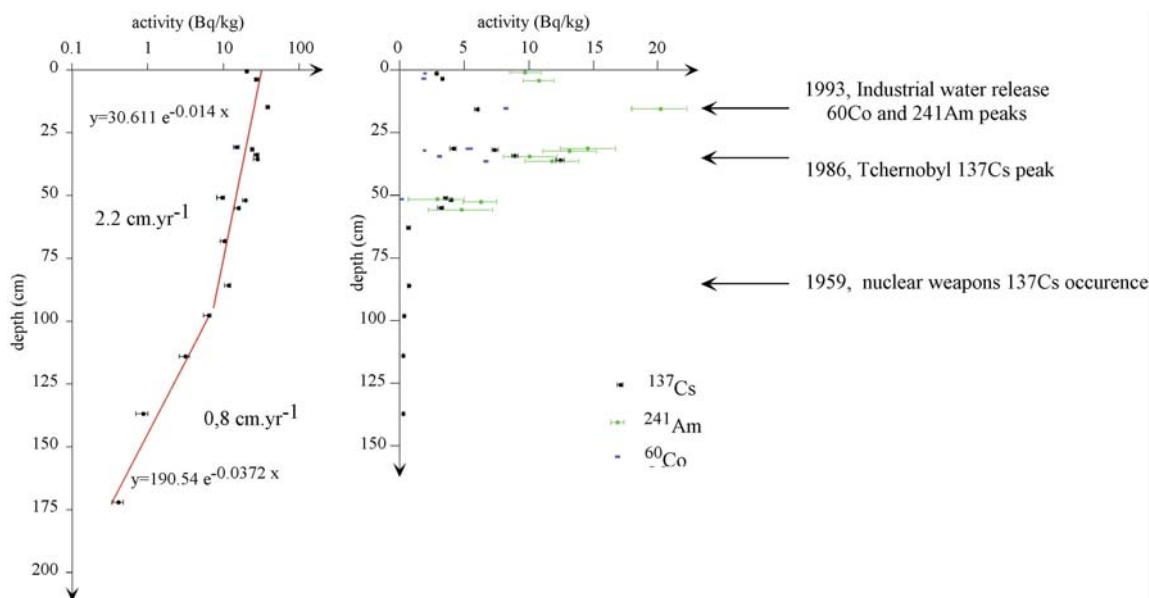


Figure 10 – Evolution de l'activité gamma du ^{210}Pb (à gauche) et de 3 autres éléments radioactifs : ^{60}Co , ^{137}Cs et ^{240}Am (à droite). Le ^{210}Pb permet de calculer les taux de sédimentation indiqués tandis que les autres éléments mettent en évidence des événements d'origine anthropique (Trentesaux et al., 2005b).

I.4.3. Conclusion

L'étude de l'évolution des estuaires doit distinguer deux mouvements : les mouvements horizontaux qui mettent directement en péril les biens et les mouvements verticaux qui signent les changements globaux, accompagnent les mouvements horizontaux ou les précèdent. Il faut aussi prendre en compte la multiplicité des échelles temporelles de nos observations. Toute mesure souffrant de limites de représentativité, il faut trouver des moyens efficaces pour étudier de grandes surfaces telles que des estuaires entiers. Pour les forages verticaux, il faut améliorer la contrainte verticale temporelle. Il pourrait être envisagé de réaliser des datations ^{14}C des hydrobies (*Hydrobia ulva*) présentes de façon systématique sur les sédiments fins. La démarche consisterait à étudier l'âge ^{14}C des coquilles actuelles pour déterminer l'effet réservoir de ces organismes puis de profiter des sites sur lesquels nous avons un bon calage au ^{210}Pb . Ensuite, une étude de chaque transition sable/argile complétée d'un nivellement précis doit permettre d'étudier la vitesse de comblement des différentes parties de l'estuaire. En ce qui concerne les mouvements verticaux récents, la technologie Lidar qui donne une précision verticale de l'ordre de 5 cm pour un point par mètre carré permettrait de suivre les évolutions rapides des estuaires (French, 2001; Xjharde et Long, 2004). Un projet initié par Franck Levoy (U. Caen Basse-Normandie) pourrait permettre de suivre l'ensemble des baies et estuaires de la façade nord-ouest de la France.

En ce qui concerne l'évolution future des estuaires étudiés, il faut raisonner en volume et non seulement par des cartes superficielles. En effet, le prisme tidal est un facteur déterminant dans l'évolution des estuaires.

Certaines causes tendent à diminuer celui-ci : apports fluviaux (plutôt argileux en ce qui concerne l'Authie) et apports marins (plutôt sableux). Les conséquences sont une altitude qui augmente et une végétation qui progresse au profit des zones de schorre.

D'autres causes ont pour conséquences l'augmentation du prisme : auto-compaction des sédiments ; érosion de certaines zones, en particulier à proximité de l'embouchure ; et surcreusement vertical, latéral et longitudinal des chenaux. Les conséquences pourraient être de maintenir un volume oscillant constant malgré une apparente diminution.

S'il s'avérait qu'effectivement le volume diminuait progressivement dans le temps, faisant craindre une fermeture (ou une transformation radicale) à moyen terme de l'estuaire, il faudrait peut-être envisager de rouvrir certaines zones poldérisées comme cela s'est fait dans certains polder en Angleterre ou, plus près de chez nous, dans la province néerlandaise de Zélande.

I.5. Bilan des travaux réalisés sur les plates-formes

I.5.1. Apports personnels, apports du groupe de travail

Dans ce paragraphe sont soulignés les apports scientifiques majeurs des études que j'ai menées personnellement ou en équipe sur le domaine des plates-formes continentales détritiques.

a) Les travaux sur les grands bancs sableux du sud de la mer du Nord et du nord de la Manche, en particulier sur le Middelkerke bank, ont permis pour la première fois de visualiser complètement **l'architecture et la nature d'un banc tidal**. L'image obtenue grâce aux très nombreux carottages et profils sismiques est relativement complexe (Trentesaux et al., 1993a, Publi. N°1). Le corps sableux formant le relief actuel est un ensemble composite constitué d'unités empilées correspondant à divers environnements sédimentaires (Berné et al., 1994, Publi. N°2). La succession est conforme aux modèles de succession de dépôts dans les environnements tidaux (Dalrymple, 1992) même si l'on a pu mettre en évidence que le corps sableux principal pouvait être constitué de 2 unités sédimentaires à l'histoire différente : un banc côtier dominé par la houle puis un banc du large tidal (Trentesaux et al., 1999b, Publi. N°5). Ces deux unités en connexion peuvent constituer un unique réservoir pétrolier.

b) Les études réalisées sur ces mêmes bancs ou sur d'autres pour des contrats privés ont permis de bien comprendre la **répartition des sédiments superficiels** et les **modifications de la répartition des sédiments lors d'épisodes de tempêtes**. Les sédiments se répartissent strictement en fonction de l'énergie du milieu, cette énergie ayant pour origine les courants de marée alternatifs et renforcés dans les zones de moindre profondeur et l'agitation liée à la houle également liée à la profondeur mais aussi à la provenance des vagues (Trentesaux et al., 1994, Publi. N°4). Lors des épisodes de tempête, nous avons pu mettre en évidence des modifications dans la répartition des tailles des grains à la surface des bancs (Houthuys et al., 1994, Publi. N°3) ce qui offre des pistes de réflexions concernant l'analyse des sédiments superficiels en routine.

c) Les études sur les grands bancs sableux tidaux se sont prolongées en mer de Chine de l'Est, une marge grasse affectée par une subsidence importante. L'observation de nombreux profils sismiques et le calage par de trop rares forages ou carottages nous ont permis de définir précisément la **position 'séquentielle' des bancs sableux tidaux** et les **facteurs de leur préservation**. Ainsi, à la faveur des larges oscillations climatiques du Pléistocène supérieur, ces corps représentent l'essentiel de l'intervalle transgressif au milieu de la plate-forme (Berné et al., 2002, Publi. N°10).

d) Dans le détroit du Pas-de-Calais, l'étude bathymétrique, au sonar à balayage latéral et sismique couplée avec l'analyse des sédiments superficiels et des courants a permis de proposer une **classification des dunes sous-marines** en fonction de l'asymétrie des courants de marée et de l'importance des phénomènes de tempête (Le Bot et Trentesaux, 2004b, Publi. N°17). Une meilleure compréhension de l'architecture de ces corps sédimentaires mobiles permet de mieux les reconnaître dans les dépôts fossiles et de mieux comprendre les modalités de leur mouvement. Ce dernier point offre des perspectives en modélisation numérique afin de mieux prédire la position de ces obstacles à la navigation.

e) Au niveau des estuaires, les travaux effectués n'ont pas encore permis de publier de résultat dans des revues internationales. Cependant, nos études ont montré que le **remplissage des estuaires** était facilement suivi par l'évolution verticale et horizontale des sédiments. La détermination de la limite sable/argile offre des perspectives de quantification du volume du prisme tidal et pourrait permettre de proposer un schéma d'évolution future de certains estuaires de type picard. Les études nous ont également montré qu'il fallait absolument raisonner en terme de volumes et non de surfaces pour caractériser l'évolution des estuaires.

II.5.2. Perspectives de recherches

- En mer du Nord, les travaux entrepris par Mieke Mathys (U. Gand) pour son doctorat ont pour objectif d'étendre les observations ponctuelles du Middelkerke bank à la plateforme belge. Je pense qu'il faudra étendre ces études, au large de Dunkerque et des Pays-Bas ainsi que vers l'Angleterre malgré la relative faiblesse de l'épaisseur des sédiments de ce côté du détroit. L'objectif est de suivre précisément l'évolution de cette zone au cours de l'Holocène. Si la connexion entre les deux bassins de la mer du Nord et de la Manche s'opère vers 9000 ans BP, quels types d'environnement voit-on se succéder au cours du temps ? Existe-t-il des périodes au cours desquelles le détroit constitue un gigantesque estran tidal avant de se rompre et d'évoluer vers la situation actuelle ?

- Nos études sur les bancs sableux ont montré quels étaient les facteurs importants pour leur préservation. Il manque cependant certaines informations capitales pour mieux les positionner dans le temps. Le carottage des quelques décimètres situés au-dessus des bancs sableux fossiles permettrait de vérifier la position de la surface d'inondation maximale et des forages plus longs permettraient, en prolongeant l'enregistrement vers le début du Pléistocène, d'évaluer l'importance de l'amplitude des variations du niveau marin sur le type de corps sédimentaire préservé. Les exemples miocènes de mer de Java montrent déjà des différences importantes (Posamentier, 2002) qui pourraient être liées au fait que les vitesses de remontée du niveau marin étaient moindres à cette époque.

- Sur les très grandes dunes du détroit du Pas-de-Calais, nous avons montré l'importance de la prise en compte des événements acycliques tels que les tempêtes dans les environnements pourtant fortement dominés par la marée. Nos études doivent maintenant se tourner vers la modélisation numérique prenant en compte cette observation mais aussi les variations à plus long terme telles que celles liées aux changements climatiques (modification des fréquences ou des direction des tempêtes, changement du nombre des surcôtes...) et aux activités anthropiques (dragages de certains bancs du large, implantation d'éoliennes offshore...).

- Dans les estuaires, il reste beaucoup de travail à faire afin d'aller vers une meilleure quantification des processus sédimentaires. Nombreuses sont les études qui vont dans ce sens en mesurant à très haute fréquence les changements du niveau du sédiment (système *Altus*, par exemple). Pour des périodes plus longues, l'objectif est de mieux quantifier l'évolution du volume des estuaires par des approches sédimentologiques. Ceci nécessite une bonne connaissance des mouvements horizontaux des corps sédimentaires puis une étude fine de la succession verticale des sédiments avec des moyens de datation adaptés parmi lesquels le ^{210}Pb pour la précision mais qui souffre du temps d'analyse et donc de son coût, le ^{14}C sur certaines coquilles spécifiques malgré le coût des analyses ou le suivi par cartographie historique malgré le manque de précision horizontale et verticale. A plus court terme, l'emploi répété du Lidar permettrait de suivre dans leur globalité l'évolution des estuaires.

La poussière jaune soulevée par le vent de la nuit voilait le bleu du ciel.
'Un vieillard sentimental' Lao She, 1935.

Chapitre II. Evolution de la mousson est asiatique au cours du Pléistocène

Le message porté par la fraction détritique

Les missions réalisées sur diverses plates-formes mondiales, et en particulier, en ce qui nous concerne la mission Dong Hai en mer de Chine de l'Est (MCE), ont montré l'importance de réaliser des études combinées de la source vers le large suivant le concept exprimé par les anglophones sous l'expression *from source to sink*. Les résultats de nombreuses études montrent en effet qu'une compréhension globale des bilans de matière nécessite la prise en compte non seulement d'un compartiment physiographique tel que la plate-forme mais également de ceux qui lui sont adjacents et produisent ou reçoivent le sédiment qui ne fait bien souvent qu'y transiter. Les données de MCE nous ont permis de nous rendre compte du grand intérêt scientifique de cette région : apports sédimentaires parmi les plus importants au monde, taux de subsidence important, large plate-forme continentale, bassins versants drainant des zones soumises à des climats contrastés... Les travaux nous ont également permis d'entrer en contact avec une communauté scientifique majeure en Asie que ce soit dans les instituts nationaux tels que le SOA (State Oceanic Administration) à Tsingtao ou dans les universités telles que l'Université Tongji de Shanghai. Quand la proposition de participer à une campagne ODP en mer de Chine du Sud (MCS) s'est présentée, la décision a vite été prise de travailler dans ce cadre international sur l'évolution de la fraction détritique au cours du Pléistocène, complétant ainsi les travaux de mer de Chine de l'Est.

II.1. Problème posé

II.1.1. Principe général de la mousson

La mousson est un phénomène climatique majeur présent en maints endroits à la surface du globe, avec des déterminismes variables d'un point à un autre. Globalement, la mousson reflète les évolutions des équilibres des hautes et basses pressions, et des masses d'air, dans les zones de basses latitudes. Il s'agit d'un phénomène climatique majeur défini par l'inversion du sens des vents dominants entre deux saisons (Webster, 1987). Cette inversion est, en Asie du sud-est, à l'origine de deux saisons contrastées, un été humide et un hiver sec (Fig. 11). En Asie, ce phénomène climatique est de première importance car il gouverne, dans des régions très densément peuplées, la répartition de l'humidité au cours de l'année dont dépendent les récoltes et qui peut avoir comme conséquence les inondations sur de grandes surfaces (Webster et al., 1998). Parmi les différents systèmes de mousson : africain, indien, est asiatique et australien, nos études ont porté sur celui qui affecte la zone est asiatique et qui concerne les mers marginales du Pacifique Ouest (Fig. 12). Ce système semble s'être mis en place à la faveur de la surrection des hauts plateaux du Tibet. Prell et Kutzbach (1992) indiquent qu'il faut que les hauts plateaux atteignent 2000 m d'altitude (la moitié de leur hauteur actuelle) pour que les effets se fassent effectivement sentir. L'accélération de la surrection vers 8 Ma aurait augmenté l'aridité à l'intérieur du continent asiatique et entraîné la mise en place des moussons indienne et est-asiatique (An et al., 2001). Néanmoins, des études récentes montrent qu'il n'est pas impossible que des modifications paléogéographiques majeures aient pu accompagner, sinon mettre en place, la mousson est asiatique. Des modèles climatiques généraux montrent que la diminution de la surface de la Périéthys a pu initier la mousson dès l'Oligocène (30 Ma) (Ramstein et al., 1997). Toujours est-il qu'actuellement, le système se caractérise par l'alternance d'une saison sèche sur le continent chinois, l'hiver, quand les vents soufflent depuis le NE et une saison humide, quand les vents qui se sont chargés d'humidité sur les mers marginales (mer de Chine du Sud en particulier) soufflent depuis le SW. Voir par exemple l'introduction de Wang et al. (2000a) (Figure 11).

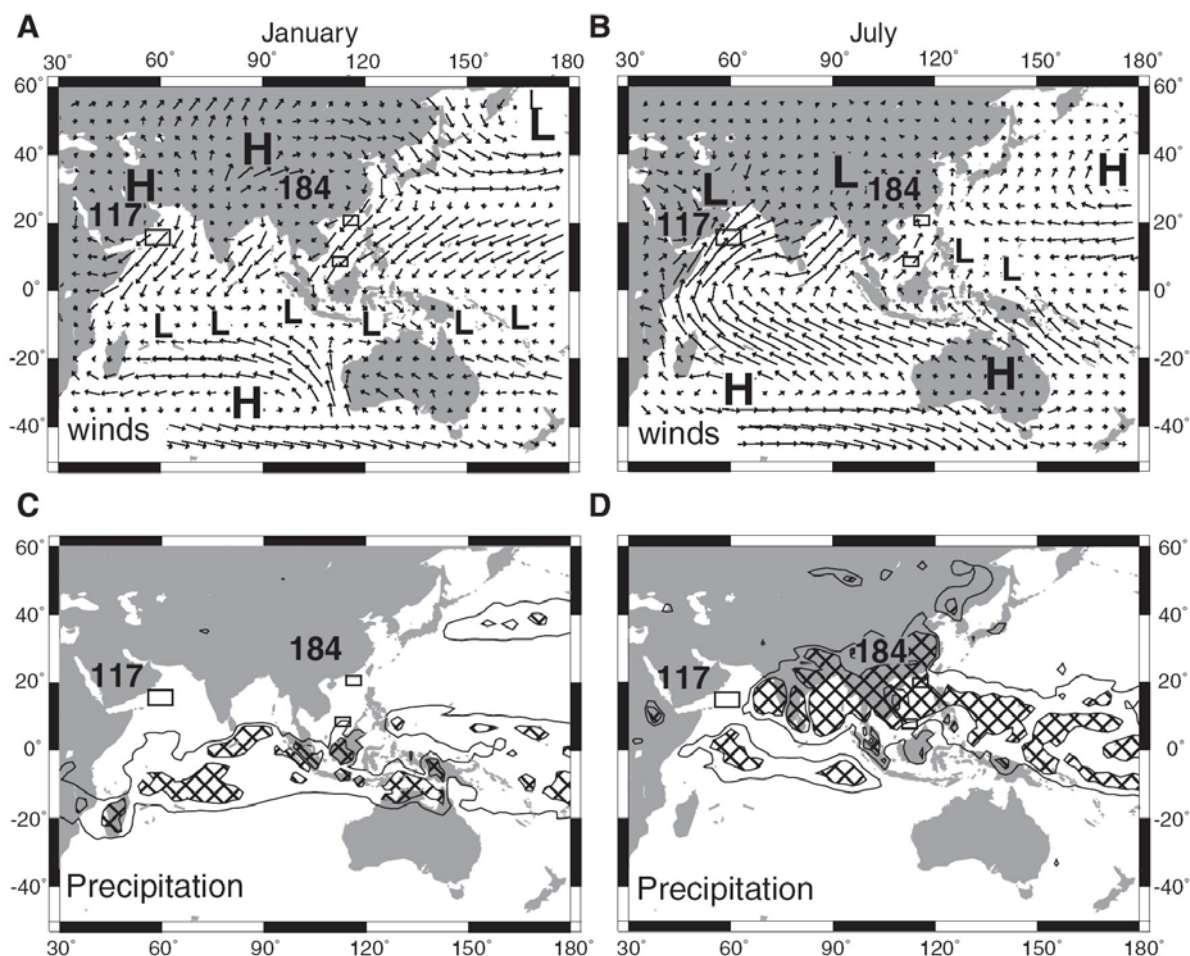


Figure 11 – Illustration du phénomène de mousson. Les zones de hautes et de basses pressions sont indiquées par les lettres H et L tandis que la vitesse des vents de surface est proportionnelle à la longueur des flèches. Les vents les plus forts sont ceux qui soufflent l'été au nord de la mer d'Arabie : 15 m.s^{-1} . En hiver, le continent se refroidit plus vite que les mers marginales à cause de l'inertie thermique de l'eau. Le gradient de pression qui s'installe entraîne une circulation atmosphérique du continent vers l'océan (A) apportant les poussières soulevées dans les grands déserts intracontinentaux. En été, au contraire, le plateau tibétain se réchauffe rapidement tandis que l'océan le fait de façon plus lente. Le champ de pression s'inverse. Les circulations atmosphériques se font de l'océan vers le continent chinois (B) et apportent les pluies estivales (75 % des précipitations annuelles, D). (Kalnay et al., 1996).

La mousson est asiatique a tout d'abord été étudiée à terre sur les affleurements du plateau des loess chinois (An et al., 1990; Ding et al., 1992) puis en mer grâce à quelques carottes prélevées par le N/O Sonne (Sarnthein et al., 1994), ensuite par les forages ODP (Wang et al., 2000a) et récemment par des campagnes IMAGES du N/O Marion Dufresne (Mission WEPAMA en 2001 et MARCO POLO en 2005). En ce qui nous concerne, nous n'avons travaillé que sur des sites marins. Certains échantillons terrestres fluviaux ayant été prélevés pour mieux contraindre les sources.

II.1.2. À quelles questions voulons nous répondre ?

Comprendre et retracer l'évolution de la mousson ouvre une fenêtre sur la compréhension du climat et de son évolution passée et à venir. La MCS est un chantier de choix pour étudier la mousson car elle offre la possibilité d'échantillonner des séries continues dans des zones à fort taux de sédimentation.

En effet, la mousson affecte tous les compartiments vivants asiatiques et son évolution temporelle peut être étudiée par le biais d'études d'un très grand nombre de paramètres : biologiques, biochimiques, physiques, sédimentologiques...

En collaboration avec différents instituts et avec l'aide de nombreux étudiants et du personnel technique, nous nous sommes basés sur l'un des savoir-faire du laboratoire PBDS : l'analyse de la fraction terrigène des sédiments et en particulier l'analyse de la minéralogie de la fraction argileuse (Chamley, 1989; 1997) et la granulométrie des sédiments.

Les questions sont les suivantes :

- Quelles sont les sources des sédiments déposés dans les bassins de la marge nord de la MCS ?
- Quelles sont les voies de transport de ces sédiments ?
- Est-il possible d'enregistrer dans les sédiments les variations de la balance érosion (physique) / altération (chimique) sur le continent asiatique ?
- Quels sont les signaux imputables aux changements globaux tels que les variations du niveau marin ?
- Comment la mousson est asiatique a-t-elle évolué depuis 2 millions d'années ?

II.1.3. Choix de la zone d'étude

La littérature concernant les études réalisées sur le continent asiatique est bien plus abondante que celle réalisées à partir de données des mers marginales ou des océans Indien et Pacifique. Les conditions d'accessibilité des mers marginales (techniques mais aussi politiques) et la difficulté de trouver des sites présentant une sédimentation continue à haute résolution sont un obstacle à l'atteinte d'un équilibre entre données terrestres et marines. De fait, se faisant l'écho de nombreux auteurs, Wang et al. (2005) insistent sur la nécessité de réaliser des séries de carottages marins longs (type IMAGES) préservant le sédiment dans des zones où le taux de sédimentation est important et/ou l'enregistrement atteint 500 ka.

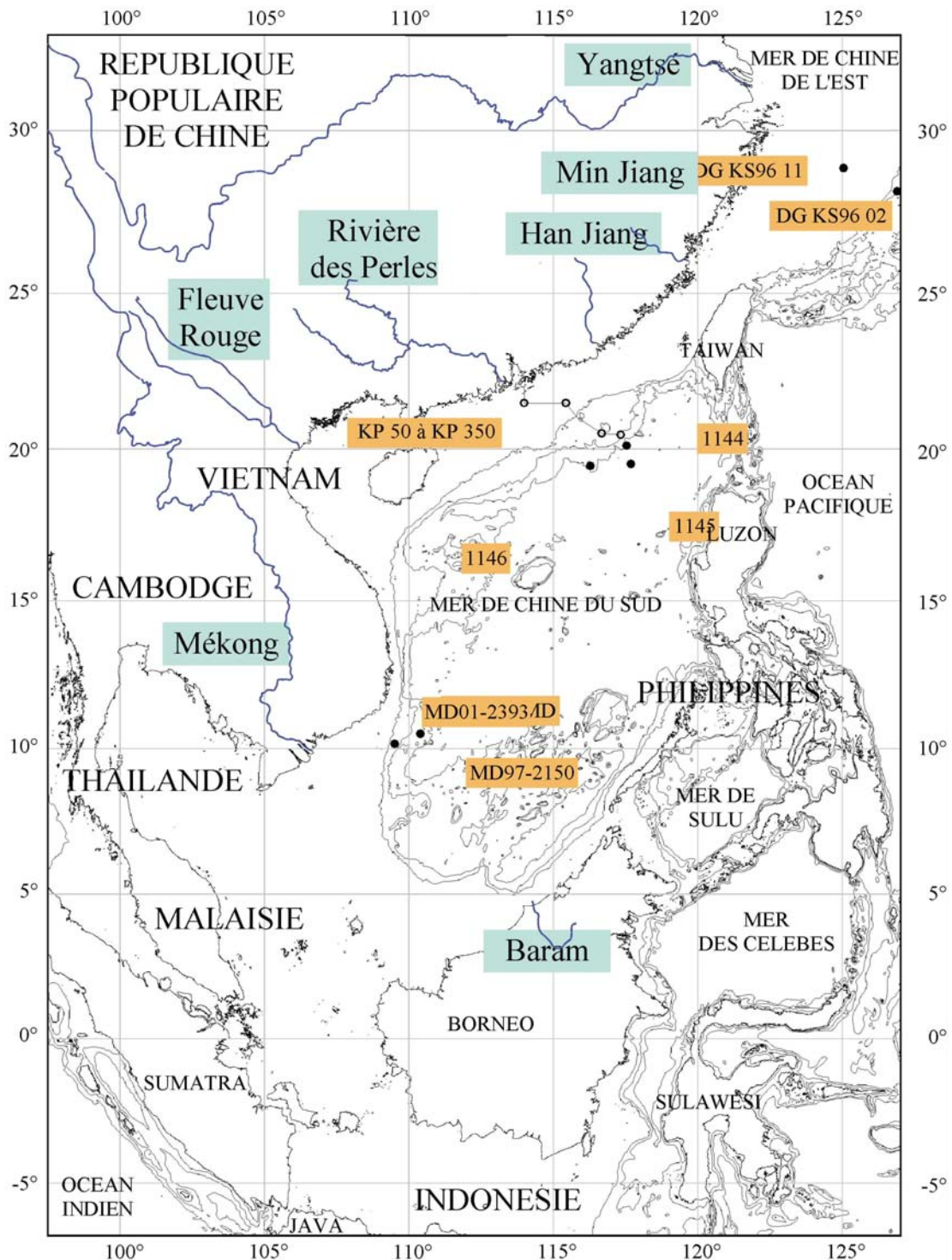


Figure 12 – Carte générale de la mer de Chine du Sud et des régions adjacentes. Les lignes sont la ligne de rivage, puis les isobathes -200, -1000 et -2000 m. Sont nommées les autres mers marginales du Pacifique, les îles principales et les fleuves majeurs (encadrés sur fond bleu). Les sites utilisés au cours de cette étude sont encadrés sur fond orangé. 1144, 1145 et 1146 correspondent à des forages ODP du Leg 184 (Wang et al., 2000a), MD 01-2393 et MD 97-2150 ont été prélevées par le Marion Dufresne dans le cadre du programme IMAGES, missions WEPAMA (Bassinot et Baltzer, 2002) et IPHIS respectivement, les carottes DGKS 9602 et DGKS 9611 par l'Atalante au cours de la mission Dong Hai (Berné, 1996) et les échantillons de la série KP, aimablement fournis par le Pr. Wim Wiss de l'Université de Hong Kong, ont été prélevés dans le cadre de la mise en place d'un câble sous-marin partant de l'embouchure de la rivière des Perles. Des échantillons prélevés par Christophe Colin (U. Orsay) et Liu Zhifei (U. Tongji) dans les bassins versants de la rivière des Perles ainsi que d'autres en provenance des fleuves Min Jiang et Han Jiang ont également été utilisés.

L'accès à l'ensemble du Pléistocène à une résolution suffisante est quant à lui hors de portée des missions IMAGES et demanderait des missions du programme IODP.

Dans ce cadre de l'étude de la mousson est-asiatique, nos études se sont focalisées sur une zone peu explorée, la MCS sur les deux derniers millions d'années correspondant au Pléistocène.

En ce qui concerne nos études, elles ont été réalisées sur différents sites à la faveur de forages ou de prélèvements de différentes longueurs offrant des résolutions variables et permettant de répondre aux questions précédemment citées (Fig. 12 ; Tab. 2).

Les principaux critères étaient les suivants :

- Sélectionner des sites aux taux de sédimentation élevés afin d'accéder à la plus haute résolution possible,
- Trouver des enregistrements couvrant la totalité du Pléistocène,
- Ne prendre que des sites au-dessus de la lysocline afin d'assurer une bonne préservation des tests carbonatés des foraminifères, condition indispensable à l'établissement de courbes du $\delta^{18}\text{O}$,
- Choisir des lieux affectés par les modifications majeures qu'entraînent les variations du niveau marin au cours du Pléistocène, c'est-à-dire à des distances au rivage variant de façon importante quand le niveau marin change (fig. 13 et 14),
- Eviter les zones potentiellement affectées par des dépôts gravitaires.

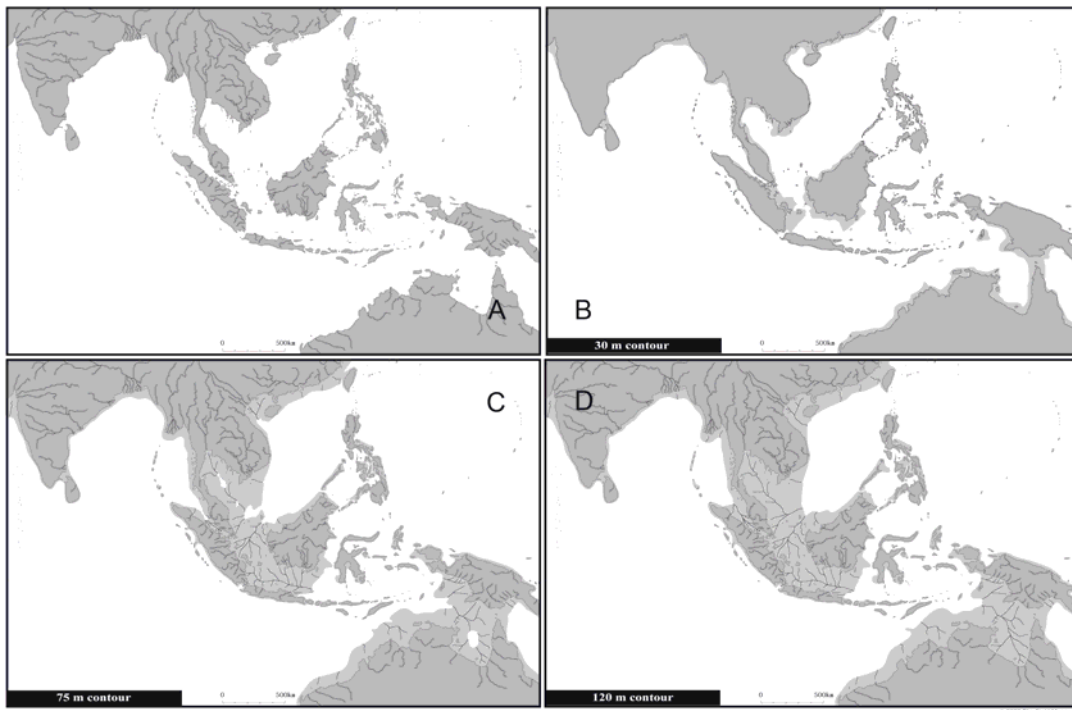


Figure 13 – Modification de la paléogéographie de la MCS pour un niveau marin identique à l'actuel (A), à - 30 m (B), - 75 m (C) et - 120 m (D). Dès que la profondeur atteint - 30 mètres, certains détroits tels que ceux de Malacca et de la Sonde se ferment, isolant progressivement la MCS tandis que la plate-forme nord s'étend. A - 75 mètres, les détroits de Karimata et de Taiwan sont fermés également tandis que la plate-forme de la Sonde est largement exondée. La situation extrême d'un niveau à - 120 m ne laisse qu'une légère connexion avec l'océan global au niveau du détroit profond de Luzon et ceux de la mer de Sulu dans les Philippines. Les cartes ont été aimablement fournies par Harold K. Voris du Field Museum de Chicago. Voir l'article associé (Voris, 2000). A - 120 m, la surface marine de la MCS atteint 390 millions de km², ce qui correspond à la moitié de sa superficie actuelle (Wang et al., 1997).

Site	Lieu	Profondeur du fond marin (m)	Longueur étudiée du forage (m) Période de temps considérée (ka)	Taux de sédimentation moyen au Pléistocène (mm.k^{-1}) Taux d'accumulation ($\text{g.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$) (Boulay, 2003)	Nombre d'échantillons traités		Résolution (ka)		Principales publications associées à nos travaux
					Granulo.	Argile	Granulo.	Argile	
ODP Leg 184, Site 1144	Marge nord de la MCS	2037	510 m 1000 ka	510 mm.k^{-1} $6-173 \text{ g.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$	291	200	3,5	2 ka entre 0 et 400 ka	(Boulay et al., 2001; 2003; 2003a; 2003b; 2005)
ODP Leg 184, Site 1145	Marge nord de la MCS	3176	150 m 1680 ka	89 mm.k^{-1} $2,0 - 22 \text{ g.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$		450		1 ka entre 0 et 450 ka	(Boulay et al., 2001; 2003; 2003a; 2003b; 2005)
ODP Leg 184, Site 1146	Marge nord de la MCS	2092	170 m 1800 ka	94 mm.k^{-1} $4,5 - 27 \text{ g.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$	726	520	2,6	3,8 ka entre 0 et 450 ka	(Boulay et al., 2001; 2003; 2003a; 2003b; Liu et al., 2003b; 2003c; Boulay et al., 2005)
MD 01-2393	MCS, Large du Mékong	1230	42,55 m 25 ka		0			0,3-06 jusque 70ka ???	(Segueni, 2003; Segueni et al., 2003)
MD 01-2393	MCS, Large du Mékong	1230	42,55 m 191 ka	224 mm.k^{-1}	291	311	0,4 jusque 70ka 1 ka jusque 191 ka	0,4 jusque 70ka 1 ka jusque 191 ka	(Liu et Trentesaux, 2002; Liu et al., 2004; 2005c)
MD 97-2150	MCS, Large du Mékong	292	13,22 m 74 ka	179 mm.k^{-1}				0,3-06	(Liu et al., 2004)
DGKS 9602	MCE	988	9,27 m						(Vagner, 2001)
DGKS 9611	MCE	96	7,35 m						(Vagner, 2001)
Série KP	Large de Hong Kong		Echantillons superficiels						(Verpoorter, 2004)

Tableau 2 – Principales caractéristiques des échantillons utilisés dans le cadre de cette étude. Provenance, profondeur du fond marin, longueur des forages étudiés et tranche d'âge correspondante, taux de sédimentation moyen sur l'intervalle étudié et taux d'accumulation quand il a été calculé, nombre d'échantillons traités pour l'analyse de la fraction argileuse et de la granulométrie et fréquence d'échantillonnage en ka. Les principales publications issues de ces analyses sont indiquées dans la dernière colonne.

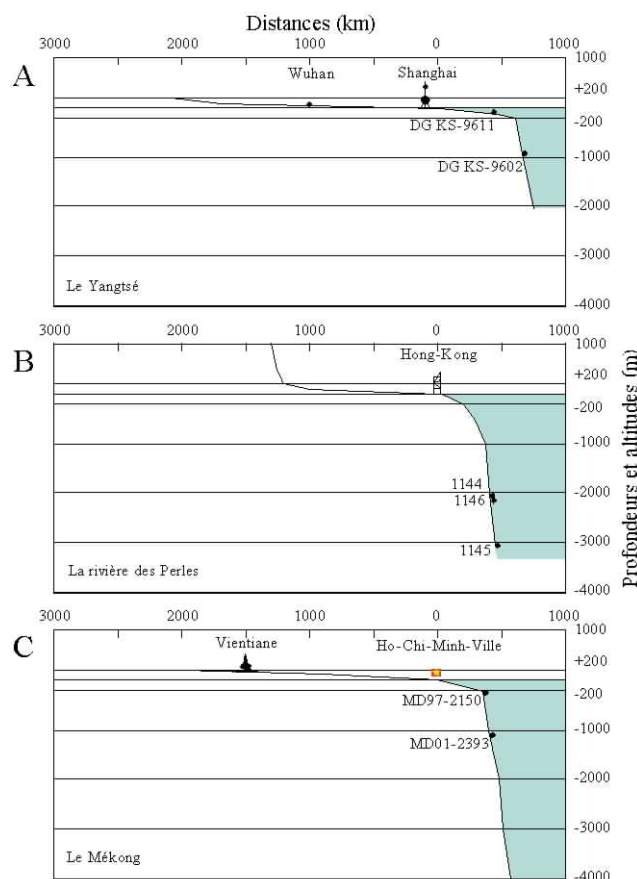


Figure 14 – Profils le long des fleuves majeurs, Yangtse (A), rivière des Perles (B), Mékong (C) et de la mer adjacente illustrant le déplacement de la ligne du rivage et le changement de distance entre l'embouchure des fleuves et les sites d'étude au cours des oscillations maximales du niveau marin. Les lignes horizontales sont espacées de 1000 m sauf de part et d'autre du niveau 0 où les lignes + 200 m et - 200 m sont figurées. Notons qu'au cours du Pléistocène, la mer a envahi des zones aujourd'hui continentales, en particulier dans la plaine du Yangtsé ou du Mékong.

II.2. Sources et transport du matériel sédimentaire en mer de Chine du Sud

II.2.1. Le nord de la mer de Chine du Sud

La courantologie actuelle de la MCS n'est pas bien connue. Des modèles appuyés par des mesures existent pour les courants de surface (e.g., Hu et al., 2000) mais en ce qui concerne les courants intermédiaires ou profonds, la littérature est très pauvre (Wang, 1990). Quand il s'agit de remonter dans le temps, la tâche est encore plus ardue.

Sur les sites localisés au nord de la MCS et étudiés grâce aux forages ODP, la source évidente est constituée par la rivière des Perles située à l'aplomb des bassins échantillonnés. Cependant, d'autres sources sont envisageables (fig. 16) : les autres rivières du sud du continent (Mékong, fleuve Rouge, Han Jiang, Min Jiang, voire le Yangtsé), l'île de Taiwan et ses fleuves côtiers, Luzon et l'arc volcanique qui se prolonge en direction de Taiwan, les fleuves du nord de Bornéo tels que le Baram ou ceux d'Indonésie. Enfin, des apports éoliens liés à la mousson hivernale peuvent contribuer d'une façon significative à la sédimentation (Wehausen et Brumsack, 2002).

Le problème des sources est général dans les études océanographiques, en témoignent les nombreuses études réalisées dans notre laboratoire. Le cortège argileux des sédiments de la plateforme nord de la MCS met en évidence qu'il existe effectivement un problème d'alimentation des sites par les fleuves locaux. En effet, les observations montrent que la rivière des Perles apporte une fraction argileuse majoritairement composée de kaolinite (e.g., Singer, 1993; Boulay, 2003; Lan et al., 2003;

Verpoorter, 2004) tandis que les sédiments des sites ODP n'en contiennent que très peu (Fig. 15, Chen, 1978; Pluquet, 2000; Tamburini et al., 2003; Trentesaux et al., 2003). Ceci est d'autant plus surprenant que la rivière des Perles est un des tributaires majeurs de la MCS (Fig. 16, Milliman et Meade, 1983) et qu'il n'est qu'à 400 km des sites ODP actuellement pour une distance de 200 km au dernier maximum glaciaire (Fig. 14). Que devient la kaolinite issue du continent et d'où vient la smectite que l'on trouve en abondance dans les sédiments ?

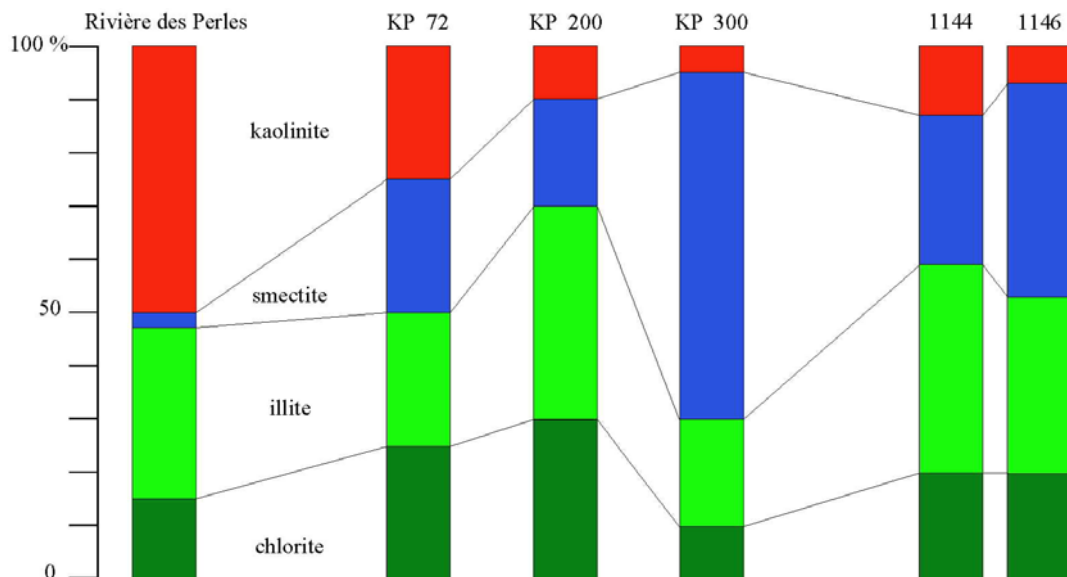


Figure 15 – Teneurs (en %) des minéraux argileux de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ le long d'une ligne côte-large depuis la rivière des Perles jusqu'aux sites ODP 1144 et 1146 passant le long du trajet du câble sous-marin de Hong-Kong (échantillons KP). Pour la rivière des Perles : valeur moyenne des abondances mesurées sur des sédiments superficiels actuels. Pour les échantillons KP, valeur moyenne des abondance mesurées sur les sédiments superficiels actuels au voisinage des points KP 72, KP 200 et KP 300, respectivement à 72, 200 et 300 km de Hong-Kong. Pour les sites ODP, valeur moyenne des échantillons du Pléistocène. L'évolution des teneurs en ces différents minéraux, en particulier celle de la kaolinite, met en évidence que la rivière des Perles, malgré sa proximité, ne peut pas être la seule pourvoyeuse de sédiment sur la plate-forme et les sites profonds.

Au niveau des échantillons KP, les sédiments deviennent plus grossiers à l'approche du rebord de la plate-forme. Ces sédiments plus grossiers sont interprétés comme étant reliques de conditions antérieures plus énergétiques (Emery, 1968; Lüdmann et al., 2001) alors qu'à proximité de Hong Kong, une partie du matériaux fin aurait pour origine la remobilisation de niveaux argileux anciens par l'activité des chalutiers (Selby et Evans, 1997). Les sédiments retrouvent une nature silto-argileuse après le rebord du plateau continental, vers les sites ODP 1144 à 1146.

A l'ouest, la smectite est quasi absente (moins de 5% à l'embouchure du fleuve Rouge, comm. pers. d'Alexander Schimanski, août 2005). Les échantillons du Mékong en contiennent des quantités non négligeables mais les conditions hydrologiques ne sont pas en faveur d'un transport vers le nord et ce fleuve se trouve à une très grande distance des sites. L'illite et la chlorite peuvent provenir de l'érosion de Taiwan ainsi que du fleuve Rouge, où l'illite est très abondante, et dans une moindre mesure à cause de son éloignement, du Mékong (Pluquet, 2000). Si l'illite et la chlorite proviennent de la MCE (Liu et al., 2003b), c'est dans des valeurs très faibles voire nulles puisque les teneurs en ces minéraux augmentent lors des périodes glaciaires (Boulay et al., 2005) tandis que le détroit de Taiwan est fermé (Voris, 2000) et que le Kuroshio coule vers le Nord, même en période glaciaire (Xu et Oda, 1999).

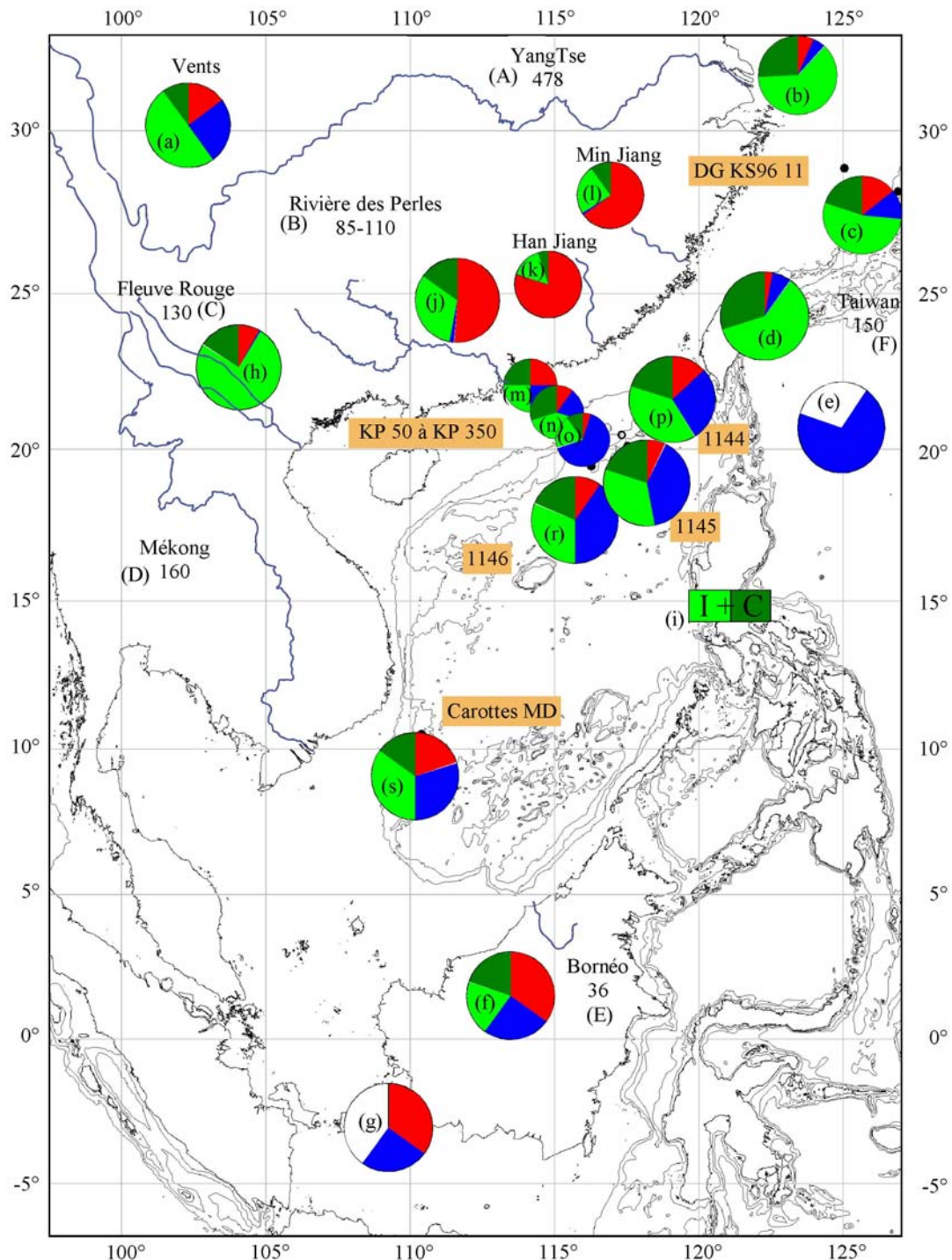


Figure 16 – Compilation des données de minéralogie des argiles et des apports des principaux fleuves de la région (valeurs en 10^6 tonnes.an⁻¹).

Teneurs en argile, références utilisées : a : (Pesci, 1990) ; b : (Aoki et al., 1983) ; c : (Vagner, 2001) ; d : (Chamley et al., 1993) ; e : (Kolla et al., 1980) en blanc, autres minéraux ; f : (Eisma et al., 1989) ; g : (Gingele et al., 2001) ; h : données aimablement fournies par Alexander Schimanski en août 2005 (un échantillon à l'embouchure) ; i : (Chen, 1978) ; j, k et l : (Boulay, 2003) ; m, n et o : (Verpoorter, 2004) ; p : (Boulay et al., 2001) ; q : (Trentesaux et al., 2003) ; r : (Boulay et al., 2003b), s : (Segueni, 2003; Liu et al., 2004).

Valeurs des apports fluviaux, références utilisées : A : (Milliman et Meade, 1983). Notons que Saito et al. (2001) considèrent que ces valeurs sont 5 fois supérieures à ce qu'elles étaient il y a 2000 ans, depuis l'occupation des sols par les anciennes civilisations chinoises ; B : (Zhang et al., 1994 ; 1999; Lüdmann et al., 2001) ; C et D : (Milliman et Meade, 1983) ; E : (Hiscott, 2001) ; F : (Dadson et al., 2003; 2004)

L'arc indonésien est un bon pourvoyeur de smectite (associée à la kaolinite) à l'océan mais il est très éloigné. Enfin, l'arc des Philippines et la zone située entre Luzon et Taiwan, tous deux constitués de roches volcaniques, produisent essentiellement des smectites jusqu'à des teneurs de 70% (Kolla et al., 1980) ce qui en fait une zone potentielle d'apport de smectite.

La minéralogie des argiles seule ne peut donc pas répondre à cette question et ce sont les isotopes des systèmes Rb/Sr et Sm/Nd réalisés sur des sédiments décarbonatés qui permettent d'affirmer que les sédiments des sites ODP s'alignent sur une droite de mélange entre un pôle correspondant à la rivière des Perles et un second pôle formé par les roches volcaniques de Luzon (Boulay, 2003; Boulay et al., 2005). Le second pôle contribue pour une quantité comprise entre 3 et 15 % du sédiment terrigène total (Boulay et al., 2005) et très certainement une valeur plus importante pour la fraction argileuse. Le cortège argileux observé sur les sites 1144 à 1146 serait ainsi la conjonction de plusieurs phénomènes :

- La smectite provient de l'arc indonésien et des Philippines bien que la première source soit sans doute faible compte tenu de la distance,
- L'augmentation des teneurs en smectite doit prendre en compte le phénomène de sédimentation différentielle des argiles en provenance de la rivière des Perles déposant rapidement la kaolinite puis l'illite et la chlorite, les teneurs en smectite augmentant en contrepartie. Ce mécanisme est fréquemment cité dans la littérature (e.g. Gibbs, 1977; Chamley, 1989; 1997). Ce même phénomène crée un enrichissement en smectite des sédiments en provenance de l'arc volcanique de Luzon.
- Les sites ODP présentent des sédiments dont la fraction grossière est essentiellement apportée par la rivière des Perles tandis qu'une part non négligeable de la fraction fine provient de la zone philippine.

II.2.2. Le bord ouest de la mer de Chine du Sud

En ce qui concerne les carottes situées au large du Mékong (MD 01-2393 et MD 97-2150), leur proximité avec l'embouchure ne rend pas surprenant le fait que la quasi-totalité du sédiment soit en provenance directe du bassin versant du Mékong (Liu et al., 2003a; Segueni, 2003; Segueni et al., 2003; Liu et al., 2004; 2005b) qui ne nourrit pas le nord de la MCS (Pluquet, 2000).

Cependant, l'évolution du cortège argileux et en particulier du rapport smectites/(illite + chlorite) utilisé comme marqueur au niveau de ces deux carottes montre clairement un signal périodique en phase avec l'intensité de la mousson (Liu et al., 2004; 2005b) (Fig. 17). Ainsi les périodes interglaciaires voient-elles un renforcement de la mousson d'été responsable d'une altération chimique importante des plaines du bassin versant du Mékong tandis que lors des périodes glaciaires, le renforcement de la mousson d'hiver et la baisse des précipitations estivales renforcent les apports en provenance des hauts plateaux tibétains riches en illite et chlorite (Liu et al., 2005b).

Cette étude montre que dans certains cas, l'analyse des minéraux argileux permet d'aller plus loin que la simple identification des sources (constantes ici) et de remonter au niveau des sous-bassins en relation avec des variations dans la balance altération chimique / érosion physique. Ce point est discuté dans un prochain paragraphe.

II.2.3. La question des apports éoliens. Premiers éléments.

Certains auteurs (Wang et al., 1999; Wehausen et Brumsack, 2002; Boulay et al., 2003b; Tamburini et al., 2003) évoquent la contribution des vents sur la sédimentation en MCS. Ceci peut se concevoir si l'on considère que lors de la mousson d'hiver, les vents soufflant sur le continent asiatique localement très aride peuvent apporter du matériel terrigène. Dans les zones nord-pacifiques, ils sont en effet les pourvoyeurs majeurs de la sédimentation (e.g., Blank et al., 1985; Rea et Leinen, 1988).

Dans un premier temps, l'analyse de la granulométrie des échantillons réalisée sur le site ODP 1144 par Pluquet (2000) semblait montrer deux populations de grains, une centrée sur 5 microns, une seconde sur 30 microns, la première étant considérée comme d'origine éolienne. Mais les flux d'aérosols mesurés actuellement font état de valeurs proches ou inférieures à $0,5 \text{ g.cm}^{-2}.\text{ky}^{-1}$ (Duce et al., 1991) tandis que Boulay et al. (2003b) ont calculé un flux terrigène 20 fois supérieur ($10 \text{ g.cm}^{-2}.\text{ky}^{-1}$) au niveau du site ODP 1145. Les apports éoliens semblent donc négligeables au regard des quantités apportées par les fleuves. La contribution éolienne est discutée plus avant dans le paragraphe II.3.1.

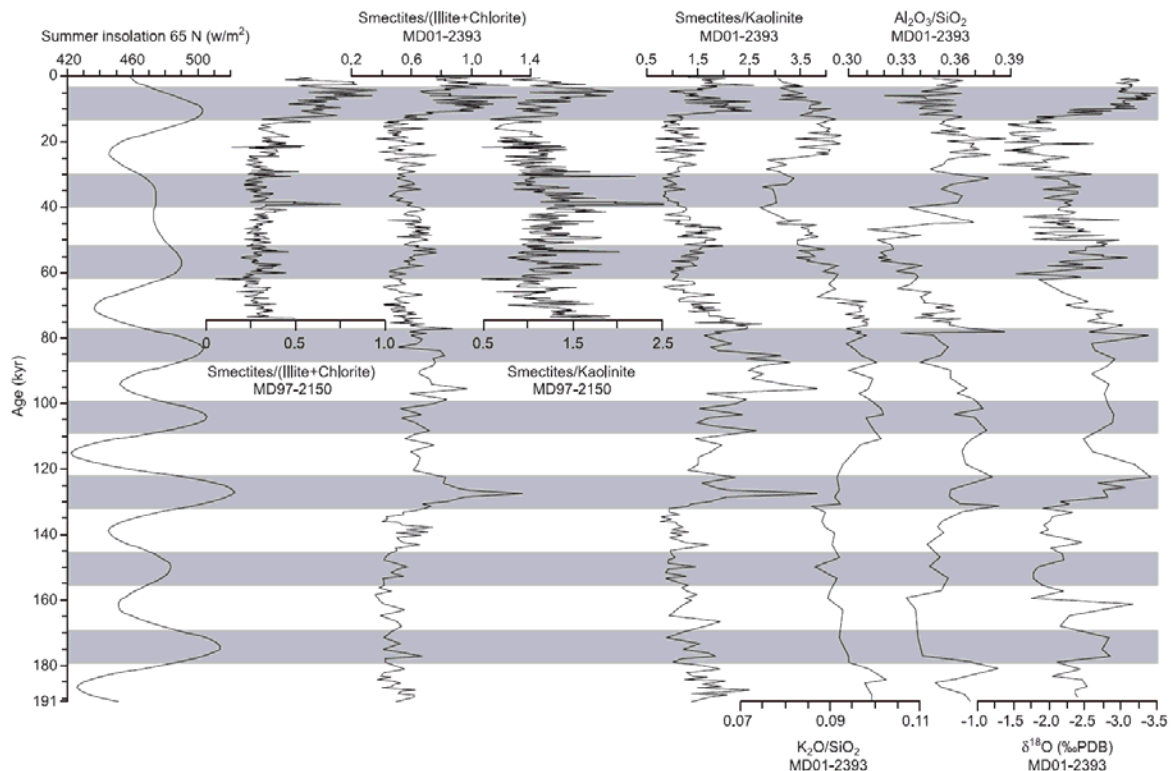


Figure 17 – Comparaison des rapports smectite/(illite + chlorite) avec le rapport smectite/kaolinite pour les carottes MD01-2393 et MD97-2150, K_2O/SiO_2 et Al_2O_3/SiO_2 pour la carotte MD 01-2393, insolation d'été dans l'hémisphère Nord et enregistrement du $\delta^{18}O$ sur les tests du foraminifère planctonique *G. ruber* (white). L'insolation estivale correspond à une insolation moyenne pour les mois de juin et juillet à 65°N suivant les paramètres de calcul de Laskar (1990) et en utilisant le programme Analyseries (Paillard et al., 1996). Figure de Liu et al. (2004).

II.3. Les particules détritiques, traceurs marins des conditions climatiques terrestres

Les minéraux argileux étant majoritairement issus des continents, et en particulier de l'altération dans les sols et les roches superficielles, il va de soi qu'ils peuvent renseigner sur les conditions régnant à terre au moment de leur dépôt à condition de connaître leurs sources, leur trajet et les modalités de leur transport (Chamley, 1997). De même la taille des grains peut être un indicateur de l'intensité de l'énergie du transport et de la distance parcourue par le sédiment avant son dépôt, facteurs pouvant dépendre des conditions terrestres. Lors des études réalisées en MCS, deux aspects ont pu être abordés : l'étude de la balance altération (chimique) / érosion (physique) et les relations entre la sédimentation en MCS et les phénomènes globaux. Ceci suppose qu'au niveau des bassins océaniques étudiés, ni l'authigenèse, ni la diagenèse n'aient trop affecté les sédiments. L'authigenèse argileuse est un phénomène très important dans tous les milieux et en particulier en milieu océanique (Chamley, 1994). Cependant, aucun minéral typique de l'authigenèse n'a pu être observé. Les conditions de sédimentation (taux de sédimentation important en particulier) ne sont pas favorables à de tels phénomènes. De même, la diagenèse semble sinon absente, au moins négligeable, le cortège argileux ne montrant pas de tendance globale (Fig. 17). Pour ce phénomène également, les conditions de sédimentation (enfouissement faible et âge récent des sédiments) ne sont pas favorables.

II.3.1. Les argiles marqueurs de la balance altération/érosion

Depuis de nombreuses années, le lien entre la nature des minéraux argileux et les conditions physico-chimiques de leur lieu de formation a été mis en évidence. Voir par exemple Chamley (1989), Selby (1993) ou plus récemment Thiry et Simon-Coinçon (1999). Les conditions climatiques sont le facteur déterminant et même si la question du délai entre les phénomènes responsables de la formation des minéraux argileux et leur dépôt n'est pas tranchée - il est difficile de savoir si les minéraux argileux déposés sont issus de sols récents, du remaniement de sols plus anciens ou de roches, (Voir par exemple Thiry et al., 1999) - les minéraux argileux restent des marqueurs intéressants des conditions terrestres.

Parmi les espèces argileuses, il est fréquent de distinguer deux groupes : l'illite et la chlorite d'une part, la smectite et la kaolinite d'autre part. Le premier groupe a pour origine l'altération partielle des minéraux abondants dans les roches ignées et métamorphiques, en particulier des micas (muscovite, biotite, chlorite...). Ils résultent d'une hydrolyse ménagée et vont fréquemment accompagner des épisodes d'érosion 'physique' importants. Ils sont souvent appelés minéraux primaires. La formation de la smectite puis de la kaolinite nécessite des conditions d'hydrolyse croissante. Dans les régions tropicales, les précipitations et la température vont favoriser des sols évolués et ainsi former dans l'ordre d'hydrolyse croissante la chlorite, l'illite, la smectite et la kaolinite, les deux derniers étant souvent appelés minéraux secondaires (Millot, 1964; Chamley, 1989).

L'étude du cortège argileux, en particulier du rapport minéraux secondaires/minéraux primaires, pourra ainsi être un marqueur de la balance altération (chimique) /érosion (physique). Voir par exemple Colin et al. (1999). Cependant ces phénomènes d'hydrolyse sont loin d'être instantanés (Voir par exemple Thiry (1999) à propos des kaolinites) et la variations du rapport précédent pourront traduire une balance des apports d'une zone soumise principalement à l'altération chimique et une autre à l'érosion physique.

En MCS, au niveau des sites ODP 1144 à 1146, au cours des deux derniers millions d'années, les minéraux principaux sont, dans l'ordre d'abondance, la smectite, l'illite et la chlorite, puis, dans une moindre mesure la kaolinite (Boulay et al., 2003b ; Trentesaux et al., 2003). La kaolinite ne varie que très peu tandis que les teneurs en smectite varient de façon anti-corrélée avec la chlorite et l'illite. Les premières études sur les sites 1145 et 1146, au contraire du site 1144, montraient que, en dehors des grandes tendances liées à des changements à longue période, le rapport smectite/(illite + chlorite) variait en fonction des changements glaciaires/interglaciaires (cycles de 100 ka), en parallèle avec les changements granulométriques (Fig. 18, Boulay et al., 2001). Cependant, l'analyse spectrale plus poussée du rapport smectite/(illite + chlorite) montre une périodicité de 23 ka (Boulay, 2003), en phase avec l'insolation de septembre calculée pour les basses latitudes (20°N) utilisée comme marqueur de l'intensité de la mousson d'été pour la mousson indienne en mer d'Arabie (Prell, 1984; Clemens et al., 1991; Schultz et al., 1998). Au contraire, la période de 100 ka associée à l'alternance des stades glaciaires et interglaciaires n'est pas observée. Si l'hydrolyse des minéraux est liée principalement à l'humidité alors une intensification de la mousson d'été pourrait être à l'origine de l'augmentation des teneurs en smectite comme cela a pu être observé en mer d'Andaman (Colin et al., 1999). Cependant, il doit exister un délai entre la formation des smectites et leur sédimentation en mer qui est difficilement compatible avec la quasi-synchronicité entre les pics de smectite et ceux d'insolation. Il faut donc trouver d'autres réponses faisant intervenir des changements dans les sources ou des modifications de la contribution relative de celles-ci en fonction des variations de l'intensité de la mousson (Boulay, 2003). En MCS, les variations du cortège argileux ne semblent donc pas majoritairement déterminées par la balance altération/érosion.

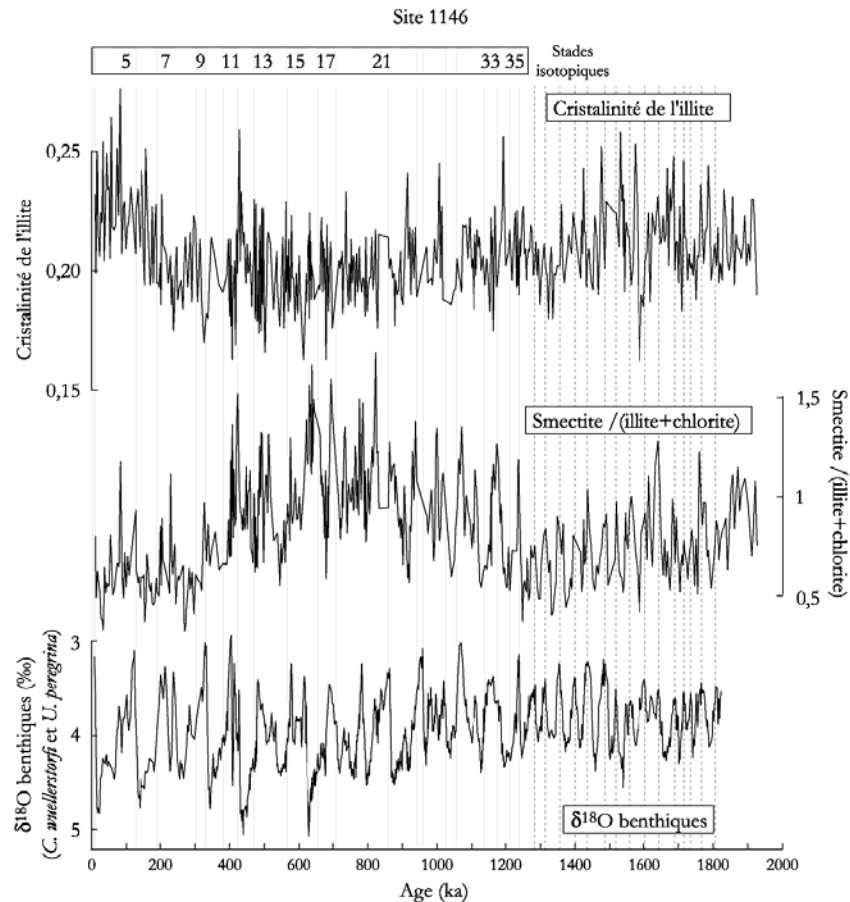


Figure 18 – Evolution de l'indice de cristallinité de l'illite et du rapport smectite/(illite + chlorite) du site 1146, en fonction du temps pour les deux derniers MA. Les bandes grisées représentent les stades interglaciaires ; les pointillés marquent les minima de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (*C. Wuellerstorfi* et *U. peregrina*) avant 1,2 Ma. (Boulay, 2003).

Au niveau de la zone au large du Mékong, Segueni (2003) montre que durant les derniers 25 ka, le rapport smectite/(illite + chlorite) varie en fonction de l'alternance glaciaires/interglaciaires en raison d'une augmentation de l'intensité de la mousson d'été au cours des stades interglaciaires. Cette oscillation serait due à la balance entre érosion et altération sur le continent dans la péninsule indochinoise. Il n'exclut cependant pas la possibilité d'un changement dans la distalité des sites d'étude (Segueni, 2003; Segueni et al., 2003). En effet, un site se trouve à moins de 50 km de la ligne de rivage au dernier maximum glaciaire tandis qu'il est à environ 400 km lors des hauts niveaux marins interglaciaires (Fig. 14). En prolongeant la série de données dans le temps jusque 190 et 74 ka pour respectivement les sites MD 97-2151 et MD97-2151, Liu et al. (2004) montrent que le rapport smectite/(illite + chlorite) ainsi que le rapport smectite/kaolinite suivent les rapports géochimiques de $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ que l'on peut considérer comme des index d'altération chimiques. Une augmentation de l'altération liée à l'augmentation de l'intensité de la mousson d'été favoriserait les smectites au contraire des autres minéraux argileux. Cependant, il faut tempérer cette hypothèse en signalant que les oscillations de la minéralogie des argiles peuvent être amplifiées par la localisation des précipitations et à leur intensité. Ainsi, quand la mousson d'été est réduite, les pluies sont moins abondantes sur les 3 000 derniers km de l'immense plaine du Mékong (Vietnam et Cambodge). Les apports du bassin versant supérieur constitué de lithosols riches en illite et chlorite (Ségalen, 1995) augmentent donc proportionnellement faisant baisser le rapport d'altération. Au contraire, lors des périodes d'intensification de la mousson d'été comme en période interglaciaire, les teneurs en smectite augmentent. En effet, les sols de la plaine du Mékong, développés préférentiellement sur du matériel sédimentaire mésozoïque et cénozoïque ainsi que quelques épanchements basaltiques cénozoïques, sont riches en minéraux bisiallitiques (Ségalen, 1995) tels que la smectite tandis qu'une partie est riche en sols ferrallitiques riches en kaolinite (Fig. 19). Lors des épisodes d'intensification de la mousson d'été, les zones basses du bassin versant seront préférentiellement pourvoyeuses de sédiment à la MCS.

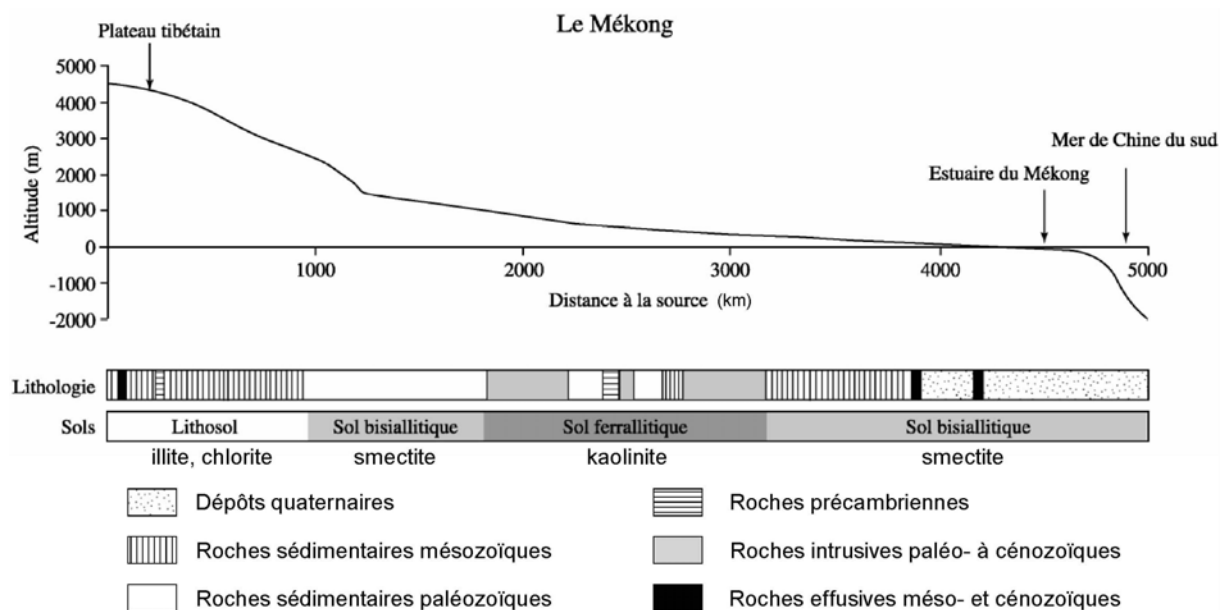


Figure 19 – Profil topographique et pédologique du Mékong indiquant les principales lithologies rencontrées et les sols typiques des zones traversées par le fleuve. D'après Ségalen (1995) dans Liu et al. (2004).

II.3.2. Lien entre la sédimentation en MCS et les phénomènes globaux

Dans le paragraphe précédent, nous avons vu que les alternances glaciaires/interglaciaires pouvaient être marquées dans la composition minéralogique des argiles comme au large du Mékong (e.g., Liu et al., 2004) tandis qu'au large de la rivière des Perles, la minéralogie n'est que peu affectée par les changements glacio-eustatiques. Pourtant, la physiographie de la MCS mais aussi de la MCE est profondément affectée par les variations du niveau marin (Fig. 13 et 14, Voris, 2000). En MCE, au DMG, les taux de sédimentation montrent une augmentation d'un facteur 3 (passage à 10 cm.k^{-1} pour des valeurs de $3,5 \text{ cm.k}^{-1}$ aujourd'hui) qui résulteraient d'une plus grande proximité entre l'embouchure du Yangtsé et le lieu de sédimentation (Vagner, 2001).

Des variations dans les taux de sédimentation sont également observés au large du Mékong avec des valeurs de $37,1 \text{ cm.k}^{-1}$ à l'Holocène et 23 cm.k^{-1} pendant les stades 3 et 4 tandis que le stade 5 est caractérisé par un taux de sédimentation de 14 cm.k^{-1} (Liu et al., 2005c). Le lien entre taux de sédimentation et alternance glaciaires/interglaciaires n'est donc peut-être pas si direct. En effet, par exemple lors des phases glaciaires, la diminution des précipitations liée à la baisse d'intensité de la mousson d'été conduit à des débits fluviaux plus faibles, tandis que l'aridité provoque une raréfaction de la végétation qui peut, au contraire, faciliter l'érosion et le transport sédimentaire. Boulay (2003) et Boulay et al. (2003a) observent au large de la rivière des Perles que d'une manière générale, les données indiquent une augmentation des taux de sédimentation lors des phases glaciaires, que ce soit par un effet de proximité de l'embouchure avec le site de dépôt ou à cause de l'augmentation de la charge des fleuves. Il faut préférer les valeurs de flux détritiques, en $\text{g.cm}^{-2}.\text{k}^{-1}$ réellement comparables et exemptes des effets liés à la compaction (Boulay, 2003).

La taille des grains du sédiment montre des variations confondues avec les oscillations du niveau marin au cours du Pléistocène. Au niveau des sites ODP 1144 et 1146, la fraction détritique des sédiments glaciaires est légèrement plus grossière ($15,9$ pour $11,7 \mu\text{m}$ au site 1144 et $9,6$ pour $8 \mu\text{m}$ au site 1146). On peut noter également que les sédiments du site 1144 sont légèrement plus grossiers que ceux du 1146. Il est difficile de dire si cette différence de taille est liée au caractère plus proximal du site 1144. En effet, les deux sites ont été analysés à l'aide de granulomètres laser de marques différentes suivant un protocole légèrement différent (Boulay, 2003).

L'analyse spectrale des données granulométriques (de la moyenne des tailles des grains) met en évidence une forte composante à 100 ka caractéristique de l'excentricité que l'analyse en ondelettes permet de mieux contraindre (Boulay, 2003). Ainsi, l'excentricité n'est-elle bien marquée qu'à partir $1,2 \text{ Ma}$ et s'exprime seule à partir de $0,4 \text{ Ma}$ montrant la mise en place progressive de cette cyclicité au milieu du Pléistocène. Il s'agit d'un phénomène qui s'explique complètement par la théorie astronomique des changements climatiques (Bergé et al., 1984).

Pour aller plus loin, diverses méthodes statistiques ont été appliquées sur les données granulométriques. Tout d'abord, une analyse de la variation de l'écart type de chacune des classes granulométriques a été entreprise. Ceci permet de mettre en évidence les tailles dont les proportions varient au cours du temps et ainsi d'isoler des populations de grains possédant des caractéristiques granulométriques propres (Pluquet, 2000). Deux populations de grains se distinguent, une centrée sur 5 μm , interprétée comme d'origine éolienne, et une autour de 30 μm , interprétée comme d'origine fluviatile (Pluquet, 2000). L'origine a pu être ensuite discutée (Cf. paragraphe 1.1 ou Boulay et al. (2005)). Cette première approche manque cependant de finesse et des analyses plus poussées telles que la méthode de décomposition numérique a été employée. Développée par Weltje (1997) cette dernière permet d'extraire d'une série d'échantillons des populations granulométriques expliquant l'ensemble des courbes granulométriques d'un site donné. La méthode de décomposition numérique a été appliquée à des sédiments océaniques par une équipe de géologues de l'Université d'Utrecht ayant fourni quelques résultats remarquables : (Prins et Weltje, 1999; Prins et Postma, 2000; Prins et al., 2000; 2001; Stuut, 2001; Stuut et al., 2002). Ces auteurs isolent jusque quatre populations qu'il s'agit ensuite d'associer à une source : éolienne, fluviatile...

Appliquée par Boulay (2003) avec l'aide de collègues de Clermont-Ferrand (Colley et Delaunay, 2003) cette méthode permet d'isoler trois populations sur les sites 1144 et 1146. Elles sont appelées respectivement population grossière, intermédiaire et fine (Fig. 20). Ces populations sont différentes (légèrement plus grossières au site 1144) mais semblables, c'est à dire que les courbes granulométriques se ressemblent mais sont décalées vers les fractions grossières pour le site 1144. Les références concernant la taille des aérosols en provenance du plateau des loess indiquent des valeurs de l'ordre de 10 à 50 μm sur place et 8 à 10 μm dans le Pacifique Nord où ils peuvent contribuer jusqu'à 98% du sédiment des fonds marins (Blank et al., 1985). En MCS, la population d'origine éolienne pourrait donc être la population grossière au contraire de ce qui avait envisagé par Pluquet (2000) et isolée par décomposition numérique (Boulay, 2003). Ceci est compatible avec le fait qu'en période glaciaire la contribution de la population grossière augmente sensiblement (Fig. 20) tandis que la mousson d'hiver est renforcée.

Cependant, les sites ODP ne sont pas sur les trajectoires principales des vents actuels en provenance du plateau des loess (Livingstone et Warren, 1996). De plus, si l'on prend les estimations des flux éoliens les plus élevés données par Duce (1991), un à deux ordres de grandeurs supérieurs à ceux obtenus par modélisation (Harrison et al., 2001) ou extrapolation (Porter, 2001), la contribution éolienne est très faible, n'atteignant que 10% pour le site 1145 et 1,3% au site 1144 (Tab. 3) et non 30% comme suggéré par Wehausen et Brumsack (2002) ou Wehausen et al. (2003) qui prennent un flux constant de 0,5 à 1 $\text{g.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$ au cours des 3,2 Ma enregistrés au site 1145.

	Flux terrigènes moyens (Boulay, 2003) ($\text{g.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$)	Flux éoliens maximal estimés (Duce et al., 1991) ($\text{g.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$)	contribution éolienne (%)
Site 1144	76	1	1,3
Site 1145	10		10
Site 1146	11		9

Tableau 3 – Estimation de la contribution éolienne à la sédimentation sur la marge nord de la MCS aux sites ODP 1144, 1145 et 1146.

Enfin, si la contribution éolienne est marquée par les variations de la population grossière, comment expliquer que celles-ci varient de façon parallèle et dans les mêmes proportions au niveau des sites 1144 et 1146 malgré des flux terrigènes 10 fois supérieurs au premier site. Même s'il est sans doute difficile d'exclure la contribution éolienne à la sédimentation sur la marge nord de la MCS, il faut sans doute la considérer comme mineure comparée aux sources fluviatiles directes (la rivière des Perles) ou plus lointaines (Luzon) via les courants océaniques.

Dans tous les cas, une réponse plus précise à cette question nécessite une analyse très fine des flux terrigènes en distinguant clairement les stades glaciaires et interglaciaires. Des mesures sur les flux actuels seraient également d'un grand intérêt.

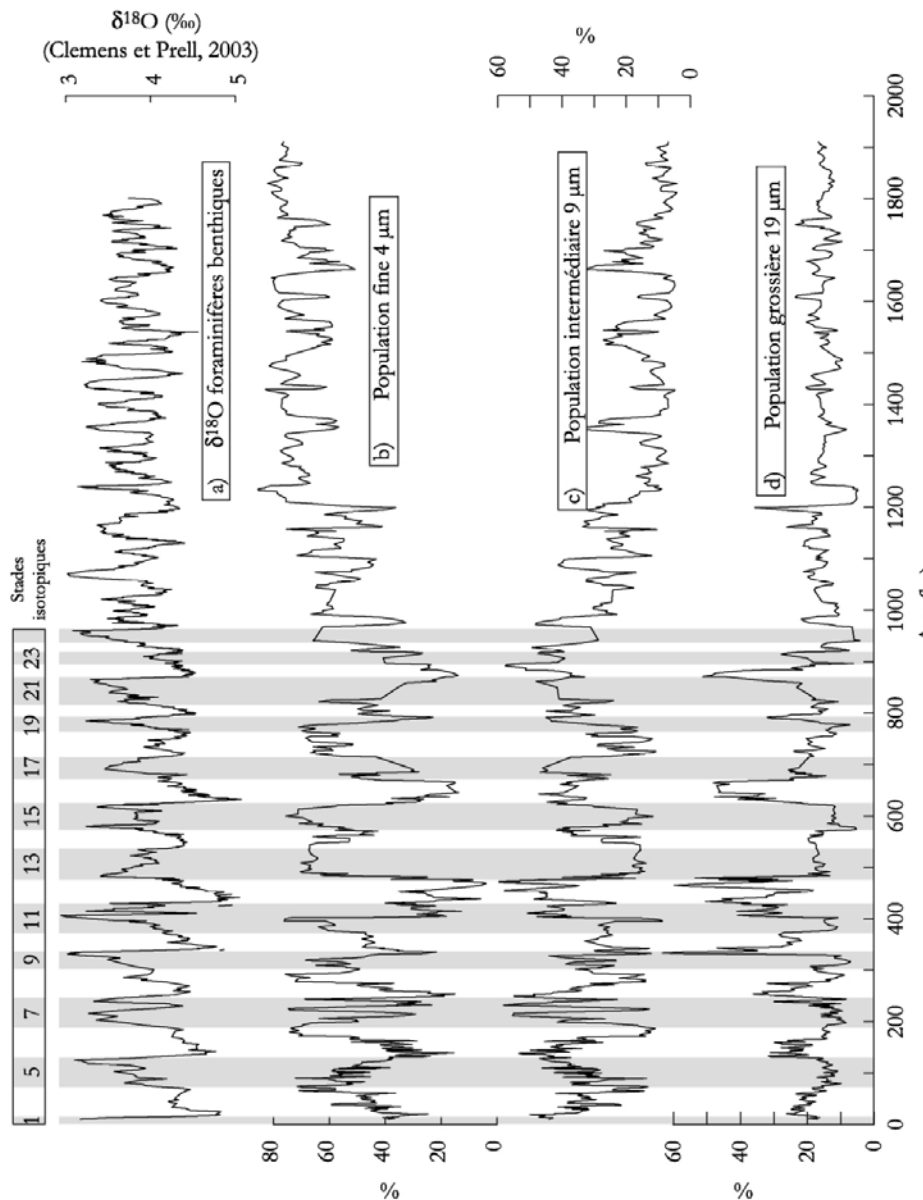


Figure 20 – Contribution respective et évolution au cours des 1,9 derniers Ma, des trois populations granulométriques isolées par décomposition numérique pour le site 1146. a) $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (*G. ruber*) ; b) population fine, mode à $4\ \mu\text{m}$; c) population intermédiaire, mode à $9\ \mu\text{m}$ et d) population grossière, mode à $19\ \mu\text{m}$ (Boulay, 2003). Il est possible de noter qu'à chaque période glaciaire, en particulier depuis $0,9\ \text{Ma}$, la contribution de la fraction grossière augmente de façon significative tandis que la fraction fine diminue. Au niveau du site 1144, une telle relation est également observée (Boulay, 2003).

II.4. Les signaux détritiques, marqueurs des variations de la mousson depuis 2 millions d'année

Les travaux entrepris en collaboration entre les Universités Lille 1, Paris 11-Orsay et Tongji à Shanghai, et l'Ifremer nous ont permis grâce à des forages ODP ou des carottages plus courts, d'étudier les sources du matériel terrigène déposé en mer de Chine du Sud ainsi que de préciser les conditions régnant à terre. Il est également possible, en ayant identifié les raisons des changements des signaux détritiques, d'étudier les variations de la mousson au cours du Pléistocène.

Suivant les conclusions de Boulay (2003, Fig. 21), le Pléistocène peut être découpé en trois périodes : de 2 à $1,2\ \text{Ma}$, de $1,2$ à $0,4\ \text{Ma}$ et de $0,4\ \text{Ma}$ à l'actuel.

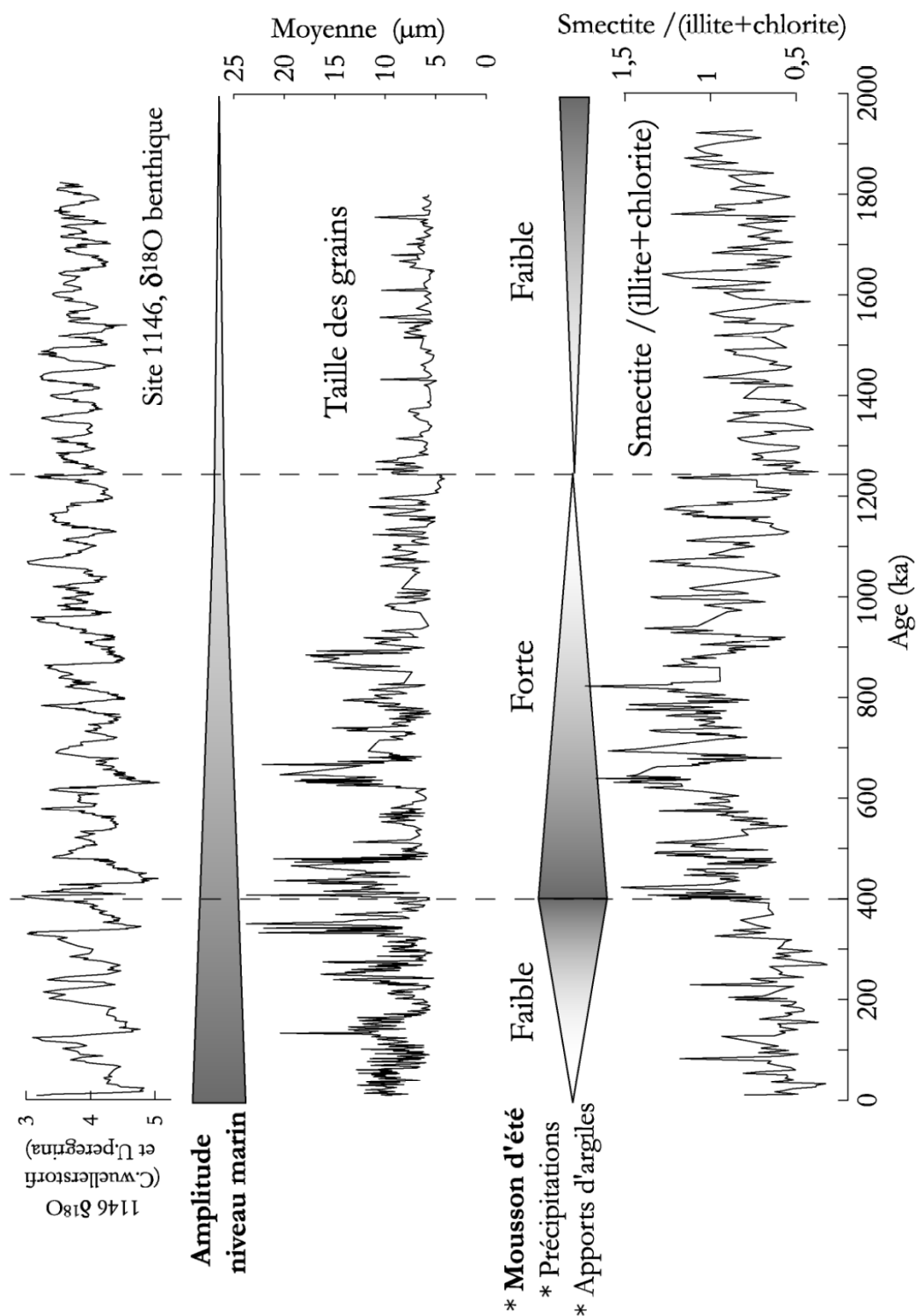


Figure 21 – Synthèse des principaux résultats de l'étude des sites ODP 1144, 1145 et 1146. Les données proviennent du site 1146 qui présente les variations représentatives de l'évolution des signaux détritiques au cours du Pléistocène. Les variations granulométriques reflètent essentiellement l'amplitude des variations du niveau marin (déterminant les sources sur les plates-formes) tandis que les variations du rapport smectite/(illite + chlorite) correspond essentiellement aux variations de la mousson d'été. Figure de Boulay (2003).

II.4.1. Du début du Pléistocène à 1,2 Ma

Le passage du Pliocène au Pléistocène ne correspond pas à des changements importants du régime des moussons (Wang et al., 2005) bien que partout dans le monde une augmentation du détritisme soit noté entre 4 et 2 Ma interprété comme une déstabilisation du climat (Zhang et al., 2001). En ce qui concerne la variabilité des signaux détritiques de MCS, cette période est marquée par des sédiments plutôt fins et ne montrant pas de variabilité évidente. Le traitement statistique en ondelettes ou par analyse spectrale des paramètres granulométriques ne permet pas d'isoler de fréquence significative (Boulay, 2003). Au cours de cette période, les teneurs en smectite sont relativement faibles (rapport smectite/(illite + chlorite) généralement < 1) mais ce même rapport minéralogique montre d'importantes variations que les analyses spectrales (Liu et al., 2003b) et en ondelettes (Boulay, 2003) permettent de caler sur 41 ka, période fondamentale de l'obliquité.

La stabilité de la taille des grains illustre celle du niveau marin qui ne varie pas encore de façon très importante et qui ne provoque que peu de remaniements sur la plate-forme. En revanche, la cyclicité observée dans le signal argileux est sans doute liée à des changements climatiques liés aux variations d'insolation aux hautes latitudes. Ceci a clairement été mis en évidence dans les études de la mousson indienne (e.g., Clemens et al., 1991). Ces auteurs observent que la variance de l'obliquité est liée au fait que l'insolation d'été dans l'hémisphère Nord et l'export de chaleur latente depuis l'océan Indien sub-tropical sud sont les principaux mécanismes moteurs de la mousson. D'autres études réalisées sur la période 0-220 ka sur des foraminifères benthiques au sud de la MCS (Jian et al., 2001) montrent que cette période de 41 ka est associée à la variabilité de la mousson d'hiver. Liu et al. (2003c) interprètent d'ailleurs la période 2-1,2 Ma comme étant marquée par une intensification de la mousson d'hiver.

II.4.2. De 1,2 à 0,4 Ma

A 1,2 Ma, après une brutale diminution de la taille des grains, la tendance est à l'augmentation au niveau des sites 1146 et 1144, les données ne commençant qu'à 1 Ma pour le dernier. Cette augmentation de la taille des grains s'accompagne d'une augmentation de la variabilité de celle-ci. La méthode de décomposition numérique des données granulométriques permet de montrer que le passage à 1,2 Ma est marqué par le remplacement de la population intermédiaire par une population grossière centrée sur 19 μm . L'analyse en ondelettes voit l'apparition progressive de la fréquence de 0,01 ka^{-1} correspondant à l'excentricité. En ce qui concerne l'enregistrement des minéraux argileux, on peut noter une augmentation de la teneur en smectite (Trentesaux et al., 2003) marquée par des rapports smectite/(illite + chlorite) souvent supérieurs à 1 et une variabilité importante. En parallèle, l'analyse du rapport smectite/(illite + chlorite) par la méthode des ondelettes permet de distinguer une période de 41,6 ka, proche de la période majeure de l'obliquité et une autre à 75 ka dont on ne connaît pas d'explication orbitale simple mais qui caractérise également l'enregistrement des paramètres granulométriques.

Pendant cette période, l'alternance de périodes glaciaires au cours desquelles la mousson hivernale est renforcée, tandis qu'au cours des périodes interglaciaires la mousson d'été est renforcée, va se marquer par un renforcement des cycles à 100 ka aux dépens de ceux à 43 ka (Boulay et al., 2001; 2003b; Liu et al., 2003b). En même temps, la saisonnalité augmente ainsi que l'intensité de la mousson d'été. Ceci se matérialise par une augmentation globale des teneurs en smectite qui continue à varier selon des cycles à 41,6 ka en liaison avec les variations de source de sédiment. A terre, la végétation subit ces mêmes changements, ce que montrent les enregistrements polliniques (Sun et al., 2003). La cyclicité à 100 ka traduit également l'influence grandissante des variations du niveau de la mer qui modifient profondément la taille des grains stockés et remaniés sur la plate-forme puis envoyés au-delà du talus (Liu et al., 2003a; 2003b; 2003c; 2004).

Notons que cette période peut être scindée en deux (Boulay, 2003), la première allant de 1,2 à 0,9 Ma correspond à un refroidissement important du climat global. On note la mise en place progressive des conditions climatiques actuelles avec une augmentation du volume de glaces stockées dans l'hémisphère Nord. Au cours de cette période, les oscillations à 100 ka qui caractérisent les alternances glaciaires/interglaciaires se mettent progressivement en place et augmentent en amplitude. Cette première période correspondrait à ce qui est fréquemment appelé la transition mi-Pléistocène (e.g., Pias et Moore, 1981) ou 'révolution' mi-Pléistocène (Wang et al., 2000b).

II.4.3. De 0,4 Ma à l'actuel

A partir de 0,4 Ma, la cyclicité à 100 ka devient prépondérante. Ceci est particulièrement bien visible dans les enregistrements de la taille du grain, au niveau des sites ODP 1144, 1145 et 1146 mais aussi sur les carottes IMAGES plus courtes, même si l'intervalle de temps contenu dans ces carottes ne permet pas d'analyse spectrale robuste. Il n'y a pas de changement notable dans la taille des grains. De même la méthode de décomposition numérique ne permet pas de distinguer un changement dans les populations granulométriques vers 0,4 Ma. En ce qui concerne le cortège argileux, la smectite a tendance à être moins abondante (e.g., Trentesaux et al., 2003) ce qui fait baisser le rapport smectite/(illite + chlorite) (Boulay, 2003). L'analyse en ondelettes montre une très nette cyclicité du rapport smectite/(illite + chlorite) à 23 ka correspondant à la période principale de la précession tandis que la cyclicité à 100 ka n'est pas observée. Tous les articles de notre équipe cités précédemment mettent en évidence l'une ou l'autre de ces tendances sur les sites du nord ou de l'ouest (large du Mékong) de la MCS ou même en MCE. Certains cependant présentent les alternances de 23 ou 100 ka (e.g., Pluquet, 2000; Vagner et al., 2000; Liu et al., 2003a; Segueni, 2003; Segueni et al., 2003; Liu et al., 2005b; 2005c) de façon plus précise mais sans que l'intervalle d'étude soit suffisant pour dégager de périodicités statistiquement robustes.

La cyclicité de 23 ka bien exprimée correspond à la précession qui est le moteur principal de l'intensité de l'insolation calculée pour le mois de septembre à 20° de latitude Nord. La précession définit la répartition saisonnière de l'insolation et certaines études ont pu montrer un lien entre l'insolation et l'intensité de la mousson d'été dans l'océan Indien (Prell, 1984; Clemens et al., 1991; Schultz et al., 1998). Il semble qu'il puisse en être de même dans la MCS. La taille des grains quant à elle continue de refléter les variations du niveau marin associées aux cycles glaciaires/interglaciaires.

II.5. Bilan des travaux en paléoclimatologie

II.5.1. Apports personnels, apports du groupe de travail

Dans ce paragraphe je tenterai de faire ressortir les points nouveaux issus de mes recherches dans les domaines proches de la paléocéanographie ainsi que ceux issus des travaux réalisés en collaboration.

a) D'un point de vue méthodologique, le développement de nouveaux instruments tel que le granulomètre laser offre la possibilité de mesurer en une fois la taille des grains d'un sédiment du domaine sub-micronique à la limite sables/graviers. Ces instruments supportent des attaques acides ménagées du sédiment ce qui m'a permis de mettre au point une méthode de **mesure de la granulométrie de la fraction carbonatée** (Trentesaux et al., 2001, Publi. N°9). La méthode permet par exemple d'étudier le relais planctonique entre nannofossiles et foraminifères dans l'Atlantique Nord à la transition stade 6 – 5e. Au cours de cette transition, les foraminifères contribuent pour un volume équivalent à celui des nanofossiles alors qu'ils sont minoritaires avant et après cette période.

Qu'apportent nos études sur la compréhension des phénomènes de la mousson est asiatique depuis 2 millions d'années ?

b) Elles ont permis de préciser les **sources possibles du matériel sédimentaire** sur le bord nord et SW de la MCS. Il a ainsi été possible de minimiser le rôle de la contribution éolienne dans les zones à flux terrigène élevé (Boulay et al., 2005, Publi. N°22), de montrer que, bien que la rivière des Perles constitue un pourvoyeur majeur de sédiment à la marge nord de la MCS (Boulay et al., 2005, Publi. N°22), une part importante de la fraction argileuse est à rechercher ailleurs (Verpoorter, 2004) et sans doute au niveau de Luzon et de l'arc volcanique entre Luzon et Taiwan (Boulay, 2003). Sur le bord SW de la MCS nous avons montré que le Mékong est la source essentielle des sédiments (Segueni, 2003; Liu et al., 2004, Publi. N°19).

c) Si une faible partie du sédiment est apportée par les vents, l'essentiel du **transport** se fait *via* la rivière des Perles. Le transport par ce fleuve est particulièrement bien marqué par les paramètres granulométriques qui évoluent au niveau des sites ODP en fonction de l'alternance Glaciaires/Interglaciaires. Les variations du niveau marin conduisent à rapprocher de façon très significative les sites étudiés de l'embouchure de la rivière des Perles et renforce la contribution en particules grossières lors des stades de bas niveau (Boulay et al., 2003b, Publi N°14; Liu et al., 2003b,

Publi. N°13). Au large du Mékong, la plus grande proximité des sites de l'embouchure est à l'origine d'une nette augmentation de la décharge sédimentaire en interglaciaires (Liu et al., 2005c, Publi. N°18) non visible sur les sites ODP peut-être en raison de la résolution temporelle insuffisante.

d) Nos études ont également permis d'étudier la **balance érosion/altération** sur les sous-continentes chinois et indochinois. Le rapport des minéraux argileux illite + chlorite / smectite est souvent employé comme marqueur de cette balance. Dans nos études, nous avons pu mettre en évidence que cette balance est particulièrement changeante dans les carottes au large du Mékong (Liu et al., 2005c, Publi. N°18) en lien avec les variations d'intensité de la mousson d'été (Liu et al., 2004, Publi. N°19), sans doute grâce à la très grande étendue de la plaine du Mékong. Cette alternance est également visible dans les sites ODP 1145 et 1146 au large de la rivière des Perles où l'alternance glaciaires/Interglaciaires, en lien avec l'insolation, modifie l'intensité relative des moussons d'été et d'hiver et fait évoluer le degré d'altération chimique (Boulay et al., 2001; Boulay, 2003). Ceci est différent de la situation observée au site 1144 à très fort flux qui ne montre aucune variation.

e) Enfin, nos études ont permis de préciser la **réponse des marqueurs détritiques aux changements climatiques globaux** au cours des 2 derniers millions d'années et ainsi de définir quels sont les facteurs responsables de l'évolution de la mousson au cours de cette période. Jusqu'à 1,2 Ma, les variations de la mousson d'été sont à l'origine de modifications de la minéralogie des argiles avec une périodicité principale de 23 ka (Liu et al., 2003b, Publi. N°13). La période suivante, jusqu'à environ 450 ka correspond à une intensification de la mousson d'été (Trentesaux et al., 2003, Publi. N°12). La saisonnalité augmente et la différence entre phases glaciaires et phases interglaciaires devient plus nette (Boulay et al., 2003b, Publi. N°14). De 450 ka à l'actuel, la mousson réagit avec une cyclicité de 100 ka et les variations du niveau marin. Nous avons montré que la nature des minéraux argileux et la granularité des sédiments, au large de la rivière des Perles comme du Mékong, est liée 1) aux changements d'insolation qui facilitent le développement de certains sols mais aussi 2) aux mouvements de la ligne de rivage exposant ou inondant des surfaces considérables (Liu et al., 2004, Publi. N°18; Boulay et al., 2005, Publi. N°19; Liu et al., 2005c, Publi. N°22).

II.5.2. Perspectives de recherches

De ces travaux, nous pouvons tirer des conclusions concernant les pistes de recherches futures :

- Il faut rechercher des sites non affectés par des turbidites (départ ou arrivée qu'il s'agit d'identifier sur les carottes (Arnaud, 2000; Arnaud et al., 2002, Publi. N°11), ni par les hydrates de gaz, ni trop profonds pour éviter les effets de dissolution liés à la lysocline.
- Toute tentative de corrélation ne saurait être réalisée sans un excellent calage chronologique indépendant des conditions climatiques ou de salinité (tel que le $\delta^{18}O$). C'est ce qui peut être offert par l'étude de niveaux de cendres volcaniques géochimiquement très bien caractérisés tels que les niveaux de cendre de Toba (Liu et al., 2005a, Publi. N°21).
- Il est nécessaire de travailler à très haute résolution (quelques ka) sur des carottes localisées en divers points de la MCS. En effet, les apports latéraux par les courants océaniques (par opposition aux apports directs des fleuves proches) sont importants et il faut les tracer. Il faut par exemple aller vers l'est de la MCS pour suivre les masses d'eau depuis l'Indonésie *via* Taiwan (campagne IMAGES Marco Polo en 2005)
- Dans chacune des études, il faut travailler en flux et non en taux de sédimentation pour s'affranchir des problèmes de compaction et pour être capable de comparer les sites les uns avec les autres.
- La reconnaissance des forçages de la mousson et de ses conséquences doit bénéficier du soutien des méthodes d'analyses spectrales (mais pas uniquement) afin de reconnaître les fréquences principales. Il s'agit en effet de travailler sur les déphasages et sur l'amplitude des signaux climatiques responsables des apports détritiques que nous savons mesurer.
- Il est enfin nécessaire de promouvoir la collecte de données actuelles sur les flux éoliens et sur les courants intermédiaires et profonds.

Chapitre III. Conclusions et perspectives

Le Pléistocène est une époque passionnante à plus d'un titre. De grandes modifications des environnements liées aux changements climatiques sont observées. Elles permettent de mieux comprendre les phénomènes anciens et leur proximité temporelle permet de nous projeter dans un futur à plus ou moins long terme. L'action de l'homme et sa présence dans les milieux étudiés rendent nos études sinon plus humaines au moins plus proches des préoccupations générales.

Cette époque est cependant particulière par l'ampleur des modifications climatiques et leur rapidité. Le contexte actuel de haut niveau marin ne nous permet pas d'étudier les environnements sédimentaires dans toutes les conditions. Enfin, l'homme par ses actions perturbe (ce qui justifie parfois notre implication) les zones dans lesquelles nous travaillons.

Dans les années qui viennent je souhaite prolonger les recherches entreprises et résumées dans ce mémoire en m'attachant aux processus sédimentaires. L'étude des processus n'est pas comprise comme la simple mesure des courants ou de celle de taux d'apports ou de sédimentation, mais comme la tentative de prendre en compte en les quantifiant un maximum de phénomènes physiques, chimiques, biologiques, climatiques, tectoniques... à l'origine des dépôts et de leur préservation. Cette prise en compte passe par la sélection de cibles scientifiques remarquables, par la quantification la plus précise possible et par la volonté d'intégrer nos observations dans un *continuum* géographique (de la source à son dépôt) et disciplinaire.

Au niveau des plates-formes silicoclastiques, le choix de la marge de mer de Chine de l'Est (MCE) est déterminant. Malgré l'échec (non programmation pour des raisons politiques) de la mission prévue en 2005, ce site offre des perspectives de premier plan dans la compréhension de la mise en place des grands bancs sableux, leur préservation et leur maintien actuel. L'extension vers le large de la plate-forme offre la possibilité de prélever les sédiments de l'essentiel des unités du Pléistocène supérieur et ainsi de remonter à l'histoire régionale du climat dans cette région. Ceci fait le lien entre les deux chapitres de ce mémoire.

Nos études réalisées aussi bien en mer du Nord (au sens large) et en MCE ont montré l'importance des événements les plus énergétiques dans le façonnement des corps sédimentaires mais aussi dans leur potentiel de préservation. Ainsi, même dans des environnements habituellement fortement dominés par un agent dynamique donné, l'influence d'événements représentant moins de 1% du temps sont ceux qui laissent des traces durables. De même, ce sont les crues qui façonnent les fleuves. Cette constatation demande que les études prennent en compte la dimension temporelle des mesures et prélèvements effectués. Il faut aller vers la modélisation numérique pour mieux prévoir l'évolution des petits fonds et des zones intertidales mais il faut avant tout bien évaluer les processus qui entrent en jeu.

Les travaux de mer de Chine du Sud (MCS) se font sur des dépôts plus anciens, à l'abri de mouvements verticaux éventuels du niveau marin ou de l'effet de tempêtes. Le problème d'échantillonnage correspond plutôt à la difficulté du choix du lieu et à la qualité de la méthode de prélèvement.

Pour déterminer les sources, les données actuelles ne sont pas assez contraintes. La minéralogie et la géochimie semblent les deux outils indispensables. Ces disciplines demandent cependant un grand nombre d'analyses des tributaires principaux. Le lien avec l'océanographie est également indispensable pour suivre le trajet des particules. La recherche d'une très haute résolution temporelle doit être poursuivie. C'est à ce prix que l'on peut envisager sérieusement l'étude des flux sédimentaires et celle des déphasages entre les signaux sédimentaires que nous savons mesurer et les forçages qui les induisent.

Prochainement nos études vont porter sur l'analyse de carottes prélevées au large de Taiwan. Il semble en effet que ce soit de ce côté de la MCS qu'il faille rechercher une partie des sources sédimentaires du nord de la MCS. Des échantillons de rivières seront également prélevés afin de voir si cette zone est une étape dans le trajet des particules ou une source majeure.

Les développements techniques de méthodes d'analyse (granulométrie et étude de la fraction carbonatée, spectrophotométrie, analyse des minéraux argileux avec standards internes...) et de traitement des données (décomposition numérique des données de granulométrie, analyses en ondelettes pour les signaux sédimentologiques...) sont également un axe de recherche auquel je vais m'atteler.

Que ce soit dans l'océan profond, sur les plates-formes peu profondes ou dans les estuaires, il importe d'avoir accès à des enregistrements de bonne qualité. Dans les grands fonds, les carottages opérés par le Marion Dufresne donnent de très bons résultats (Skinner et McCave, 2003). Cependant obtenir des carottages longs préservant les structures sur les plates-formes est toujours un réel challenge. Les programmes tels que Promess (Promess1, 2005) doivent permettre d'accéder à ces archives compliquées, faites de l'alternance de sédiments argileux et sableux non indurés. Ainsi, en combinant nos résultats avec les études faites à terre sur les taux de surrection, d'érosion et sur la sédimentation fluviale, nous pourrions mieux contraindre le bilan géodynamique externe, de la source au sédiment.

Bibliographie

- Aernouts, D., 2001. Etude préalable à la mise en place d'éoliennes au large de Dunkerque. Travaux d'analyses bibliographiques, Université du Littoral Côte d'Opale. Laboratoire GéoDAL, Dunkerque, 20 pp.
- Allen, J.R.L., 2000. Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Review*, 19: 1155-1231.
- Allen, J.R.L., 2003. An eclectic morphostratigraphic model for the sedimentary response to Holocene sea-level rise in northwest Europe. *Sedimentary Geology*, 161: 31-54.
- An, Z., Kutzbach, J.E., Prell, W.L. & Porter, S.C., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene time. *Nature*, 411: 62-66.
- An, Z., Liu, T.S., Lu, Y.C., Porter, S.C., Kukla, G., Wu, X.H. & Hua, Y.M., 1990. The long term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quaternary International*, 7/8: 91-95.
- Anthony, E.J., 2000. Marine sand supply and Holocene coastal sedimentation in northern France between the Somme estuary and Belgium. In: K. Pye & J.R.L. Allen (Editors), *Coastal and Estuarine Environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology. Special Publications. Geol. Soc. of London*, pp. 87-97.
- Anthony, E.J., 2005. Rapport final du CPER. Ecosystèmes perturbés du littoral. Dynamique et évolution d'un estuaire macrotidal tempéré et de ses abords côtiers : l'Authie, approche pluridisciplinaire et multi-échelle, Université Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 250 pp.
- Anthony, E.J. & Dobroniak, C., 2000. Erosion and recycling of aeolian dunes in a rapidly infilling macrotidal estuary: The Authie, Picardy, northern France. In: K. Pye & J.R.L. Allen (Editors), *Coastal and Estuarine Environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology. Special Publications. Geol. Soc. of London*, pp. 109-121.
- Aoki, S., Oinuma, K., Okuda, K. & Matsuike, K., 1983. Clay mineral composition in surface sediments and the concentration of suspended matter of the East China Sea (in Chinese). *Proc. Internat. Symp. on the continental shelf*, 1: 473-482. China Ocean Press.
- Arnaud, F., 2000. Evolution historique du plomb d'origine anthropique dans les sédiments lacustres alpins : apports d'une étude couplée géochimie/sédimentologie à haute résolution. DEA Thesis, Université Lille 1 et Paris-sud Orsay, 92 pp.
- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A. & Tribouvillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova*, 14(4): 225-232.
- Aston, S.R. & Stanners, D.A., 1979. The determination of estuarine sedimentation rates by 134Cs/137Cs and other artificial radionuclide profiles. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 9(5): 529-541.
- Bassinot, F. & Baltzer, A., 2002. Les rapports des campagnes à la mer. WEPAMA Cruise MD 122/IMAGES VII on board RV Marion Dufresne (2001), Institut Polaire Français - Paul Emile Victor (IPEV), Plouzané, 453 pp.
- Battiau-Queney, Y., Billet, J.F., Chaverot, S. & Lanoy-Ratel, P., 2003. Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France. *Marine Geology*, 194: 31-45.
- Beets, D.J., Cleveringa, P., Laban, C. & Battegazore, P., 1995. Evolution of the lower shoreface of the coast of Holland between Monster and Noordwijk. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 52: 235-247.
- Bellec, V. & van Lancker, V., 2005. Internal facies characterisation of tidal sandbanks in view of a sustainable extraction of marine aggregates. In: C. Baeteman (Editor), *Late Quaternary coastal changes: sea level, sedimentary forcing and anthropogenic impacts. A joint INQUA-IGCP Project 495 conference, Dunkerque*, pp. 16-17.
- Bergé, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. & Salzman, B. (Editors), 1984. *Milankovitch and climate*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 895 pp.
- Berné, S., 1991. *Architecture et dynamique des dunes tidales*. PhD Thesis, Université Lille 1, 295 pp.
- Berné, S. (Editor), 1996. *Dong Hai Cruise, Preliminary Report*. Ifremer, Brest, 73 pp.
- Berné, S., 2000. *Architecture, dynamics and preservation of marine sand waves (large dunes)*. In: A. Trentesaux & T. Garlan (Editors), *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop, Université de Lille 1*, pp. 25-28.
- Berné, S., Auffret, J.P., Bourillet, J.F., DeBatist, M., Lericolais, G., Marsset, T., M'Hamdi, N., Reynaud, J.Y., Tessier, B. & Trentesaux, A., 1993a. A propos de l'origine des bancs tidaux : structures d'accumulation ou d'érosion ?, Réunion spécialisée de la Société Géologique de France. *Géosciences marines*, Paris.
- Berné, S., Auffret, J.P. & Walker, P., 1988. Internal structure of subtidal sand waves revealed by high-resolution seismic reflection. *Sedimentology*, 35: 5-20.
- Berné, S., Castaing, P., LeDrezen, E. & Lericollais, G., 1993b. Morphology, internal structure, and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde Estuary (France). *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(5): 780-793.
- Berné, S., Cui, J.R., Guichard, F., Liu, Z., Lofi, J., Marsset, T., Trentesaux, A. & Vagner, P., 1998a. Transgressive tidal sand ridges on the outer continental shelf of the East China Sea: record of the last deglacial sea-level rise. In: IAS (Editor), *15 th International Sedimentological Congress, Alicante, Spain*, pp. 191.
- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J.-F. & De Batist, M., 1998b. Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide- and wave-dominated environments of France. *Journal of Sedimentary Research*, 68(4): 540-555.
- Berné, S., Trentesaux, A., Stolk, A., Missiaen, T. & De Batist, M., 1994. Architecture and long term evolution of a tidal sandbank: The Middelkerke Bank, Southern North Sea. *Marine Geology*, 121: 57-72.
- Berné, S., Vagner, P., Guichard, F., Lericolais, G., Liu, Z., Trentesaux, A., Yin, P. & Yi, H.-l., 2002. Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. *Marine Geology*, 188: 293-315.
- Betts, N.L., Orford, J.D., White, D. & Graham, C.J., 2004. Storminess and surges in the South-Western Approaches of the eastern North Atlantic: the synoptic climatology of recent extreme coastal storms. *Mar. Geol.*, 210: 227-246.
- Blank, M., Leinen, M. & Prospero, J.M., 1985. Major Asian aeolian inputs indicated by the mineralogy of aerosols and sediments in the western North Pacific. *Nature*, 314: 84-86.
- Bouchet, J.-M., Deltreil, J.-P., Manaud, F., Maurer, D. & Trut, G., 1997. *Etude intégrée du bassin d'Arcachon*. Ifremer, Arcachon, 128 pp.
- Boulay, S., 2003. *Enregistrements sédimentaires des variations de la mousson sud-est asiatique au cours des deux derniers millions d'années. Approche sédimentologique, minéralogique et géochimie des sédiments profonds de mer de Chine du Sud*. PhD Thesis, Paris-sud Orsay, 216 pp.
- Boulay, S., Colin, C., Trentesaux, A., Franck, N. & Liu, Z., 2005. Sediment sources and East Asian monsoon intensity over the last 450 ky. *Mineralogical and geochemical investigations on South China Sea sediments. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Sous Presse.
- Boulay, S., Colin, C., Trentesaux, A., Lauer-Leredde, C. & Franck, N., 2003a. La réponse des sédiments de mer de Chine du Sud aux variations climatiques du Pléistocène,

- 9ème Congrès des Sédimentologues Français, Bordeaux, France, 14-16 octobre 2003., pp. 71.
- Boulay, S., Colin, C., Trentesaux, A., Pluquet, F., Bertaux, J., Blamart, D., Bühring, C. & Wang, P., 2003b. Mineralogy and sedimentology of Pleistocene sediment in the South China Sea (ODP Site 1144), ODP Scientific Results, College Station, TX., pp. http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/211/211.htm.
- Boulay, S., Liu, Z., Colin, C., Trentesaux, A., Wang, P. & Pagel, M., 2001. Clay mineralogy and grain-size records from the south China Sea related to Pleistocene climate changes, Monsoon Workshop, U. of Paris-sud Orsay.
- Boust, D., 1999. Distribution and inventories of some artificial and naturally-occurring radionuclides in medium and coarse-grained sediments of the channel. *Continental Shelf Research*, 19: 1959-1975.
- Brew, D.S., 1996. Late Weichselian to early Holocene subaqueous dune formation and burial off the North Sea Northumberland coast. *Marine Geology*, 134: 203-211.
- Butenko, J., Yincan, Y. & Milliman, J.D., 1983. Morphology, sediments and Late Quaternary history of the East China Sea. In: Q. Jin & J.D. Milliman (Editors), *Sedimentation on the continental shelf with special reference to the East China Sea*. China Ocean Press, Beijing, pp. 725-751.
- Caston, V.N.D. & Stride, A.H., 1970. Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off northeast Norfolk. *Marine Geology*, 9: 38-42.
- Cattaneo, A. & Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Sci. Rev.*, 62: 187-228.
- Chamley, H., 1989. *Clay sedimentology*. Springer Verlag, Berlin, 623 pp.
- Chamley, H., 1994. Clay mineral diagenesis. In: A. Parker & B.W. Sellwood (Editors), *Quantitative Diagenesis: Recent developments and Applications to Reservoir Geology*. Kluwer Academic Publishers, pp. 161-188.
- Chamley, H., 1997. Clay mineral sedimentation in the ocean. In: H. Paquet & N. Clauer (Editors), *Soils and sediments, Mineralogy and Geochemistry*. Springer, pp. 269-302.
- Chamley, H., Angelier, J. & Teng, L.S., 1993. tectonic and environmental control of the clay mineral sedimentation in the late Cenozoic orogen of Taiwan. *Geodynamica Acta*, 6(2): 135-147.
- Chaumillon, E., Tessier, B., Weber, N., Tesson, M. & Bertin, X., 2004. Buried sandbodies within present-day estuaries (Atlantic coast of France) revealed by very high resolution seismic surveys. *Mar. Geol.*, 211: 189-214.
- Chen, P.Y., 1978. Minerals in bottom sediments of the South China Sea. *Geol. Soc. of America Bulletin*, 89: 211-222.
- Chen, Z. & Stanley, D.J., 1995. Quaternary subsidence and river channel migration in the Yangtze delta plain, Eastern China. *J. of Coastal Research*, 11: 927-945.
- Clabaut, P., 1988. *Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas-de-Calais. (Large des côtes françaises)*. PhD Thesis, Université Lille 1, 251 pp.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., Murray, G., Shimmield, G. & Weedon, G., 1991. Forcing mechanisms of the Indian monsoon. *Nature*, 353: 720-725.
- Colin, C., Turpin, L., Bertaux, J., Desprairies, A. & Kissel, C., 1999. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial-interglacial cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, 171: 647-660.
- Colley, G. & Delaunay, P., 2003. Application d'une méthode de décomposition à un problème de géologie. DEA Génie Mathématique et Modélisation Thesis, CUST, Clermont-Ferrand, 20 pp.
- Corbau, C., 1995. *Dynamique sédimentaire en domaine macrotidal : exemple du littoral du nord de la France (Dunkerque)*. PhD Thesis, Université Lille 1, 222 pp.
- Curoy, J., 2002. *Etude du comblement récent d'un estuaire macrotidal : l'Authie. Etude de carottes sédimentaires*. DEA Thesis, Université Lille 1, 46 pp.
- Curoy, J., Malengros, D., Trentesaux, A. & Vandaele, M., 2002. *Comblement récent de l'Authie. Résultat de l'étude de carottes, Réunion annuelle du CPER Baie de l'Authie, Mairie de Berck-sur-Mer*.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.-L., Willet, S.D., Hu, J.-C., Horng, M.-J., Chen, M.-C., Stark, C.P., Lague, D. & Lin, J.-C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 426: 648-651.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Lin, J.-C., Hsu, M.-L., Lin, C.W., Horng, M.-J., Chen, T.C., Milliman, J.D. & Stark, C.P., 2004. Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology*, 32(8): 733-736.
- Dalrymple, R.W., 1984. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 31: 365-382.
- Dalrymple, R.W., 1992. Tidal Depositional Systems. In: R.G. Walker & P.N. James (Editors), *Facies Models, response to sea-level change*, pp. 195-218.
- Dark, P. & Allen, J.R.L., 2005. Seasonal deposition of Holocene banded sediments in the Severn Estuary levels (Southwest Britain): palynological and sedimentological evidence. *Quaternary Science Review*, 24: 11-33.
- Dassonville, S., 2004. *Analyse sédimentologique de carottes de l'estuaire de l'Authie*. Master Thesis, U. Lille 1, 25 pp.
- Dassonville, S., 2005. *Evolution amont-aval de la sédimentation estuarienne en baie d'Authie*. Master Thesis, U. Lille 1, 48 pp.
- Davis, R.A.J. & Balson, P.S., 1992. Stratigraphy of a North Sea tidal sand ridge. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(1): 116-121.
- Davis, R.A.J., Klay, J. & Jewell, P.I., 1993. Sedimentology and stratigraphy of tidal sand ridges southwest Florida inner shelf. *J. Sed. Pet.*, 63(1): 91-104.
- Davoult, D., Dewarumez, J.-M., Prygiel, J. & Richard, A., 1988. Carte des peuplements benthiques de la partie française de la mer du Nord. IFREMER/Région Nord-Pas-de-Calais éditions.
- Davoult, D. & Richard, A., 1988. Les Ridens, haut-fond rocheux isolé du Pas de Calais : un peuplement remarquable. *Cahiers de Biologie Marine, Roscoff*, 29: 93-107.
- Dawson, A., Elliott, L., Noone, S., Hickey, K., Holt, T., Wadhams, P. & Foster, I., 2004. Historical storminess and climate 'sea-saws' in the North Atlantic region. *Marine Geology*, 210: 247-259.
- De Maeyer, P.H., Wartel, S. & De Moor, G., 1985. Internal structures of the Nieuwpoort bank (Southern North Sea). *Netherlands Journal of Sea Research*, 19(3): 15-18.
- De Moor, G., 1989. Maintenance on the Flemish Banks. In: J.P. Henriot & G. De Moor (Editors), *The Quaternary and Tertiary geology of the Southern Bight, North Sea*, pp. 185-216.
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S. & Verney, R., 2004. Tidal rhythmites in present-day macrotidal estuarine mudflats. In: J. Bartholdy & J.B.T. Pedersen (Editors), *Tidalites 2004, Copenhagen*, pp. 54-56.
- Denys, L. & Baeteman, C., 1995. Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium—a first assessment. *Mar. Geol.*, 124: 1-19.
- Dewarumez, J.-M. & Luczack, C., 2004. 30 ans d'observation des peuplements benthiques : le site de Gravelines, Séminaire de la FR 1818. *Changements climatiques, Station Marine Wimereux*.
- Dewez, S., 1988. *Sédimentation et dynamique en Manche Orientale (De la baie d'Authie au cap d'Alprech)*. PhD Thesis, Université Lille 1, 276 pp.
- Dewez, S., Clabaut, P., Vicaire, O., Beck, C., Chamley, H. & Augris, C., 1989. Transits sédimentaires résultants aux confins Manche-mer du Nord. *Bull. Soc. Géol. France*, V(5): 1043-1053.
- Ding, Z.L., Rutter, N.W., Han, J.T. & Liu, T.S., 1992. A coupled environmental system formed at about 2.5 Ma over East Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94: 223-242.
- Dobroniak, C., 2000. *Géomorphologie, hydrodynamique et écologie d'un estuaire tempéré macrotidal : l'Authie, Manche orientale, France*. PhD Thesis, Université Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 308 pp.

- Duce, R., Liss, P., Merrill, J., Atlas, E., Buat-Ménard, P., Hicks, B., Miller, J., Prospero, J., Arimoto, R., Church, T., Ellis, W., Galloway, J., Hansen, L., Jickelle, T., Knap, A., Reinhardt, K., Schneider, B., Soudine, A., Tokos, J., Tsunogai, S., Wollast, R. & Zhou, M., 1991. The atmospherical input of trace species to the world ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 5: 193-259.
- Eisma, D., Kalf, J., Karmini, M., Mook, W.G., Van Put, A., Bernard, P. & Van Grieken, R., 1989. Dispersal of suspended matter in Makassar Strait and the Flores Basin. *Netherlands Journal of Sea Research*, 4: 383-398.
- Emery, K.O., 1968. Relict sediments on continental shelves of the world. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 52: 445-464.
- EPSHOM, 2003. Pas de Calais. De Boulogne-sur-Mer à Calais et de Dungeness à Dover. Carte spéciale de natures de fond. N°7323G. EPSHOM, Brest.
- Fang, G., 1994. Tides and tidal currents in East China Sea, Huanghai Sea and Bohai Sea. In: D. Zhou (Editor), *Oceanology of China Seas*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 101-112.
- Ferrière, J., Trentesaux, A. & Chamley, H., 1993. Le domaine marin du Nord - Pas-de-Calais - Nature des fonds et dynamique sédimentaire. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 2(1): 23-30.
- French, J.R., 2001. Hydrodynamic modelling of the Blyth estuary: impacts of sea-level rise, Coastal & Estuarine Research Unit, University College London, 113 pp.
- Gao, S., 1996. A Fortran program for grain-size trend analysis to define net sediment transport pathways. *Computers & Geosciences*, 22(4/8): 449-452.
- Gao, S. & Collins, M., 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, 80: 47-60.
- Gao, S., Collins, M.B., Lanckneus, J., De Moor, G. & Van Lanckneer, V., 1994. Grain size trends associated with net sediment transport patterns: An example from the Belgian continental shelf. *Marine Geology*, 121: 171-185.
- Garlan, T., 1990. L'apport des leviers bathymétriques pour la connaissance de la dynamique sédimentaire. L'exemple des "Ridens de la rade" aux abords de Calais, Eurocoast, 90, Marseille.
- Gaynor, G.C. & Swift, D.J.P., 1988. Shannon Sandstone depositional model: sand ridge formation on the Campanian Western Interior Shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 868-880.
- Gibbs, R.J., 1977. Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sed. Pet.*, 47: 237-243.
- Gingele, F.X., De Decker, P. & Hillenbrand, C.-D., 2001. Clay mineral distribution in surface sediments between Indonesia and NW Australia - Source and transport by ocean currents. *Marine Geology*, 179: 135-146.
- Grochowski, N.T.L., Collins, M.B., Boxall, S.R. & Salomon, J.C., 1993. Sediment transport predictions for the English Channel, using numerical models. *Journal of the Geological Society of London*, 150: 683-695.
- Guézennec, L., Romana, L.-A., Goujon, R. & Meyer, R., 1999. 1 - Seine-Aval : un estuaire et ses problèmes. Programme scientifique Seine-Aval. Editions Ifremer, Plouzané, 29 pp.
- Guillén, J., Stive, M.J.F. & Capobianco, M., 1999. Shoreline evolution of the Holland coast on a decadal scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 517-536.
- Harrison, S., P., Kohfeld, K., E., Roelandt, C. & Claquin, T., 2001. The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future. *Earth-Science Reviews*, 54: 43-80.
- Hartmann, D. & Christiansen, C., 1992. The hyperbolic shape triangle as a tool for discriminating populations of sediment samples of closely connected origin. *Sedimentology*, 39: 697-708.
- Hartmann, D., Trentesaux, A. & Lanckneus, J., 1994. Sediment dispersal patterns over a tidal sandbank applying the log hyperbolic method. The Middelkerke Bank, Southern North Sea, Coastal Dynamics' 94 conference, Barcelona, Spain, pp. 77-78.
- Haslett, S.K., Cundy, A.B., Davies, C.F.C., Powell, E.S. & Croudace, I.W., 2003. Salt marsh sedimentation over the past c. 120 years along the West Cotentin Coast of Normandy (France): Relationship to sea-level rise and sediment supply. *J. of Coastal Research*, 19(3): 609-620.
- Héquette, A., Chaverot, S., Aernouts, D., Cohen, O. & Ruz, M.-H., 2005. Recent evolution of the coastline of Nord Pas-de-Calais, France: An assessment of natural and human induced changes. In: C. Baeteman (Editor), *Late Quaternary coastal changes: sea level, sedimentary forcing and anthropogenic impacts*. A joint INQUA-IGCP Project 495 conference, Dunkerque, pp. 26.
- Herman, J.-P., 1996. Caractérisation des phénomènes hydrodynamiques responsables des mouvements des dunes géantes dans le détroit du Pas-de-Calais. DEA Thesis, Université Lille 1, 50 pp.
- Hinschenberger, F., Coude-Gaussen, G. & Leplumey, E., 1995. Progradation du cordon littoral et ensablement du havre de Surville (Manche) depuis 45 ans. *Norwis*, 42: 89-97.
- Hiscott, R.N., 2001. Depositional sequences controlled by high rates of sediment supply, sea-level variations, and growth faulting: the Quaternary Baram Delta of northwestern Borneo. *Marine Geology*, 175: 67-102.
- Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q., Cheng, X., Wang, P., Sato, Y. & Li, C., 2001. Sedimentary facies and Holocene progradation rates of the Changjiang (Yangtze) delta, China. *Geomorphology*, 41: 233-248.
- Houbolt, J.J.H.C., 1968. Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geol. en Mijn.*, 47(4): 245-273.
- Houthuys, R., 1990. Vergelijkende studie van de afzettingstructuur van getijdenzanden uit het Eoceen en van de huidige vlaamse banken. *Aardkundige mededelingen*, 5. Leuven U. Press, Leuven, 137 pp.
- Houthuys, R., 1993. Impact of a storm period on the morphology of the Middelkerke Bank. In: G. De Moor & J. Lanckneus (Editors), *Sediment mobility and morphodynamics of the Middelkerke Bank*, Gent, Brussels, pp. 18-45.
- Houthuys, R., Trentesaux, A. & De Wolf, P., 1994. Storm influences on a tidal sandbank's surface (Middelkerke Bank, southern North Sea). *Marine Geology*, 121: 23-41.
- Hu, J., Kawamura, H., Hong, H. & Qi, Y., 2000. A review on the currents in the South China Sea: seasonal circulation, South China Sea Warm current and Kuroshio intrusion. *Journal of Oceanography*, 56(6): 607-624.
- Hulscher, S.J.M.H., 2000. Regeneration of dredged sand waves. In: A. Trentesaux & T. Garlan (Editors), *Marine Sandwave Dynamics*, International Workshop, Université de Lille 1, pp. 93-95.
- Hulscher, S.J.M.H., Deswart, H.E. & De Vriend, H.J., 1993. The generation of offshore tidal sand banks and sand waves. *Continental Shelf Research*, 13(11): 1183-1204.
- Huthnance, J.M., 1982. On one mechanism forming linear sand banks. *Est., Coast. and Shelf Science*, 14: 79-99.
- Idier, D., 2002. Dynamique des bancs et dunes de sable du plateau continental : Observations *in-situ* et modélisation numérique. PhD Thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse, 314 pp.
- Idier, D., Ehrhold, A. & Garlan, T., 2002. Morphodynamique d'une dune sous-marine du détroit du pas de Calais. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, Série Ila, 334: 1079-1085.
- James, J.W.C., Guennoc, P., Harrison, M., Le Bot, S., Philpott, S., Vinchon, C., Bee, E., Simien, F., Janjou, D., Garlan, T., Trentesaux, A., Mahieux, G., Briet, D. & Augris, C., 2002. GEOSYNTH: A synthesis of the geology and sediments of the Dover Strait and its hinterland. CR/02/078, British Geological Survey, CD-ROM 36 pp.
- Jian, Z., Huang, B., Kuhnt, W. & Lin, H.-L., 2001. Late Quaternary upwelling intensity and East Asian monsoon forcing in the South China Sea. *Quat. Res.*, 55: 363-370.
- Jin, J.H. & Chough, S.K., 2002. Erosional shelf ridges in the mid-eastern Yellow Sea. *Geo-Marine Letters*, 2002: 219-225.

- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. & Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437-471.
- Kenyon, N.H., Belderson, R.H., Stride, A.H. & Johnson, M.A., 1981. Offshore tidal sand-banks as indicators of net sand transport and as potential deposits. *Special Publications of the international Association of Sedimentologists*, 5: 257-268.
- Kolla, V.L., Nadler, L. & Bonatti, E., 1980. Clay mineral distribution in surface sediments of the Philippine Sea. *Oceanologica Acta*, 3(2): 245-250.
- Lambert, S.J., 1996. Intense extratropical northern hemisphere winter cyclone events: 1899-1991. *Journal of Geophysical Research*, D101: 21319-21325.
- Lan, H.X., Hu, R.L., Yue, Z.Q., Lee, C.F. & Wang, S.J., 2003. Engineering and geological characteristics of granite weathering profiles in South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 353-364.
- Lanckneus, J., De Moor, G., Van Lancker, V. & De Schaepelester, G., 1994. Association of grain-size trends with net sediment transport paths on the Middelkerke Bank, 2nd International Conference on The Geology of Siliciclastic shelf seas, Gent, pp. 79-80.
- Lanckneus, J., De Moor, G. & Vandevelde, L., 1993. Evolution of residual transport paths. In: G. De Moor & J. Lanckneus (Editors), *Sediment mobility and morphodynamics of the Middelkerke Bank*, Gent, Brussels, pp. 76-84.
- Laskar, J., 1990. The chaotic notion of the Solar System. A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus*, 88: 266-291.
- Le Bot, S., 2001. Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes. *Processus hydro-sédimentaires et enregistrement. Exemple du Pas-de-Calais*. PhD Thesis, Université Lille 1, 264 pp.
- Le Bot, S. & Trentesaux, A., 2004a. Architecture of very large submarine dunes influenced by tide- and wind-generated processes (Dover Strait, northern France). In: S.J.M.H. Hulscher, D. Idier & A. Bloom (Editors), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics*, Twente University.
- Le Bot, S. & Trentesaux, A., 2004b. Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France). *Mar. Geol.*, 211: 143-168.
- Le Bot, S., Trentesaux, A., Ehrhold, A. & Garlan, T., 2000a. On the difficulty to interpret grain-size distribution of heterogeneous sediment as indicator of transport direction. Influence of composition. In: A. Trentesaux & T. Garlan (Editors), *Marine Sandwave Dynamics*, International Workshop, Université de Lille 1, pp. Poster.
- Le Bot, S., Trentesaux, A., Garlan, T., Berné, S. & Chamley, H., 2000b. Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroit du Pas-de-Calais. *Oceanologica Acta*, 23(2): 129-141.
- Le Bot, S., Trentesaux, A., Garlan, T., Chapalain, G. & Chamley, H., 2001. Morphodynamique de dunes sous-marines (détroit du Pas-de-Calais) : signature de la variabilité décennale des tempêtes, 8^{ème} Congrès Français de Sédimentologie, Orléans, pp. 213-214.
- Le Roux, J.P., 1994. An alternative approach to the identification of net sediment transport paths based on grain-size trends. *Sedimentary Geology*, 94: 97-107.
- Liu, A.C., Missiaen, T. & Henriët, J.P., 1992. The morphology of the top-Tertiary erosion surface in the Belgian sector of the North Sea. *Marine Geology*, 105: 275-284.
- Liu, Z., Colin, C. & Trentesaux, A., 2005a. Major element geochemistry of glass shards and minerals of the Youngest Toba Tephra in the Southwestern South China Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, Sous presse.
- Liu, Z., Colin, C., Trentesaux, A. & Blamart, D., 2005b. Clay mineral records of East Asian monsoon evolution during late Quaternary in the southern South China Sea. *Science in China Series D-Earth Sciences*, 48(1): 84-92.
- Liu, Z., Colin, C., Trentesaux, A., Blamart, D., Bassinot, F., Siani, G. & Sicre, M.-A., 2003a. Erosion history of the Eastern Tibetan Plateau and evolution of the East Asian monsoon of the last Glacial/Interglacial cycle, EUG/EGS/AGU, Nice.
- Liu, Z., Colin, C., Trentesaux, A., Blamart, D., Bassinot, F., Siani, G. & Sicre, M.-A., 2004. Erosional history of the eastern Tibetan Plateau since 190 kyr ago: clay mineralogical and geochemical investigations from the southwestern South China Sea. *Mar. Geol.*, 209(1): 1-18.
- Liu, Z., Colin, C., Trentesaux, A., Siani, G., Franck, N., Blamart, D. & Segueni, F., 2005c. Late Quaternary climatic control on erosion and weathering in the eastern Tibetan Plateau and the Mekong Basin. *Quaternary Research*, 63: 316-328.
- Liu, Z. & Trentesaux, A., 2002. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years, Annual Workshop of Oceanic Records of East Asian Monsoon, Key Project of Natural Science Foundation of China, pp. 37 (in chinese).
- Liu, Z., Trentesaux, A., Clemens, S.C., Colin, C., Wang, P., Huang, B. & Boulay, S., 2003b. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. *Marine Geology*: 133-146.
- Liu, Z., Trentesaux, A., Clemens, S.C. & Wang, P., 2003c. Quaternary clay mineralogy in the northern South China Sea (ODP Site 1146): implications for oceanic current transport and East Asian monsoon evolution (in Chinese). *Science in China, (Series D)*, 33(3): 271-280.
- Livingstone, I. & Warren, A., 1996. *Aeolian geomorphology: An introduction*. Longman, London, 211 pp.
- Lofi, J., 1998. Etablissement d'une procédure d'analyse d'image radioscopique. Application du traitement dans la recherche de rythmes et cycles sédimentaires haute résolution au sein de deux carottes provenant de Mer de Chine de l'Est. DEA Thesis, Université Bordeaux 1, 30 pp.
- Lofi, J., Vagner, P., Berné, S. & Weber, O., 1999. High frequency cyclicities in a tidal sand ridge of the East China Sea. In: Y. Saito, K. Ikehara & H. Katayama (Editors), *Land-sea link in Asia*. Science and Technology Agency in Japan and Geological Survey of Japan, Tsukuba, pp. 162-167.
- Lüdmann, T., Wong, H.K. & Wang, P., 2001. Plio-Quaternary sedimentation processes and neotectonics of the northern continental margin of the South China Sea. *Marine Geology*, 172: 331-358.
- Marion, C., Anthony, E.J., Trentesaux, A. & Dobroniak, C., 2003. Caractérisation des stocks sédimentaires superficiels de la rive nord de l'estuaire de l'Authie, Pas-de-Calais : approche multi-méthode de court-terme. *Journal de Recherche Océanographique, XXXème Colloque de l'Union des Océanographes Français*.
- Marion, C., Trentesaux, A., Anthony, E.J., Billon, G. & Reyss, J.-L., 2004. Spatio-temporal trends in salt marsh sedimentation in a macrotidal estuary: preliminary assessment of the recent infilling of the Authie, northern France. In: J. Bartholdy & J.B.T. Pedersen (Editors), *Tidalites 2004*, Copenhagen, pp. 134-136.
- McCave, I.N. & Langhorne, D.N., 1982. Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank. *Sedimentology*, 29: 95-110.
- McLaren, P., 1981. An interpretation of trends in grain size measures. *J. Sed. Pet.*, 51: 611-624.
- McLaren, P. & Bowles, D., 1985. The effect of sediment transport on grain-size distribution. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55(4): 457-470.
- Milliman, J.D. & Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. of Geology*, 91: 1-21.
- Millot, G., 1964. *Géologie des argiles*. Masson, Paris, 499 pp.
- Mostaert, F., Auffret, J.P., De Batist, M., Henriët, J.P., Moons, A., Sevens, E., Van den Broeke, I. & Verschuren, M., 1989. Quaternary shelf deposits and drainage patterns

- off the French and Belgian coast. In: J.P. Henriot & G. De Moor (Editors), *The Quaternary and Tertiary geology of the Southern Bight, North Sea, Bruxelles*, pp. 111-118.
- Németh, A.A., Hulscher, S.J.M.H. & De Vriend, H., 2003. Offshore sand wave dynamics, engineering problems and future solutions. *Pipeline & Gas Journal*, 230(4): 67-69.
- Nio, S.D. & Yang, C.S., 1991. Sea-level fluctuations and the geometric variability of tide-dominated sandbodies. *Sedimentary Geology*, 70: 161-193.
- Paillard, D., Labeyrie, L. & Yiou, P., 1996. Analyseries 1.0: a Macintosh software for the analysis of geographical time-series. *EOS Transactions*, 77: 379.
- Perez Belmonte, L., 2003. Enregistrement de la dernière transgression dans le Golfe du Lion. DEA Thesis, Université Lille 1, 52 pp.
- Pesci, M., 1990. Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary International*, 7-8: 1-21.
- Pisias, N.G. & Moore, T.C., 1981. The evolution of Pleistocene climate: a time series approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 52: 450-458.
- Pluquet, F., 2000. Traçage sédimentologique et géochimique des variations climatiques affectant le continent sud-est asiatique au cours du Quaternaire. Etude de la carotte 1144 (Leg ODP 184, mer de Chine du Sud). DEA Thesis, Université Lille 1, 52 pp.
- Porter, S.C., 2001. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial-interglacial cycle. *Earth-Science Reviews*, 54: 115-128.
- Posamentier, H.W., 2002. Ancient shelf ridges - A potentially significant component of the transgressive system tract: case study from offshore northwest Java. *Am. Ass. of Pet. Geol. Bull.*, 86(1): 75-106.
- Pozzobon, J.G. & Walker, R.G., 1990. Viking Formation (Albian) at Eureka, Saskatchewan: a transgressed and degraded shelf sand ridge. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 60: 12-33.
- Prell, W. & Kutzbach, J.E., 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 360: 647-653.
- Prell, W.L., 1984. Monsoonal climate of the Arabian Sea during the Late Quaternary: a response to changing solar radiation. In: A.L. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, B. Salzman & M.A. Hingham (Editors), *Milankovitch and Climate*. D. Riedel, Hingham, Dordrecht, pp. 349-366.
- Prins, M.A. & Postma, G., 2000. Effect of climate, sea-level, and tectonics unraveled for last deglaciation turbidite records of the Arabian Sea. *Geology*, 28(4): 375-378.
- Prins, M.A., Postma, G. & Weltje, G.J., 2000. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Makran continental slope. *Marine Geology*, 169: 351-371.
- Prins, M.A., Troelstra, S.R., Kruk, R.W., van den Borg, K. & de Jong, A.F.M., 2001. The Late Quaternary sedimentary record of Reykjanes ridge, North Atlantic. *Radiocarbon*, 43(2): 887-895.
- Prins, M.A. & Weltje, G.J., 1999. End-member modelling of siliciclastic grain-size distributions: the late Quaternary record of eolian and fluvial sediment supply to the Arabian Sea and its paleoclimatic significance, Numerical Experiments in Stratigraphy: recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulation. SEPM, Special Publications, pp. 91-111.
- Promess1, 2005. PROfiles across MEditerranean Sedimentary Systems. Part 1 [Online]. Available from World Wide Web: <<http://www.promess1.wdc-mare.org/>>. [Cited 2005-09-25].
- Rabineau, M., 2001. Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôt quaternaires sur la marge du Golfe du Lion : Enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans. PhD Thesis, Université Rennes 1, 480 pp.
- Ramstein, G., Fluteau, F., Besse, J. & Joussaume, S., 1997. Effects of orogeny, plate motion and land-sea distribution on climate change over the past 30 million years. *Nature*, 386: 788-795.
- Rea, D.K. & Leinen, M., 1988. Asian aridity and the zonal westerlies: late Pleistocene and Holocene record of eolian deposition in the Northwest Pacific Ocean. *Pal., Pal.*, 66: 1-8.
- Regnaud, H., Pirazzoli, P.A., Morvan, G. & Ruz, M., 2004. Impacts of storms and evolution of the coastline in western France. *Marine Geology*, 210: 325-337.
- Reineck, H.-E., 1967. Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. In: G.H. Lauff (Editor), *Estuaries*. Am. Ass. Advance Sci. Publ., pp. 191-206.
- Reinson, R.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: R.G. Walker & P.N. James (Editors), *Facies Models, response to sea-level change*, pp. 179-194.
- Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Auffret, J.P., Berné, S., De Batist, M., Marsset, T. & Walker, P., 2003. The offshore Quaternary sediment bodies of the English Channel and its Western Approaches. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4): 361-371.
- Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Proust, J.-N., Dalrymple, R.W., Bourillet, J.-F., de Batist, M., Lericolais, G., Berné, S. & Marsset, T., 1999. Architecture and sequence stratigraphy of a Late Neogene incised valley at the shelf margin, Southern Celtic Sea. *J. Sed. Res.*, 69(2): 351-364.
- Rieu, R., van Heteren, S., van der Spek, A.J.F. & De Boer, P.L., 2005. Development and preservation of a mid-Holocene tidal-channel network offshore the western Netherlands. *J. of Sed. Res.*, 75(3): 409-419.
- Saito, Y., Yang, Z. & Hori, K., 2001. The Huanghe (Yellow River) and Changjiang (Yangtze River) deltas: a review on their characteristics, evolution and sediment discharge during the Holocene. *Geomorphology*, 41: 219-231.
- Sarnthein, M., Pflaumann, U., Wang, P. & Wong, H.K., 1994. Preliminary report on SONNE-94 Cruise "Monitor Monsoon" to the South China Sea, University Kiel, 68 pp.
- Schultz, H., von Rad, U. & Erlenkeuser, H., 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature*, 393: 54-57.
- Ségalen, P., 1995. Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique. Collection Etudes et Thèses, Tome 3. Editions de l'ORSTOM, Paris, 201 pp.
- Segueni, F., 2003. Reconstitution des régimes de mousson SE asiatique et impact sur l'érosion du bassin versant du Mékong depuis les derniers 25 ka. Etude minéralogique, géochimique et organique des sédiments de la mer de Chine du Sud. DEA Thesis, Université Paris 11-Orsay.
- Segueni, F., Colin, C., Siani, G., Sicre, M.-A. & Trentesaux, A., 2003. Reconstruction des régimes des moussons SE asiatiques et impact sur l'érosion du bassin versant du Mékong depuis les derniers 25 ka, 5^{ème} journée de paléocéanographie, Paris, pp. 21.
- Selby, I. & Evans, N.C., 1997. Origins of mud clasts and suspensions on the seabed in Hong Kong. *Continental Shelf Research*, 17(1): 57-78.
- Selby, M.J., 1993. Hillslope materials and processes. Oxford University Press, Oxford, Chapter 8 pp.
- Singer, A., 1993. Weathering patterns in representative soils of Guangxi Province, south-east China as indicated by detailed clay mineralogy. *J. of Soil Science*, 44: 173-188.
- Sionneau, T., 2003. Comblement de paléochenaux dans l'estuaire de l'Authie : Etudes de carottes sédimentaires et levés de coupes lithologiques. Master Thesis, Université Lille 1, 25 pp.
- Skinner, L.C. & McCave, I.N., 2003. Analysis and modelling of gravity- and piston coring based on soil mechanics. *Marine Geology*, 199: 181-204.
- Snedden, J.W. & Dalrymple, R.W., 1998. Modern shelf sand ridges: historical review of modern and a unified model of ridge origin and evolution. Concepts in Sedimentology and Paleontology. SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Snedden, J.W., Tillman, R.W., Kreisa, R.D., Schweller, W.J., Culver, S.J. & Winn, R.D.J., 1994. Stratigraphy and genesis of a modern shoreface-attached sand ridge,

- Peahala Ridge, New Jersey. *Journal of Sedimentary Research*, B64(4): 560-581.
- Stolk, A., 2000a. The role of sandwaves in the management of the Netherlands Continental Shelf. In: A. Trentesaux & T. Garlan (Editors), *Marine Sandwave Dynamics*, International Workshop, U. de Lille 1, pp. 199-200.
- Stolk, A., 2000b. Variation of sedimentary structures and grainsize over sandwaves. In: A. Trentesaux & T. Garlan (Editors), *Marine Sandwave Dynamics*, International Workshop, University of Lille 1, pp. 193-197.
- Stride, A.H., 1982. Offshore tidal sands, processes and deposits. Chapman & Hall, London, 222 pp.
- Stride, A.H., 1988. Indications of long term episodic suspension transport of sand across the Norfolk Banks, North Sea. *Marine Geology*, 79: 55-64.
- Stuut, J.-B.W., 2001. Late Quaternary southwestern african terrestrial-climate signals in the marine record of Walvis Ridge, SE Atlantic Ocean. *Geol. Ultraiectina*, 212: 128.
- Stuut, J.-B.W., Prins, M.A., Schneider, R.R., Weltje, G.J., Jansen, J.H.F. & Postma, G., 2002. A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inference from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic. *Marine Geology*, 180: 221-233.
- Sun, X., Luo, Y., Huang, F., Tian, J. & Wang, P., 2003. Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon. *Marine Geology*, 201: 97-118.
- Swift, D.J.P. & Thorne, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, I: A general model for shelf sedimentation. In: D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman & J.A. Thorne (Editors), *Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies and sequence stratigraphy*. Blackwell, Oxford, pp. 3-31.
- Tamburini, F., Adatte, T., Föllmi, K., Bernasconi, S.M. & Steinmann, P., 2003. Investigating the history of East Asian monsoon and climate during the last glacial-interglacial period (0-140 000 years): mineralogy and geochemistry of ODP Sites 1143 and 1144, South China Sea. *Marine Geology*, 201: 147-168.
- Tessier, B., 1997. Expressions sédimentaires de la dynamique tidale. HDR Thesis, Université Lille 1, 79 pp.
- Tessier, B., 1998. Tidal cycles: annual versus semi-lunar record. In: C.R. Alexander, R.A. Davis & V.J. Henry (Editors), *Tidalites: process and products*. SEPM, Tulsa, pp. 69-74.
- Tessier, B., Corbau, C., Chamley, H. & Auffret, J.P., 1999. Internal structure of shoreface banks revealed by high-resolution seismic reflection in a macrotidal environment (Dunkerque area, Northern France). *Journal of Coastal Research*, 15(3): 593-606.
- Tessier, B. & Trentesaux, A., 1997. Les bancs tidaux et leur évolution au cours de la transgression Holocène. Exemples en Manche orientale et en mer du Nord, 6^{ème} congrès français de sédimentologie, livre des résumés, Paris, pp. 261-262.
- Thauront, F., Berné, S. & Cirac, P., 1996. Evolution saisonnière des dunes tidales dans le bassin d'Arcachon, France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (II a)*, 323: 411-418.
- Thiry, M. & Simon-Coinçon, R. (Editors), 1999. Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits. Special Publication, 27. Blackwell Science, Oxford, 406 pp.
- Thiry, M., Simon-Coinçon, R. & Schmitt, J.M., 1999. Paléoalterations kaoliniques : signification climatique et signature dans la colonne sédimentaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, Série IIa, 329(12): 853-863.
- Tillman, R.W. & Martinsen, R.S., 1987. Sedimentologic model and production characteristics of Hartzog draw field, Wyoming, a Shannon shelf-ridge sandstone. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, pp. 15-112.
- Trentesaux, A., 1993. Structure et dynamique sédimentaire du Middelkerke Bank, Mer du Nord méridionale. PhD Thesis, Université Lille 1, 229 pp.
- Trentesaux, A., 1996. Current measurements around N29°00'-E125°15'. In: S. Berné (Editor), *Donghai Cruise*, Preliminary report. IFREMER/DRO/GM Report 96/29, pp. 30-35.
- Trentesaux, A., 2001. Etude préalable à la mise en place d'éoliennes au large de Dunkerque. Rapport de prélèvements et d'analyses, Université Lille 1. Laboratoire Sédimentologie et Géodynamique, Villeneuve d'Ascq, 12 + annexes pp.
- Trentesaux, A., Berné, S., De Batist, M. & Chamley, H., 1993a. Architecture interne d'un banc sableux de la Mer du Nord méridionale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (II)*, 316: 99-106.
- Trentesaux, A., Berné, S. & Liu, Z.X., 1999a. Architecture of palaeo- and modern sand ridge stages in the East China Sea. In: Z.X. Liu & S. Berné (Editors), *Paleoenvironments and sedimentation of the East China Sea*. State Oceanic Administration, Beijing, China, pp. 31-39.
- Trentesaux, A., Berné, S. & Scientifiques de la mission Dong Hai, 1997. Stratigraphie sismique du Quaternaire supérieur d'une zone de bancs sableux de mer de Chine de l'Est (Dong Hai). In: A.S.F. (Editor), 6^{ème} congrès français de sédimentologie. Publications de l'ASF, Montpellier, pp. 267.
- Trentesaux, A., Chamley, H. & Tessier, B., 1992. Surficial grain-size changes on a tidal sand-bank. The Middelkerke Bank - Southern North Sea. In: B.W. Flemming (Editor), *Tidal clastics 92*, Abstract volume. Courier Forsch. -Inst. Senckenberg, Frankfurt a. M., pp. 92-94.
- Trentesaux, A., Chamley, H. & Tessier, B., 1993b. Surficial sediments, relations between textural data and bank morphology. In: G. De Moor & J. Lanckneus (Editors), *Sediment mobility and morphodynamics of the Middelkerke Bank*, Gent, Brussels, pp. 144-162.
- Trentesaux, A., Cirac, P., M'Hamdi, N., Maazi, H., Malengros, D. & De Resseguier, A., 2005a. Comblement récent de l'oued Loukkos (nord du Maroc) à la limite estuaire-fleuve, 10^{ème} Congrès des Sédimentologues Français, Marseille, France, 7-16 octobre 2005.
- Trentesaux, A., Curoy, J., Marion, C., Billon, G., Sionneau, T., Meurisse, M., Van Vliet Lanøe, B., Reyss, J.-L., Anthony, E.J., Malengros, D. & Vandaele, M., 2005b. Sedimentary facies and recent evolution of an anthropogenically influenced estuary, the Authie, Northern France. In: C. Baeteman (Editor), *Late Quaternary coastal changes: sea level, sedimentary forcing and anthropogenic impacts*. A joint INQUA-IGCP Project 495 conference, Dunkerque, pp. 83.
- Trentesaux, A., Liu, Z., Colin, C., Boulay, S. & Wang, P., 2003. Pleistocene paleoclimatic cyclicity of southern China: Clay mineral evidence recorded in the South China Sea (ODP Site 1146), ODP, Scientific Results, College Station, TX, pp. http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/210/210.htm.
- Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazelles, V. & Tribouillard, N., 2001. Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5): 858-862.
- Trentesaux, A., Stolk, A. & Berné, S., 1999b. Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea. *Marine Geology*, 159: 253-272.
- Trentesaux, A., Stolk, A., Berné, S., De Batist, M. & Chamley, H., 1993c. Le Middelkerke Bank - Mer du Nord méridionale. Premières datations indirectes des dépôts à partir d'informations sismiques et lithologiques. In: ASF (Editor), 4^{ème} congrès français de sédimentologie. Publications de l'ASF, Lille.
- Trentesaux, A., Stolk, A., Tessier, B. & Chamley, H., 1994. Surficial sedimentology of the Middelkerke Bank (southern North Sea). *Marine Geology*, 121: 43-55.
- Trentesaux, A., Vagner, P., Berné, S. & Liu, Z.X., 1999c. Detailed seismic architecture of a Pleistocene sand ridge field in the East China Sea (Dong Hai), 4th International Conference on Asian Marine Geology, Qingdao, China, pp. 140.

- Trincardi, F. & Correggiari, A., 2000. Quaternary forced regression deposits in the Adriatic Basin and the record of composite sea-level cycles. In: D. Hunt & R.L. Gawthorpes (Editors), *Sedimentary response to forced regression*. Geological Society, London, pp. 245-269.
- Vagner, P., 2001. Relations entre les séquences de dépôts en mer du Quaternaire supérieur et les variations climatiques en mer de Chine de l'Est. PhD Thesis, Université Lille 1, 245 pp.
- Vagner, P., Berné, S., Lericolais, G., Trentesaux, A., Guichard, F. & Liu, Z., 2000. Origine des cyclicités sédimentaires en mer de Chine de l'Est, 18ème RST, Paris, pp. 245.
- Valle-Levinson, A. & Matsuno, T., 2003. Tidal and subtidal flow along a cross-shelf transect on the East China Sea. *Journal of Oceanography*, 59(5): 573-584.
- Van Cauwenberghe, C., 1971. Hydrographische analyse van de Vlaamse banken langs de Belgisch-Franse kust. *Ingenieurstijdingen* blatt, 20(4): 141-149.
- Van Lanckner, V.R.M., Honeybun, S.D. & Moerkerke, G.P.M., 2000. Sediment transport pathways in the Broers Bank-Westdiep coastal system. Preliminary results. In: A. Trentesaux & T. Garlan (Editors), *Marine Sandwave Dynamics*, International Workshop, U. de Lille 1, pp. 205-212.
- van Veen, J., 1936. *Onderzoekingen in de Hoofden*. Algemene Landsdrukkerij, 's Gravenhage, 252 pp.
- van Veen, J., 1950. Ebb and flood channel systems in the Netherlands tidal waters. *Journal of the Royal Dutch Geographical Society*, 67: 303-325.
- Van Vliet-Lanoë, B., Gandouin, E. & Meurisse, M., 2004. Evolution des niveaux marins quaternaires dans le Nord de la France : données nouvelles et mise au point. *Sucellus*, 55: 1-16.
- Van Vliet-Lanoë, B., Laurent, M., Bahain, J.L., Balescu, S., Falguères, C., Field, M., Hallégouët, B. & Keen, D.H., 2000. Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English Channel: regional and global stratigraphic implications. *Journal of Geodynamics*, 29: 15-41.
- Van de Meene, J.W.H., 1994. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast. *Nederlandse geografische studies*, 174, Utrecht, 222 pp.
- Velde, B., Goffé, B. & Hoellard, A., 2003. Evolution of clay minerals in a chronosequence of poldered sediments under the influence of a natural pasture development. *Clays and Clay Minerals*, 51(2): 205-217.
- Verpoorter, C., 2004. Evolution granulométrique et minéralogique des sédiments superficiels de la plateforme Nord de la mer de Chine du Sud. Master Thesis, Université Lille 1, 24 pp.
- Vicaire, O., 1991. *Dynamique hydrosédimentaire en mer du Nord méridionale (Du Cap Blanc-Nez à la frontière belge)*. PhD Thesis, Université Lille, 264 pp.
- Vikebø, F., Furevik, T., Furnes, G., Kvamstø, N.G. & Reistad, M., 2003. Wave height variations in the North Sea and on the Norwegian Continental Shelf, 1881-1999. *Continental Shelf Research*, 23: 251-263.
- Voris, H.K., 2000. Maps of Pleistocene sea levels in Southern Asia: shorelines, river systems and time durations. *Journal of Biogeography*, 27: 1153-1167.
- Walker, R.G. & Bergman, K.M., 1993. Shannon Sandstone in Wyoming: a shelf-ridge complex reinterpreted as lowstand shoreface deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 839-851.
- Wang, L., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grimalt, J., Grootes, P., Heilig, S., Ivanova, E., Kienast, M., Pelejero, C. & Pflaumann, U., 1999. East asian monsoon climate during the late Pleistocene: high-resolution sediment records from the S. China Sea. *Mar. Geol.*, 156: 254-284.
- Wang, P., 1990. Neogene stratigraphy and palaeoenvironments of China. *Pal. Pal. Pal.*, 77: 315-334.
- Wang, P., Bradshaw, M., Ganzei, S.S., Tsukawaki, S., Hanssan, K.B., Hantoro, W.S., Poobrasert, S., Burne, R., Zhao, Q. & Kagami, H., 1997. West Pacific marginal seas during last glacial maximum: amplification of environmental signals and its impact on monsoon climate, 30th International Geological Congress, VSP, The Netherlands, pp. 65-85.
- Wang, P., Clemens, S., Beaufort, L., Braconnot, P., Ganssen, G., Jian, Z., Kershaw, P. & Sarnthein, M., 2005. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quaternary Science Review*, 24: 595-629.
- Wang, P., Prell, W. & Blum, P. (Editors), 2000a. Leg 184 summary: exploring the Asian monsoon through drilling in the South China Sea. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 184, College Station TX (Ocean Drilling Programme), 77 pp.
- Wang, P., Prell, W.L. & Blum, P., 2000b. *Proceedings of Ocean Drilling Program. Initial reports*, 184, College Station, TX.
- Webster, P.J., 1987. *The elementary monsoon*. John Wiley & Sons Eds, New York, 3-32 pp.
- Webster, P.J., Magana, V.O., Palmer, T.N., Shulka, J., Thomas, R.A., Yanai, M. & Yasunari, T., 1998. Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research*, 103(C7): 14451-14510.
- Wehausen, R. & Brumsack, H.-J., 2002. Astronomical forcing of the East Asian monsoon mirrored by the composition of Pliocene South China Sea sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 201: 621-636.
- Wehausen, R., Tian, J., Brumsack, H.-J., Cheng, X. & Wang, P., 2003. Geochemistry of Pliocene sediments from ODP Site 1143 (Southern South China Sea). In: W.L. Prell & P. Wang (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results*, pp. 1-25.
- Weltje, G.J., 1997. End-member modelling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem. *J. of Math. Geol.*, 29: 503-549.
- Whitehouse, R.J.S. & Damgaard, J.S., 2000. Sandwaves and seabed engineering; the application to submarine cables. In: A. Trentesaux & T. Garlan (Editors), *Marine Sandwave Dynamics*, International Workshop, Université de Lille 1, pp. 227-234.
- Xjharde, R. & Long, B., 2004. Mapping coastal erosion and geohazards using Lidar and videogrammetry techniques: an application in Baie-des-Chaleurs (Gaspesia, Quebec), *Geo-Engineering for the Society and its Environment*. 57th Canadian Geotechnical Conference and the 5th joint CGS-IAH Conference, Quebec, Canada.
- Xu, X. & Oda, M., 1999. Surface-water evolution of the eastern East China Sea during the last 36 000 years. *Marine Geology*, 156: 285-304.
- Yang, C.S., 1985. On the origin of Jianggang radial sand ridges in the Yellow Sea. *Mar. Geol. Quat. Geol.*, 5(3): 35-44 (in Chinese).
- Yang, C.S., 1989. Active, moribund and buried tidal sand ridges in the East China Sea and the southern Yellow Sea. *Marine Geology*, 88: 97-116.
- Yang, C.S. & Sun, J., 1988. Tidal sand ridges on the East China shelf. In: P.L. De Boer, A. Van Gelder & S.D. Nio (Editors), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp. 23-38.
- Zhang, J., Huang, W. & Liu, M., 1994. Geochemistry of major Chinese river-estuary systems. In: D. Zhou (Editor), *Oceanology of China Seas*. Kluwer Academic, Dordrecht, pp. 179-188.
- Zhang, J., Yu, Z.G., Wang, J.T., Ren, J.L., Chen, H.T., Xiong, H., Dong, L.X. & Xu, W.Y., 1999. The subtropical Zhujiang (Pearl River) estuary: nutrients, trace species and their relationship to photosynthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49: 385-400.
- Zhang, P., Molnar, P. & Downs, W.R., 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 410: 891-897.
- Zhou, C. & Sun, J., 1981. On the genesis of the shoal off north Jiangsu. *Mar. Geol. Res.*, 1(1): 83-91 (in Chinese).

Annexe

Premières pages des articles publiés dans des revues internationales à comité de lecture et à large diffusion.

Liste des articles pris en compte :

- 1 - Trentesaux, A., Berné, S., De Batist, M. et Chamley, H., 1993.- Architecture interne d'un banc sableux de la Mer du Nord méridionale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (II)*, 316: 99-106.
- 2 - Berné, S., Trentesaux, A., Stolk, A., Missiaen, T. et De Batist, M., 1994.- Architecture and long term evolution of a tidal sandbank: The Middelkerke Bank (southern North Sea). *Marine Geology*, 121: 57-72.
- 3 - Houthuys, R., Trentesaux, A. et De Wolf, P., 1994.- Storm influences on a tidal sandbank's surface (Middelkerke Bank, southern North Sea). *Marine Geology*, 121: 23-41.
- 4 - Trentesaux, A., Stolk, A., Tessier, B. et Chamley, H., 1994.- Surficial sedimentology of the Middelkerke Bank (southern North Sea). *Marine Geology*, 121: 43-55.
- 5 - Trentesaux, A., Stolk, A., Berné, S., 1999.- Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea. *Marine Geology*, 159: 253-272.
- 6 - Tribovillard, N., Trichet, J., Défarge, Ch. et Trentesaux, A., 1999.- Jurassic lagoonal environments and quasi-abiotic platy limestone accumulation: microbial interventions. *Sedimentology*, 46 (6), 1183-1197.
- 7 - Tribovillard, N., Trentesaux, A., N., Trichet, J. et Défarge, Ch., 2000.- Lagoonal, organic matter-rich, laminated carbonate of Orbagnoux (Jura Mountains, France): a Jurassic counterpart for present-day Kopara of Pacific Ocean atolls. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 156 (3/4), 277-288.
- 8 - Le Bot, S., Trentesaux, A., Garlan, T., Berné, S. et Chamley, H., 2000.- Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroit du Pas-de-calais. *Oceanologica Acta*, 23 (2), 129-141.
- 9 - Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazielles, V. et Tribovillard, N. 2001.- Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary Research*, 71 (5), 858-862.
- 10 - Berné, S., Vagner, P., Guichard, F., Lericolais, G., Liu, X., Trentesaux, A., Yin, P., Hil, H.I., 2002. Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. *Marine Geology*, 188, 293-315.
- 11 - Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A. et Tribovillard, N. 2002. - Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova*, 14(4): 225-232.
- 12 - Trentesaux, A., Liu, Z., Colin, C., Boulay, S. et Wang, P., 2003. Pleistocene paleoclimatic cyclicity of southern China : Clay mineral evidence recorded in the South China Sea (ODP Site 1146). *ODP, Scientific Results, Vol. 184. College Station, TX.* http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/210/210.htm
- 13 - Liu, Z., Trentesaux, A., Clemens, S. C., Colin, C., Wang, P., Huang, B. et Boulay, S., 2003. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. *Marine Geology*, 201, 133-146.
- 14 - Boulay, S., Colin, C., Trentesaux, A., Pluquet, F., Bertaux, J., Blamart, D., Bühring, C. et Wang, P., 2003. Mineralogy and sedimentology on Pleistocene sediment in the South China Sea (ODP Site 1144). *ODP Scientific Results, Vol. 184. College Station, TX.* http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/211/211.htm
- 15 - Liu, Z., C. Wang, A. Trentesaux, X. Zhao, H. Yi, X. Hu, and W. Jin, 2003. Paleoclimate Changes during the Early Oligocene in the Hoh Xil Region, Northern Tibetan Plateau, *Acta Geologica Sinica*, 77, 504-513.
- 16 - Tribovillard, N., Ramdani, A., Trentesaux, A., 2004. Controls on organic accumulation in Upper Jurassic shales of Northwestern Europe as inferred from trace-metal geochemistry. In Harris, N. (ed.) *The deposition of Organic-Carbon-Rich Sediments: Models, Mechanisms, and Consequences.* SEPM Spec. Public. 82, 145-164.

- 17 - Le Bot, S. et Trentesaux, A., 2004. Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tidal and wind-driven processes (Dover Strait, northern France). *Marine Geology*, 211, 1-2, 143-168
- 18 - Liu, Z., Colin, C., Trentesaux, A., Siani, G., Frank, N., Blamart, D., Farid, S., 2005. Late Quaternary climatic control on erosion and weathering in the eastern Tibetan Plateau and the Mekong Basin. *Quaternary Research*, 63, 316-328.
- 19 - Liu, Z., Colin, C., Trentesaux, A., Blamart, D., Bassinot, F., Siani, G. and Sicre M.-A., 2004. Erosional history of the eastern Tibetan Plateau since 190 kyr ago: clay mineralogical and geochemical investigation from the southwestern South China Sea. *Marine Geology*, 209, 1-4. 1-18.
- 20 - Tribouvillard, N., Trentesaux, A., Ramdani, A., Baudin, F., Riboulleau, A., soumis. Contrôles de l'accumulation de matière organique dans la Kimmeridge Clay Formation (Jurassique supérieur, Yorkshire, G.B.) et son équivalent latéral du Boulonnais : l'apport des éléments traces métalliques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, soumis.
- 21 - Liu, Z., Colin, C. et Trentesaux, A., 2005. Major element geochemistry of glass shards and minerals of the Youngest Toba Tephra in the southwestern South China Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*. SOUS PRESSE
- 22 - Boulay, S., Colin, C., Trentesaux, A., Franck, N. & Liu, Z., 2005. Sediment sources and East Asian monsoon intensity over the last 450 ky. Mineralogical and geochemical investigations on South China Sea sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228, 260-277.

Architecture interne d'un banc sableux de la Mer du Nord méridionale

Alain TRENTESAUX, Serge BERNÉ, Marc DE BATIST et Hervé CHAMLEY

Résumé – Des nouvelles données de sismique très haute résolution ont été recueillies sur un banc sableux de la Mer du Nord. L'observation de sa structure interne permet de proposer une séquence de mise en place complexe et polyphasée de ce corps sédimentaire.

Internal structure of a tidal sand bank in the southern North Sea

Abstract – New very high resolution seismic data have been collected on a sand bank in the Southern North Sea. By the interpretation of its internal structure, we propose a complex and polygenetic history for the origin and evolution of this sand-body.

Abridged English Version – The origin of platform sand banks is still controversial. Different authors have been led to distinguish bodies whose origin is attributed either to waves or to tidal currents. The Atlantic coast of the United States and the Southern North Sea provide modern examples of these two types ([1], [2]). While the first studies were focused on the morphologic descriptions of the bodies, only a few works proposed a theory for their buildup ([7], [8]) or gave information on their internal structure [10]. We propose here to depict the results of a high resolution seismic study of the internal structure of the Middelkerke Bank, one of the numerous sand bodies of the southern North Sea ([11], [12]).

The Middelkerke Bank, one of the Flemish Banks (*Fig. 1*), is 15 km long, 3 km wide for a maximal thickness of 25 m. Its present depth varies between -4 and -20 m. The analysis of the seismic profiles obtained by a high resolution comb-sparker allows the Tertiary and Quaternary formations to be distinguished. The limit is well marked on the profiles and corresponds to the transition between the Eocene Ieper clay and the Quaternary deposits [13]. The surface between the two units forms a subhorizontal unconformity incised by paleochannels belonging to the Oostende valley complex ([14], [15]).

The Quaternary has been divided into seven main seismic units called U1 to U7. A borehole of 13.75 m, drilled by the Belgian Geological Survey in the Middelkerke Bank area [16] (*Fig. 2c*), and reaching the Tertiary, allows us to establish a stratigraphic column and to identify five units (*Fig. 3*). The lower boundary of the Quaternary is outlined by a coarse layer with rounded flint pebbles and marcssite debris. The two first units (U1 and U2) contain numerous humic and clay particles. These units fill in paleochannels. The unit U3 is mainly composed of shell-rich medium sand. The seismic unit identified on the profiles has only a few internal reflectors and has a strong top reflector. This last reflector corresponds to a flint pebble layer in a sand matrix. This seismic and stratigraphic marker is overlain by 4 m of medium to fine (fining upward) sand, rich in shell debris and cross-stratifications. The corresponding unit U4 contains a lot of prograding reflectors. The three last metres (U6) consist mainly of fine sand with bioturbations and clay layers and of medium-sized shelly sand.

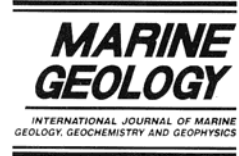
The formation history of the bank may be divided into 3 main stages. 1. First occurred a filling of the channels of the Oostende Valley [14]. The environment was fluvial or estuarine as shown by the high content of humic material. 2. The second stage corresponds

Note présentée par Jean DERCOURT.



ELSEVIER

Marine Geology 121 (1994) 57–72



Architecture and long term evolution of a tidal sandbank: The Middelkerke Bank (southern North Sea)

S. Berné ^a, A. Trentesaux ^b, A. Stolk ^c, T. Missiaen ^d, M. de Batist ^d

^a *Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), Département Géosciences Marines, B.P. 70, 29280 Plouzané Cédex, France*

^b *Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, Université des Sciences et Techniques de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex, France*

^c *Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht (IMAU), Department of Physical Geography, Utrecht University, P.O. Box 80115, 3508 TC Utrecht, The Netherlands*

^d *Renard Centre of Marine Geology, Seismostratigraphy Unit, University of Gent, Krijgslaan 281, S8 B, 9000 Gent, Belgium*

Received 1 February 1994; revision accepted 21 June 1994

Abstract

The internal structure of the Middelkerke Bank (one of the Flemish Banks located in the southern North Sea off the coast of Oostende, Belgium) has been studied in the framework of the Marine Science and Technology (MAST) program co-funded by the European Community. A dense grid of high and very high resolution seismic profiles has been used, as well as several vibrocoring. Seven major seismic units can be identified in the Quaternary sediments, bounded by major discontinuities correlated across the whole study area. The lower units clearly appear as being deposited during periods of relative low sea level (channel infillings, shoreface, estuarine and/or ebb-tidal delta deposits). The present shape of the bank results partly from recent erosional processes, reworking the underlying deposits. Thus, the lower part of the bank as a morphological feature does not consist of "offshore tidal sands". The master bedding of the upper part of the bank consists of inclined reflectors, dipping at an angle of about 5° in the same direction as the bank's "steep" face. These reflectors, very similar to those described by Houbolt (1968), are interpreted as being the result of alternating periods of deposition and erosion related to the episodic combination of tidal currents and storms.

1. Background

Since the pioneering work by Houbolt (1968) in the Southern Bight of the North Sea, very little progress has been made in the recognition of the internal structure of tidal sand banks (also called "tidal sand ridges" by some authors), mainly because of technical difficulties encountered while investigating such deposits. The seismic records of this author indicated that the master bedding of the Well Bank and of the Smith Knoll consisted

of inclined reflectors parallel to the steeper face of the bank, with a dip of about 5°. Short cores evidenced that these surfaces bounded smaller sets of cross bedding (with angles of dip up to 32°), related to the migration of superimposed dunes, moving down—or parallel to—the "lee" side of the bank.

Based on morphological studies, a more speculative—but not very different—structure was proposed by McCave and Langhorne (1982) for the Haisborough Sand, also in the southern North



Storm influences on a tidal sandbank's surface (Middelkerke Bank, southern North Sea)

Rik Houthuys^a, Alain Trentesaux^b, Peter De Wolf^c

^a *Eurosense Belfotop N.V., Nervierslaan 54, B-1780 Wemmel, Belgium*

^b *Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, U.R.A. 719 CNRS, Université de Lille 1, F-59655 Villeneuve d'Ascq, Cédex, France*

^c *Coastal Harbours Service, Vrijhavenstraat 3, B-8400 Oostende, Belgium*

Received 1 February 1994; revision accepted 22 June 1994

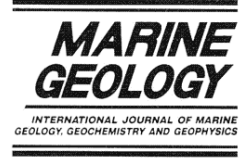
Abstract

The results are presented of two types of “pre-storm” and “post-storm” surveys, carried out on the Middelkerke Bank (southern North Sea). The first type of survey was planned to detect detailed morphological changes in two selected areas of the bank totalling 3 km²; for the survey in these shallow waters to be completed in a fast and accurate way, use was made of a special hovercraft-based hydrographic system. The other type of survey concerned grab samplings covering the sandbank in order to study spatial variations in surficial grain size. The pre-storm and post-storm morphological surveys showed that small and medium dunes disappear under stormy conditions. A 5 m westerly displacement of most of the large and very large dunes has been interpreted as the result of bedform migration under normal (fair-weather), locally dominant ebb flow. The lowering of the large dunes' crests by up to 1.2 m is considered an effect of the storms. The accretion of the lower part of the northwestern flank is attributed to the deposition of sand, derived from shallow parts of the sandbank during storms. The grain-size surveys showed that especially the central and northern parts of the sandbank were affected by grain-size changes, the northwestern flank showing a clear coarsening and the landward southeastern flank a fining with respect to the fair-weather situation. It is put forward that the waves approaching from the north cause an extra winnowing on the exposed flank of the bank. On the southeastern flank of the bank, which is better protected against the wave action, fine particles are then deposited.

1. Introduction

The morphology and regional setting of the Flemish Banks are described by Lanckneus et al. (1994-his volume). Many papers and publications agree on the fact that sandbanks like the Flemish Banks are heavily determined by their setting in a pronounced tidal environment. The Flemish Banks are widely considered as mainly maintained (if not shaped) by tidally induced forces (Stride, 1982). The spring tidal range in the area amounts to nearly 5 m, while peak near-surface ebb and flood

velocities are of the order of 1 m s⁻¹. The influence of wave-induced forces is relatively unknown. Due to the bank's shallowness, a strong influence of wave action is, however, expected. Water motion and related forces on sediment due to wind waves are extremely complex to describe. In this field, observations from controlled experiments together with time-averaged wave and current measurements are employed in an attempt to make predictions or model the impact on sediment transport and bed morphology. In wave-related sedimentology especially, there is a sore need for reliable field



Surficial sedimentology of the Middelkerke Bank (southern North Sea)

Alain Trentesaux^a, Ad Stolk^b, Bernadette Tessier^a, Hervé Chamley^a

^a *Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, U.R.A. 719 CNRS, Université de Lille I, SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France*

^b *Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht (IMAU), Department of Physical Geography, Utrecht University, P.O. Box 80115, 3508 TC Utrecht, The Netherlands*

Received 1 February 1994; revision accepted 2 August 1994

Abstract

Detailed surficial investigations over the Middelkerke Bank, a tidal sand bank in the southern North Sea, revealed the relationship between morphology, surficial structures and grain-size parameters. Data from 85 grab samples all over the bank show that on a bank normal profile, the coarser, CaCO₃ rich and badly sorted sediments are generally located near the highest point of the bank, seaward at the northern end and landward at the southern end. Sedimentary structures were studied from 239 boxcores sampled on all the morphological units of the bank: crest, flanks and adjacent channels. In the shallower parts, foreset beds are preserved while in the deeper zones, intense bioturbation arises and destroys any structure. The combination between these data and the virtual absence of wave-induced structures indicates that the main agents responsible for the bank shaping are the tidal currents.

1. Introduction

Tidal sand banks are sedimentary bodies distributed on most continental platforms of large size where local conditions provide active currents and sediment supply. Since Van Veen (1936), many authors focused their studies on the banks located in the southern part of the North Sea. Because of their location near the coasts, these banks are potential areas for sand exploitation or mineral concentrations (De Moor and Lanckneus, 1992) and constitute fish production areas. The shallowness of the crests may induce problems for coastal navigation. The cause of the distribution of surficial sediments on sand banks still remains controversial because previous studies rarely focused on a single bank using a multidisciplinary approach.

In order to go further in our knowledge about

these coastal sand banks, the Middelkerke Bank that forms one of the Flemish Banks was selected as an investigation area (Lanckneus et al., 1994-this volume). It is an elongated body of about 12 km long, and 1.5 km wide. The depth related to the mean lowest low-water spring (MLLWS) varies between –20 m in adjacent channels and –4 m at the top of the bank. From a hydrodynamic point of view, the study area is characterized by a macro tidal regime, the tidal range approaching 5 m during spring tides. Tidal currents are slightly oblique with regard to the bank elongation and their velocity may exceed 1 m s⁻¹ during spring tides (Stolk, 1993).

The Middelkerke Bank has been the subject of a multidisciplinary study in the framework of the MAST-1 (MARine Science and Technology) project called RESECUSED (RELationship between

Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea

Alain Trentesaux^{a,*}, Ad Stolk^{b,1}, Serge Berné^{c,2}

^a *Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, URA 719 CNRS, Université des Sciences et Technologies de Lille SN5, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France*

^b *Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht, Dept. of Physical Geography, Utrecht University, P.O. Box 80 115, NL 3508 TC Utrecht, Netherlands*

^c *Laboratoire Environnements Sédimentaires, DRO / GM, IFREMER, Centre de Brest, B.P. 70-F-29 280 Plouzané Cedex, France*

Accepted 14 December 1998

Abstract

A set of 125 vibrocores collected on the basis of a dense grid of high and very high resolution seismic coverage over a tidal sand bank (the Middelkerke Bank) provides a unique opportunity to reconstruct the stratigraphy and sedimentary facies succession of such a large tidal sand body. Five sedimentary facies are distinguished. They range from clay to pebble and display various types of bedding and lithologies corresponding to different depositional environments. A succession of four Late Quaternary units are defined on the basis of the stratigraphic framework given by the seismic grid. The first unit represents the infill of a palaeovalley system by tidally influenced sedimentary facies. It is followed by extensive and thick lagoonal or sub-tidal deposits. The third unit reveals the development of a landward prograding storm-dominated sand bar. This unit is dominated by clean fine sand. The last unit corresponds to the present-day tidal sand-bank. It shows the typical offshore tidal sand bank facies (cross-bedded sand) prograding in an offshore direction. Like other banks located in a more offshore position, the Middelkerke Bank is a composite bank incorporating facies which do not occur in 'classic' tidal sand banks. © 1999 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: North Sea; tidal sand bank; sediments

1. Introduction

Sand banks or sand ridges are observed in numerous modern shelves. They are elongated sedimentary

bodies, typically many kilometres in length, a few kilometres in width and several tens of metres in height. In contrast to the so-called banner banks or the US nearshore ridges, the tide-dominated sand banks are aligned more or less parallel to the coast and oblique to the peak tidal flow at angles between 0 and 20° (Kenyon et al., 1981). Their large volumes and high porosity sediments would make these bodies potential targets for hydrocarbon exploration if they were preserved in the geological record. A number of North American oil fields such as the

* Corresponding author. E-mail: alain.trentesaux@univ-lille1.fr

¹ Present address: Ministry of Transport, Public works and Water Management, North Sea Directorate, P.O. Box 5807, NL 2280 HV Rijswijk, The Netherlands. E-mail: a.stolk@dnz.rws.minvenw.nl

² E-mail: sberne@ifremer.fr

Jurassic lagoonal environments and quasi-abiotic platy limestone accumulation: microbial interventions

NICOLAS TRIBOVILLARD*, JEAN TRICHET†, CHRISTIAN DÉFARGE† and ALAIN TRENTESAUX*

*Université Lille 1, Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, UMR CNRS 8577, Bâtiment SN5, F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France (E-mail: Nicolas.Tribovillard@univ-lille1.fr; Alain.Trentesaux@univ-lille1.fr)

†Université d'Orléans, UMR CNRS 6531, Laboratoire de Géologie de la Matière Organique, F-45067 Orléans cedex 2, France (E-mail: Jean.Trichet@univ-orleans.fr; Christian.Defarge@univ-orleans.fr)

ABSTRACT

Within the regressive sequence (eustatic sea-level fall) that characterizes the French Southern Jura carbonate platform during the Kimmeridgian, a succession of three facies (called here units 1–3) may be observed in a palaeolagoon near Orbagnoux. Unit 1 is a shallow-water, intensely burrowed, carbonate deposit; unit 2 (consisting of laminated, organic matter-rich carbonate) represents a shallow lagoonal environment, prone to stromatolite development and organic matter accumulation; unit 3 consists of platy limestones almost devoid of identifiable biota. Trace element distributions indicate that depositional and early diagenetic conditions must have been reducing during deposition of unit 1 and, especially, unit 2, whereas they were much less reducing during deposition of unit 3. However, the latter does not contain body or trace fossils, with the exception of structures interpreted as calcified bacteria. The reasons why the apparently normal marine environment of unit 3 did not allow a normal biota to develop are explored and lead us to propose that: (i) unit 2 may be a Jurassic counterpart of modern kopara deposits (stromatolites of French Polynesian atolls); and (ii) unit 3 may be the result of palaeokopara reworking. This model invokes the extensive intervention of microbes in the formation of these carbonate deposits.

Keywords Bacteria, Jura, Kimmeridgian, kopara, platy limestone, stromatolites.

INTRODUCTION

During the Late Jurassic, the area that is now the French Southern Jura was a carbonate platform, which underwent a shallowing trend from pelagic to paralic deposition (Bernier, 1984). During this relative sea-level fall, a barrier reef developed and produced an isolated shallow lagoon. When circulation was most reduced, bituminous laminites formed in this lagoon. Such organic-rich sediments are encountered in the vicinity of the small hamlet of Orbagnoux (Fig. 1). This potential petroleum source rock has been studied extensively by several authors (Riche, 1904; Gubler & Louis, 1956; Bernier & Courtinat, 1979; Bernier, 1984; Courtinat, 1989; Gorin *et al.*, 1989; Bernier

et al., 1991; Tribovillard *et al.*, 1991, 1992, 1994; Mongenot *et al.*, 1997; Tribovillard, 1998), who have concluded that the organic-rich facies was deposited as a result of: enhanced phytoplankton production in a very quiet depositional environment; the presence of cyanobacterial activity, which developed biofilms at the sediment surface; and a pronounced scarcity of reactive iron that allowed the early vulcanization of organic matter. The aim of the present paper is to examine the sediments that lie immediately above and below the bituminous laminites. A comparison between the facies of these strata and that of the bituminous laminites will help to determine which factors allowed or precluded the deposition of the organic-rich facies.



ELSEVIER

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 156 (2000) 277–288

A Jurassic counterpart for modern kopara of the Pacific atolls: lagoonal, organic matter-rich, laminated carbonate of Orbagnoux (Jura Mountains, France)

N. Tribovillard ^{a,*}, A. Trentesaux ^a, J. Trichet ^b, C. Défarge ^b

^a Université Lille 1, UMR CNRS 8577, Laboratoire de Sédimentologie and Géodynamique, bâtiment SN5 - 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

^b Université d'Orléans, UMR CNRS 6531, Laboratoire de Géologie de la Matière Organique, bâtiment Géosciences, 45067 Orléans Cedex, France

Received 15 March 1999; received in revised form 22 July 1999; accepted for publication 23 September 1999

Abstract

Two types of laminated sediments are compared in this paper: the Kimmeridgian bituminous laminites of Orbagnoux (French Southern Jura Mountains) and the present-day 'kopara' of the French Polynesia atolls or Kiritimati (Christmas) Island from the Pacific Ocean. The kopara is made of laminated sediments, several tens of centimetres thick, that cover the floors of most shallow (<2 m deep) lakes and ponds on the rims of atolls in the Tuamotu Archipelago and Society Islands. The millimetre-scale laminations come from the alternation of organic-rich and CaCO₃-rich laminae. The top few centimetres host a succession of bacterial populations, from aerobic to strictly anoxic. Most carbonate grains are precipitated in situ, due to bacterial activity (s.l.). The Kimmeridgian bituminous laminae of Orbagnoux are partly made of flat stromatolites that show many similarities with the kopara. This analogy allows us to refine the interpretation of the Southern Jura platform where laminated, organic matter-rich, carbonates were deposited in many places. © 2000 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: bacteria; Kimmeridgian; laminated sediments; (palaeo-) lagoonal environment

1. Introduction

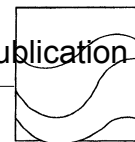
The Kimmeridgian, laminated, organic matter (OM)-rich carbonates of Orbagnoux (a small hamlet in the French southern Jura Mountains) were deposited in a lagoonal environment, within a large carbonate platform, sheltered by a well-developed reef barrier (Figs. 1 and 2; Bernier, 1984). This site is presently mined for the organic-sulphur

compounds, extracted in large amounts from this facies, and the strata are called the Laminites bitumineuses (bituminous laminites). These peculiar deposits have been extensively studied by many authors (see below). Thus, a comprehensive set of data is now available about these bituminous laminites, which allows a thorough comparison with modern, OM-rich, laminated material: the so-called kopara of the French Polynesian atolls and equivalent material from Kiritimati Island (Pacific Ocean). A modern analogue for the bituminous laminites has previously not been identified.

Late Kimmeridgian was a time when lagoonal/peritidal, bacterially influenced facies were

* Corresponding author. Tel.: +33-32043-4100; fax: +33-320434910.

E-mail address: nicolas.tribovillard@univ-lille1.fr (N. Tribovillard)



Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroit du Pas-de-Calais

Sophie LE BOT ^{a*}, Alain TRENTESAUX ^a, Thierry GARLAN ^b, Serge BERNE ^c, Hervé CHAMLEY ^a

^a Laboratoire de sédimentologie et géodynamique, UMR 8577 CNRS, université des sciences et technologies de Lille, bâtiment SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France

^b Epsom, section géodésie–géophysique, BP 426, 29275 Brest cedex, France

^c Ifremer, Centre de Brest, laboratoire environnements sédimentaires, DRO/GM, BP 70, 29280 Plouzané cedex, France

Reçu le 20 octobre 1998, reçu en forme révisée le 30 août 1999, accepté le 24 octobre 1999

Abstract – Influence of storms on tidal dune mobility in the Strait of Dover. The present paper deals with dune dynamics in a zone of the Strait of Dover located in the sea lane running into the North Sea. The dunes, widespread in this 35-m depth area, are mobile sedimentary structures (up to 40 m·yr⁻¹) that culminate at a maximum of 22 m depth and endanger navigation as well as submarine man-made structures (cables, pipelines). Single- and multibeam bathymetric data, coupled with seismic data, allow us to follow dune displacements over different time scales. A net bedload parting zone has been displayed and divides the area into two parts, SE and NW. However, according to the considered time-scale, dune movements present variations in intensity and direction. Over a long-term period (decades), sedimentary dynamics fit the regional scheme of the residual tidal currents that induce transport toward the SW and the NE in the respective SE and NW parts of the studied area. Over a medium-term period (several years), meteorological data show that a high frequency of storm winds alters the residual sand transport characteristics by strengthening, slowing or reversing the effect of the tidal currents and can lead to the reversal of dune asymetry. © 2000 Ifremer/CNRS/IRD/Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Strait of Dover / sedimentary dynamics / tidal dunes / storms

Résumé – Cet article traite de la dynamique des dunes de sable dans une zone du détroit du Pas-de-Calais située dans le rail de navigation débouchant en mer du Nord. Les dunes de sable, répandues dans ce secteur, sont des structures sédimentaires mobiles (jusqu'à 40 m·an⁻¹) qui culminent jusqu'à 22 m de profondeur et mettent en danger la navigation ainsi que les ouvrages sous-marins (câbles, pipelines). Les données de bathymétrie mono- et multifaisceaux, couplées aux données de sismique, permettent de suivre les déplacements des dunes à différentes échelles de temps. Une zone de divergence du transport sédimentaire a été mise en évidence et divise la zone en deux secteurs, SE et NW. Toutefois, selon l'échelle de temps considérée, les mouvements dunaires présentent des variations en intensité et en direction. Sur le long terme (à l'échelle de la décennie), la dynamique sédimentaire se calque sur le schéma régional des courants de marée résiduels qui induisent des transports sédimentaires vers le SW et le NE dans les secteurs respectifs SE et NW de la zone d'étude. Sur le moyen terme (à l'échelle de quelques années), les données météorologiques montrent qu'une forte fréquence des vents de tempête peut modifier les caractéristiques du transport résiduel sableux en renforçant, en ralentissant ou en inversant l'effet des courants de marée et peut conduire à l'inversion de l'asymétrie des dunes. © 2000 Ifremer/CNRS/IRD/Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

détroit du Pas-de-Calais / dynamique sédimentaire / dunes tidales / tempêtes

* Correspondance et tirés à part: sophie.le-bot@univ-lille1.fr

RESEARCH METHODS PAPERS

CARBONATE GRAIN-SIZE DISTRIBUTION IN HEMIPELAGIC SEDIMENTS FROM A LASER PARTICLE SIZER

ALAIN TRENTESAUX, PHILIPPE RECOURT, VIVIANE BOUT-ROUMAZEILLES, AND NICOLAS TRIBOVILLARD

*Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, UMR 8577 CNRS, Université des Sciences et Technologies de Lille, SN5, F-59 655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France
e-mail: alain.trentesaux@univ-lille1.fr*

ABSTRACT: Laser grain-sizer instruments provide the opportunity to study the grain size distribution of sediments across a wide size range in a short time. Automatic measurements can therefore be made, on a routine basis, for a great number of samples. Oceanic studies have proved the utility of these methods in characterizing both climatic changes and changes in sediment provenances. In addition, carbonate content is estimated either directly by CaCO_3 measurement, by visual observations, or by proxies such as sediment color reflectance. Nevertheless, the grain size distribution of the carbonate fraction is still a matter of speculation, and only optical observations can distinguish the nature of each carbonate fraction. Here we present the improvements on a method to study rapidly, with a high resolution, the grain size distribution of the carbonate fraction by use of a laser grain-sizer. We describe the basic methodology and apply it to an example from the Pleistocene of the Northern Atlantic Ocean.

INTRODUCTION

In paleoceanographic studies, grain size distribution and carbonate content are often examined. The first parameter is derived by a number of methods, each having some advantages and drawbacks. It provides valuable information on the depositional mechanisms (Clemens and Prell 1990; Rea and Hovan 1995; Prins 1997; Kaiho 1999; Wang et al. 1999) and sea-floor currents (Pudsey 1992; Faugères and Stow 1993; McCave et al. 1995a; McCave et al. 1995b; Diekmann and Kuhn 1997; Michels 2000). Carbonate content is usually obtained by chemical digestion, X-ray diffraction, and, more recently, the use of sediment color reflectance as a proxy for carbonate content (Blum 1997; Balsam et al. 1999).

In this paper, we discuss a method that facilitates rapid measurement of the two parameters with a good degree of accuracy, including the grain size distribution of the carbonate fraction. The method uses a wide-range laser diffraction size analyzer. A brief application is presented on samples from a Pleistocene climatic transition in Northern Atlantic sediments from an Ocean Drilling Program core. This method offers a good alternative to some classical measurements performed through smear-slide observations or differential chemical digestions and microscopic observations (Diekmann and Kuhn 1997).

METHOD

Measurement Principle

For this study, grain size parameters were determined using a Malvern Mastersizer X apparatus. Other manufacturers exist, and in all cases the instruments use the diffraction of a laser light in a cell filled with the sample in suspension in a dispersant (usually deionized water). The diffraction angle is inversely proportional to the grain size and is measured with a photoelectric cell. A series of algorithms are then used to calculate a grain size distribution curve assuming a spherical shape of the particles. For these instruments, manufacturers indicate that typical accuracy is less than 2% for grain sizes between 900 and 5 μm and decreases to about 6% for finer grain sizes. Manufacturers' reported precision is 2%. The measurement principle is well explained in McCave et al. (1986) and Agrawal et al. (1991).

The relative advantages or drawbacks of this technique and other grain-size analyzers have been well documented (McCave and Syvitski 1991; Loizeau et al. 1994; Kench and McLean 1997; Konert and Vandenberghe 1997; Beuselinck et al. 1998). Among the advantages that led us to choose this technique instead of others is the good precision and the rapidity of the measurement, allowing the study of large sample sets. Four lenses are available, depending on the estimated grain size distribution: 45, 100, 300, and 1000 mm, respectively for 0.1 80, 0.5 180, 1.2 600, and 4.0 2000 μm , respectively. The 100 mm lens was selected because it was the most suitable for our tests.

Sample Preparation

In the case of a coarse fraction, the sediment can be gently sieved under deionized water. Samples were first put in suspension in deionized water and then gently shaken for two hours to achieve disaggregation. For organic-rich sediments, it might be interesting to use H_2O_2 to oxidize organic matter and to break up the floccules; this has not been tested in our studies. In contrast to the treatment proposed by Loizeau et al. (1994), sonication was not used to complete the sediment dispersion. Measurements showed that after more than two hours of gentle shaking, the suspended sediment is well disaggregated. Moreover, the use of ultrasonic dispersion has a dramatic effect on some particles containing trapped water inclusions, such as foraminifers or vesicular volcanic glass. Repeated measurements after increasing periods of ultrasonic dispersion clearly demonstrate the disintegration of the foraminifer tests and vesicular glass particles, leading to a decrease in the mean sediment grain size. Broken foraminifer tests can subsequently be observed in residues on smear slides.

The suspension is then gently poured into the fluid module of the granulometer, filled with tap water. Tap water was chosen rather than degassed water for reasons of simplicity. The background noise introduced by the degassing water (Loizeau et al. 1994) is nevertheless small and is included in the measured background that is later subtracted from the total measurement. Ultrasonics is used before pouring the sediment in order to decrease the degassing time. The final suspension has a concentration varying from 10^{-4} to 0.1% (expressed as a relative volume concentration). Measurement begins after two minutes of continuous stirring to allow most of the air bubbles created by the sediment introduction to escape.

Measurement and Calculations

Grain-size distribution is calculated using the refractive index of quartz (1.56) for the sediment and 1.0 for the water. After measurement, the data are saved in a file containing all percentiles and a variety of calculated parameters. Each size class i is characterized by an amount noted $T(i)$. The computer software also computes a cumulative and frequency histogram for each sample. The data are transferred to a spreadsheet using a macro that samples the data at increments chosen by the user (in our case, $\Phi/6$). Φ (phi) is the negative logarithm to the base 2 of the particle diameter in millimetres.

Distribution of the Carbonate Fraction.—The major advantage of a laser diffraction grain-size analyzer is the ability to measure a sediment suspended in water. This allows the addition of the necessary amount of hydrochloric acid (HCl) to dissolve the calcium carbonate contained in the sediment, an approach already used by McCave et al. (1986) to characterize the non carbonate fraction. HCl is added in excess to the suspension, verified by stabilization of the measured pH at a value of 1 for more than one minute. The instrument does not suffer from the acid conditions, because the main parts are made of Teflon, glass, or stainless steel. A repeat measurement is performed after acid digestion to obtain a "non carbonate fraction" grain-size distribution. For each size class i , the decarbonated fraction is expressed as $D(i)$.

After transferring data to the spreadsheet, the carbonate fraction $C(i)$ is calculated by the formula

$$C(i) = T(i) - D(i) \times (1 - \text{CaCO}_3) \quad (1)$$

derived from McCave et al. (1995b), where $C(i)$ is the calcium carbonate fraction of the size class i , $T(i)$ is the total sediment fraction of size class i , $D(i)$ is the decarbonated sediment fraction of size class i , and CaCO_3 is the calcium carbonate content in the sediment, as described next.

Calculation of the CaCO_3 Percentage.—Although it is possible to measure the CaCO_3 content by classical chemical techniques, we found that the Malvern Mastersizer was able to calculate automatically the carbonate content of a sediment measured first as a total sediment and then as a decarbonated sediment. Among the different parameters measured by the instrument, "obscurator" corresponds to the loss of transmitted light intensity due to the presence of particles in suspension. For



ELSEVIER

Marine Geology 188 (2002) 293–315


www.elsevier.com/locate/margeo

Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea

Serge Berné^{a,*}, Pierre Vagner^b, François Guichard^b, Gilles Lericolais^a,
Zhenxia Liu^c, Alain Trentesaux^d, Ping Yin^c, Hi Il Yi^e

^a IFREMER, DROIGM, P.O. Box 70, 29280 Plouzané, France

^b LSCE, Domaine du CNRS, Batiment 12, Avenue de la Terrasse, P.O. Box 1, 91198 Gif-sur-Yvette cedex, France

^c First Institute of Oceanography, SOA, P.O. Box 98, Xian Xia Ling Road, High Technology Industrial Park,
Qingdao 266061, PR China

^d Sedimentologie et Geodynamique, Université de Lille 1-SN5, F-59655 Villeneuve d'Ascq, France

^e Paleoceanographic Environmental Research Center (PERC), Korea Ocean Research and Development Institute,
Ansan 1270, South Korea

Received 11 December 2001; accepted 24 June 2002

Abstract

Tidal sand ridges are common features on modern shelves but only few examples of such preserved sand bodies are described in Pleistocene deposits. In the stratigraphic record, some sand bodies encased in shales, previously interpreted as sand ridges, have been reinterpreted as shoreface deposits. More than 5000 km of high-resolution seismic data from the East China Sea, correlated to geotechnical boreholes and shallow cores, demonstrate the potential of sand ridge preservation and allow reconstruction of the depositional history of Pleistocene fourth order (100-kyr) depositional sequences. A high subsidence rate of about 300 m/Myr allows the preservation of three elementary sedimentary facies, constitutive of a 'motif' which was repeated during glacio-eustatic cycles. They consist of (1) regressive marine prodeltaic prograding wedges, (2) estuarine and continental (deltaic) facies, and (3) transgressive sand ridges, similar in shape and orientation to modern sand ridges. Major discontinuities, traceable over the entire outer continental shelf along distances of hundreds of kilometers, are transgressive and regressive surfaces of marine erosion, whereas sequence boundaries formed by fluvial erosion are difficult to identify on this low-gradient shelf. Because of the asymmetry of the Pleistocene glacio-eustatic cycles, most of the preserved sedimentary record (with the exception of sand ridges) corresponds to forced regressive deposits (deposits that formed during a seaward shift of the shoreline due to relative sea-level lowering). © 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: transgressive sand ridges; forced regressions; deltas; Pleistocene

1. Background

Pleistocene seismic and sequence stratigraphy of wave-dominated continental shelves have been extensively studied during the last decade. They provide modern analogs to 'shoreface sands' pre-

* Corresponding author. Tel.: +33-2-98224249;
Fax: +33-2-98224570.

E-mail address: sberne@ifremer.fr (S. Berné).

Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps)

F. Arnaud,^{1,3*} V. Lignier,^{2,3} M. Revel,^{2,4} M. Desmet,^{2,3} C. Beck,^{2,3} M. Pourchet,⁵ F. Charlet,^{1†} A. Trentesaux¹ and N. Tribouvillard¹

¹*Bilan et Processus en Domaine Sédimentaire UMR CNRS, Université de Lille 1, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex,* ²*Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR CNRS 5025,* ³*Université de Savoie, F-73376 Le Bourget du Lac Cedex,* ⁴*Université J. Fourier, F-38400 Saint Martin d'Hères Cedex, France,* ⁵*Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, UMR CNRS 5511, F-38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France*

ABSTRACT

Dating recent lake sediment records yielding disturbed ^{210}Pb profiles has been a problem of wide interest in palaeoclimatic and palaeoseismic studies over the last few centuries. When applied to an alpine lake sedimentary record, a high-resolution sedimentological study reveals that the ^{210}Pb profile is disturbed by the occurrence of single-event deposits triggered by two different mechanisms: flood events deposits and gravity reworking. Removing disturbed layers from the ^{210}Pb profile yields a logarithmic depth–activity relationship. Using a simple ^{210}Pb decay model (CFCS) provides an assessment of mean

accumulation rate of 'continuous sedimentation', as opposed to 'event-linked sedimentation'. The correlation of the thickest four gravity-reworked deposits with historically known earthquakes permits both validation and refinement of the age–depth relationship. This refinement accentuates variations in accumulation rate consistent with post-Little Ice Age climatic variations.

Terra Nova, 14, 225–232, 2002

Introduction

Recent investigations concerning past climate variability (Von Grafenstein *et al.*, 1996; Chapron *et al.* 2002) and/or seismic activity (Doig, 1990; Chapron *et al.*, 1999) over the last millennia have pointed out the importance of sediment records for providing proxy time-series with annual to decadal resolution over a millennial timescale, allowing an accurate chronology to be established (Smith, 2001). Classically, on millennial timescales, sedimentation rate is extrapolated from the last century average rate inferred from ^{210}Pb chronology.

Since the first application of ^{210}Pb radiochronology to lake sediments (Krishnaswamy *et al.*, 1971), it has become an indispensable tool for dating recent sediments (Noller, 2000). Three ^{210}Pb dating models are classically used: the so-called CRS (Constant Rate of Supply; Goldberg, 1963; Appleby and Oldfield, 1978;

Robbins *et al.*, 1978), CIC (Constant Initial Concentration; Pennington *et al.*, 1976) and CFCS (Constant Flux Constant Sedimentation rate; Goldberg, 1963; Krishnaswamy *et al.*, 1971) models. The choice of the appropriate model depends on ^{210}Pb profile shape (Appleby and Oldfield, 1983; Noller, 2000) but in some cases no dating is possible. The interbedding of rapid sedimentation deposits in slow sedimentation deposits is one of the possible causes of this impossibility. As this kind of deposit is of potential interest in palaeoclimatic (Chapron *et al.* 2002) and/or palaeoseismic (Smith and Walton, 1980; Doig, 1990; Doig, 1998; Chapron *et al.*, 1999; Noller, 2000) studies, solving the problem of dating sediment records with nonlinear ^{210}Pb vertical profiles is of wide interest.

In the 87-cm-long core ANT9902, taken in Lake Anterne (northern French Alps), the presence of many instantaneous deposits disturbs the ^{210}Pb profile, precluding the direct use of ^{210}Pb dating methods. The present contribution outlines an original approach, associating sedimentology and radiochemistry, in order to date this sedimentary record. First, a high-resolution sedimentological study applied to single-event deposits develops an understanding of their mechanism of formation. On the basis of the

mechanism determined, computed ^{210}Pb ages may then be correlated with historical events that could have triggered the instantaneous deposits. The ^{210}Pb profile and its estimates of the 'continuous' sedimentation rate may be further refined using the ages of the instantaneous deposits. This approach should thus provide chronostratigraphic marks indispensable to validate any ^{210}Pb geochronology (Smith, 2001).

Setting and analytical methods

Lake Anterne (2061 m) – located in the Sixt-Passy natural reserve, in the northern French Alps (Fig. 1) – is 600 m long, 400 m wide and its maximum depth is about 13 m. It is an oligotroph dimictic lake, ice-covered each winter from November to June. Tributaries essentially run over low-grade metamorphic Jurassic marls and shale. Gilbert-type deltas develop on major tributaries leading to the presence of steep foreset slopes. The 87-cm-long core ANT9902, which is discussed here, is one of the four sediment cores taken in Lake Anterne during the 1999 CALAMAR II coring survey (Desmet and Lignier, 1999). It was taken in the deepest part of the basin at 13.2 m water depth.

The lake's ^{210}Pb activity profile was obtained by measuring the

*Correspondence: Dr F. Arnaud, Bilan et Processus en Domaine Sédimentaire UMR CNRS, Université de Lille 1, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France. E-mail: fabien.arnaud@ed.univ-lille1.fr

†Present address: Renard Centre of Marine Geology, geological institute, Gent University, Gent, Belgium.

Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Rea, D.K., and Clemens, S.C. (Eds.)
Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Volume 184

DATA REPORT: PLEISTOCENE PALEOCLIMATIC CYCLICITY OF SOUTHERN CHINA: CLAY MINERAL EVIDENCE RECORDED IN THE SOUTH CHINA SEA (ODP SITE 1146)¹

Alain Trentesaux,² Zhifei Liu,³ Christophe Colin,⁴
 Sébastien Boulay,⁴ and Pinxian Wang³

ABSTRACT

The preliminary results of a comprehensive study of clay minerals (<2 µm) are presented for the upper 2 m.y. of sediments from Ocean Drilling Program Leg 184 Site 1146 from the northern margin of the South China Sea, close to the Pearl River mouth. More than 500 samples were analyzed, and four main mineral species are present: smectite, illite, chlorite, and kaolinite. On a general basis, illite + chlorite and smectite display anti-correlated behavior in relation to changes in the proportion of primary to secondary minerals in the sediment. Low-frequency and high-frequency changes are observed in the smectite/ (illite+chlorite) ratio.

INTRODUCTION

The South China Sea (SCS) is one of the marginal seas found in the western Pacific Ocean. Sediments typically consist of terrigenous material, biogenic carbonates, and opal, as well as small amounts of volcanic material. The sea is mainly fed by discharges from the Mekong, Red, and Pearl Rivers. However, during past glacial stages, the paleo-Sunda River system may have contributed large amounts of sediment to the

¹Trentesaux, A., Liu, Z., Colin, C., Boulay, S., and Wang, P., 2003. Data report: Pleistocene paleoclimatic cyclicity of southern China: clay mineral evidence recorded in the South China Sea (ODP Site 1146). *In* Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Rea, D.K., and Clemens, S.C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 184, 1–10 [Online]. Available from World Wide Web: <http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/VOLUME/CHAPTERS/210.PDF>. [Cited YYYY-MM-DD]

²UMR PBDS du CNRS, FR 1818. Université des Sciences et Technologies de Lille SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

³Laboratory of Marine Geology, MOE, Tongji University, 1239 Siping Road, Shanghai 200092, People's Republic of China.

⁴Géochimie des Roches Sédimentaires, UMR CNRS-UPS Orsayterre, Université de Paris-Sud., Bat 504, 91405 Orsay Cedex, France.

Initial receipt: 12 September 2001

Acceptance: 19 December 2002

Web publication: 16 May 2003

Ms 184SR-210

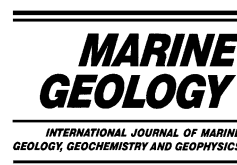


ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Marine Geology 201 (2003) 133–146

www.elsevier.com/locate/margeo

Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years

Zhifei Liu^{a,*}, Alain Trentesaux^b, Steven C. Clemens^c, Christophe Colin^d,
Pinxian Wang^a, Baoqi Huang^a, Sébastien Boulay^d

^a *Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, PR China*

^b *Laboratoire Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires, UMR PBDS CNRS, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq, France*

^c *Department of Geological Sciences, Brown University, 324 Brook Street, Box 1846, Providence, RI 02912, USA*

^d *Laboratoire de Géochimie des Roches Sédimentaires, FRE 2566 Orsayterre, BAT. 504, Université de Paris XI, 91405 Orsay, France*

Accepted 19 June 2003

Abstract

Clay mineral assemblages at ODP Site 1146 in the northern South China Sea are used to investigate sediment source and transport processes and to evaluate the evolution of the East Asian monsoon over the past 2 Myr. Clay minerals consist mainly of illite (22–43%) and smectite (12–48%), with associated chlorite (10–30%), kaolinite (2–18%), and random mixed-layer clays (5–22%). Hydrodynamic and mineralogical studies indicate that illite and chlorite sources include Taiwan and the Yangtze River, that smectite and mixed-layer clays originate predominantly from Luzon and Indonesia, and that kaolinite is primarily derived from the Pearl River. Mineral assemblages indicate strong glacial–interglacial cyclicity, with high illite, chlorite, and kaolinite content during glacials and high smectite and mixed-layer clay content during interglacials. During interglacials, summer enhanced monsoon (southwesterly) currents transport more smectite and mixed-layer clays to Site 1146 whereas during glacials, enhanced winter monsoon (northerly) currents transport more illite and chlorite from Taiwan and the Yangtze River. The ratio (smectite+mixed layers)/(illite+chlorite) was adopted as a proxy for East Asian monsoon variability. Higher ratios indicate strengthened summer-monsoon winds and weakened winter-monsoon winds during interglacials. In contrast, lower ratios indicate a strongly intensified winter monsoon and weakened summer monsoon during glacials. Spectral analysis indicates the mineral ratio was dominantly forced by monsoon variability prior to the development of large-scale glaciation at 1.2 Myr and by both monsoon variability and the effects of changing sea level in the interval 1.2 Myr to present.

© 2003 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: clay minerals; East Asian monsoon; Pleistocene; South China Sea; ODP Leg 184

* Corresponding author. Tel.: +86-21-6598-4877; Fax: +86-21-6598-8808.
E-mail address: lzhifei@online.sh.cn (Z. Liu).

Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Rea, D.K., and Clemens, S.C. (Eds.)
Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Volume 184

MINERALOGY AND SEDIMENTOLOGY OF PLEISTOCENE SEDIMENT IN THE SOUTH CHINA SEA (ODP SITE 1144)¹

S. Boulay,² C. Colin,² A. Trentesaux,³ F. Pluquet,^{2,3} J. Bertaux,⁴
 D. Blamart,⁵ C. Buehring,⁶ and P. Wang⁷

ABSTRACT

Grain size, detrital mineral, clay mineralogy (<2 µm), and major element analyses were carried out on the carbonate-free fraction of sediments from Ocean Drilling Program Site 1144 from the northern margin of the South China Sea (SCS), close to the mouth of the Pearl River. This site provides a 517-m sedimentary record extending back to 1.1 Ma. Clay content and the chemical index of alteration do not exhibit significant variation between glacial and interglacial changes, suggesting no important change in the proportion of primary to secondary minerals in the sediment. Two grain size populations were identified, 2.5–5 µm (clay) and 20–40 µm (silt). Glacial stages are characterized by higher proportions of silt size and quartz content than interglacial stages. Two hypotheses can explain these variations: (1) drier conditions associated with an intensification of winter monsoon transport of eolian loess to the northern part of the SCS during glacial periods and/or (2) an effect of sea level changes on the detrital material transport from continent or shelf to the deep ocean.

INTRODUCTION

One of the major components of the tropical climate system is the Asian monsoons, which result in a differential land-sea sensitive heating, inducing seasonal reversals in wind direction and producing intensive rainfall during the summer. Numerous paleoclimatic studies

¹Boulay, S., Colin, C., Trentesaux, A., Pluquet, F., Bertaux, J., Blamart, D., Buehring, C., and Wang, P., 2003. Mineralogy and sedimentology of Pleistocene sediment in the South China Sea (ODP Site 1144). *In* Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Rea, D.K., and Clemens, S.C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 184, 1–21 [Online].

Available from World Wide Web: <http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/VOLUME/CHAPTERS/211.PDF>. [Cited YYYY-MM-DD]

²FRE 2566 ORSAYTERRE, Université Paris-Sud, 91405 Orsay Cedex, France. Correspondence author:

colin@geol.u-psud.fr

³FRE 2255 CNRS, Sédimentologie et Géodynamique, Université des Sciences et Technologies de Lille-SN5, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

⁴UR Paléotropical, Centre IRD, 72 route d'Aulnay, 93143 Bondy Cedex, France.

⁵Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Laboratoire mixte CNRS-CEA, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France.

⁶Institut für Geowissenschaften Geologie, 24118 Kiel, Germany.

⁷Laboratory of Marine Geology, MOE, Tongji University, 1239 Siping Road, Shanghai, 200092, People's Republic of China.

Initial receipt: 12 September 2001

Acceptance: 1 November 2002

Web publication: 18 February 2003

Ms 184SR-211

Paleoclimate Changes during the Early Oligocene in the Hoh Xil Region, Northern Tibetan Plateau

LIU Zhifei¹, WANG Chengshan², Alain TRENTESAUX³, ZHAO Xixi⁴, YI Haisheng²,
HU Xiumian² and JIN We²

*1 Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China;
E-mail: lzhifei@online.sh.cn*

*2 Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology,
Chengdu, Sichuan 610059, China*

*3 UMR PBDS du CNRS, Université des Sciences et Technologies de Lille,
59655 Villeneuve d'Ascq, France*

*4 Center for Study of Imaging and Dynamics of the Earth, Institute of Geophysics and Planetary
Physics, University of California, Santa Cruz, CA 95064, USA*

Abstract Sedimentological, cyclic-stratigraphic, paleomagnetic, and clay-mineralogical studies on the early Oligocene Yaxicuo Group in the Hoh Xil Basin, the largest Cenozoic sedimentary basin in the hinterland of the Tibetan Plateau, provide abundant information of paleoclimate changes. A 350-m thick section in the middle-lower Yaxicuo Group was analyzed to reveal the climatic history that occurred in the Hoh Xil region during the early Oligocene interval 31.30–30.35 Ma, dated with the paleomagnetic chronostratigraphy. The results indicate that arid and cold climate dominated the Hoh Xil region during the early Oligocene in general, being related to the global cooling and drying events that occurred in the earliest Oligocene. Within this period, relatively warm and wet climate accompanied by strong tectonic activity occurred in the 31.05–30.75 Ma interval; while arid and cold climate and relatively inactive tectonics occurred in the 31.30–31.05 and 30.75–30.35 Ma intervals. Furthermore, spectral analyses of high-temporal resolution paleoclimatic records show orbital periods including eccentricity, obliquity, and precession. It is concluded that paleoclimate changes during the early Oligocene in the Hoh Xil region were forced by both tectonic activity and orbital periods.

Key words: climate changes, early Oligocene, Hoh Xil Basin, Tibetan Plateau, tectonic forcing astronomical periods

1 Introduction

Earth's climate has undergone a significant change during the Cenozoic, from global "greenhouse" conditions of the Paleocene to global "icehouse" conditions of the Quaternary. The evolution includes four major stepped global cooling events, i.e. the late middle Eocene, the earliest Oligocene, the late Miocene, and the Pliocene-Pleistocene, respectively (Miller et al., 1987). The causes that are responsible for the dramatic change of global climate could mainly include the establishment of circum-Antarctic ocean currents (Shackleton and Kennett, 1975), plateau tectonic uplift (Ruddiman and Kutzbach, 1991), and/or consuming of atmospheric CO₂ (Raymo et al., 1988). Among them, ironically, the uplift of the plateau with its major content of the Tibetan Plateau has greatly contributed to the Cenozoic global cooling. The general circulation model (Kutzbach et al., 1989; Ruddiman and Kutzbach, 1989) indicates that when the uplift of the plateau majority elevates the Earth's surface to an altitude

of the present half mountain, the Tibetan Plateau terrain meanders the westerly circulation that is typical both in the lower and the upper mid-latitude regions, and then changes the circulation system of the Northern Hemisphere. The uplift also enhances land-sea temperature contrasts between the Asian continent and its southerly ocean, and thus contributes to the global climate changes. The uplift of the Tibetan Plateau and its effects on the global climate changes, therefore, have become an excellent example for a study on the tectonic uplift-climate connection (Ruddiman, 1997).

The uplift of the Tibetan Plateau started at 40 Ma (Chung et al., 1998; Liu et al., 2001c) and might attain or close to the current elevation at 15–14 Ma (Turner et al., 1993; Spicer et al., 2003), 8 Ma (Harrison et al., 1992), or the Pliocene (Ding et al., 1995; Zheng et al., 2000) to the Quaternary (Li et al., 1979). Current estimates for the plateau uplift process are based mainly on inferences regarding the initiation of the east-west extension in the interior of Tibet, occurrence of the potassic volcanism, or

CONTROLS ON ORGANIC ACCUMULATION IN UPPER JURASSIC SHALES OF NORTHWESTERN EUROPE AS INFERRED FROM TRACE-METAL GEOCHEMISTRY

NICOLAS TRIBOVILLARD

Université Lille 1 & CNRS UMR 8110-FR 1818, Sciences de la Terre, bâtiment SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France

e-mail: Nicolas.Tribovillard@univ-lille1.fr

ABDELKADER RAMDANI

Université Paris Sud-Orsay, Sciences de la Terre, 91405 Orsay cedex, France

AND

ALAIN TRENTESAUX

Université Lille 1 & CNRS UMR 8110-FR 1818, Sciences de la Terre, bâtiment SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France

Abstract: In the Kimmeridge Clay Formation of the Wessex–Weald Basin, five organic-matter-rich intervals (ORIs), dated from Kimmeridgian–Tithonian times, can be correlated from distal depositional environments in Dorset and Yorkshire (UK) to the proximal environments in Boulonnais, northern France. The ORIs are superimposed on a meter-scale cyclic distribution of organic matter (OM), referred to as primary cyclicity, which is commonly interpreted to result from Milankovitch climate forcing. The present work addresses the distribution of redox-sensitive and/or sulfide-forming trace metals and selected major elements (Si, Al, and Fe) in Kimmeridge Clay shales from the Cleveland Basin (Yorkshire) and the Boulonnais cliffs with two objectives: (1) to determine whether the ORIs formed in similar paleoenvironments, and (2) to identify the mechanism(s) of OM accumulation. High-resolution geochemical data from primary cycles in the Yorkshire boreholes (Marton and Ebberstone boreholes) were studied and the results are then applied with lower-resolution sampling at the ORI scale in the Flixton borehole and Boulonnais cliff.

Good correlations are found between total organic carbon (TOC) vs. Cu/Al and Ni/Al, but relationships between TOC and Mo/Al, V/Al and U/Al are more complex. Cu and Ni enrichment is interpreted to have resulted from passive accumulation with OM in an oxygen-deficient basinal setting, which prevented the subsequent loss of Cu and Ni from the sediment. Mo and V were significantly enriched only in sediments where considerable amounts of OM (TOC > 7%) accumulated, the result of strongly reducing conditions and OM burial. At the scale of the Flixton ORIs, the samples with the highest Mo and V concentrations also show relative Fe enrichment, suggesting pyrite formation in the water column (combination of euxinic conditions and presumably low sedimentation rates). Samples from all ORIs were slightly enriched in Si relative to Al, interpreted as reflecting decreased sediment flux during transgressive and early-highstand systems tracts.

The data show that in some ORIs, OM accumulation proceeded while productivity was not particularly high and sediments were not experiencing strong anoxia. In other ORIs, OM accumulation was accompanied by widespread anoxia and possibly euxinic conditions in distal settings. Though somewhat different from each other, all of the ORIs developed during episodes of reduced terrigenous supply (transgressive episodes). The common feature linking these contrasted episodes of enhanced OM storage (ORIs) must be the conjunction of productivity coupled with a decrease in the dilution effect by the land-derived supply, in a depositional environment prone to water stratification and, therefore, favorable to OM preservation and accumulation.

INTRODUCTION

The Kimmeridge Clay Formation is a well-known petroleum source rock (Cox and Gallois, 1981; Ebukanson and Kinghorn, 1985, 1990; Herbin et al., 1991; Lallier-Vergès et al., 1997) and has been extensively studied in the UK and Boulonnais (northern France). It extends from proximal depositional environments of the Wessex–Weald basin (present-day Boulonnais) to distal environments in Dorset and Yorkshire (Fig. 1). A striking feature of the formation is cyclic distribution of organic matter (OM) at multiple scales (see below). This paper focuses on five OM-rich horizons, dating from Kimmeridgian–Tithonian times (Late Jurassic), that can be correlated across the entire basin: the so-called “ceintures organiques” or organic-rich intervals (ORIs) defined by Herbin and Geyssant (1993) and Herbin et al. (1995).

To interpret paleoenvironmental conditions in the basinal facies (Kimmeridge Clay Formation), many authors have studied the degree of bottom-water oxygenation using various approaches: paleontology, taphonomy, ichnology, and sedimentology (Oschmann, 1988, 1991; Wignall, 1990, 1991, 1994; Wignall and Hallam, 1991; Wignall and Newton, 2001), inor-

ganic and organic geochemistry (Tyson et al., 1979; Tyson, 1995; Tribovillard et al., 1992; Tribovillard et al., 1994; Boussafir et al., 1994, 1995b; Boussafir et al., 1995a; Lallier-Vergès et al., 1997; Raiswell et al., 2001), and molecular biomarkers (Gelin et al., 1995; van Kaam-Peters, 1997; van Kaam-Peters et al., 1998; Saelen et al., 2000). These studies indicate that, at the scale of the Wessex–Weald basin, the water column was frequently stratified and prone to the development of dysoxic or anoxic bottom conditions (e.g., Hallam and Bradshaw, 1979; Oschmann, 1988; Wignall, 1989; Miller, 1990; Wignall and Hallam, 1991; Tyson and Pearson, 1991; Tyson, 1995; Saelen et al., 2000). On the basis of the presence of isorenieratene derivatives in the sediments, van Kaam-Peters et al. (1998) inferred the development of Chlorobiaceae in the water column and concluded that the chemocline was at least periodically in the photic zone. The water stratification created conditions favorable to Type II OM preservation (Ebukanson and Kinghorn, 1985, 1990) although the water stratification may have been disrupted more or less frequently by turbulent events, allowing bottom ventilation and colonization (Wignall, 1989; Tyson and Pearson, 1991; Tyson, 1995; Saelen et al., 2000; see also Murphy et al., 2000, and Werne



ELSEVIER

Marine Geology 211 (2004) 143–168

**MARINE
GEOLOGY**
INTERNATIONAL JOURNAL OF MARINE
GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GEOPHYSICS

www.elsevier.com/locate/margeo

Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France)

Sophie Le Bot^{a,*}, Alain Trentesaux^b

^aUMR CNRS 6143, *Morphodynamique continentale et côtière, Université de Rouen, Département de Géologie, 76821 Mont Saint Aignan Cédex, France*

^bUMR CNRS 8110 PBDS, FR 1818, *Université des Sciences et Technologies de Lille, SN5, 59 655-Villeneuve d'Ascq Cédex, France*

Received 14 August 2003; received in revised form 28 May 2004; accepted 2 July 2004

Abstract

The expression of tide- and wind-driven processes in the internal architecture and external morphology of very large submarine dunes is investigated at a dune field located in the central part of the Dover Strait (Southern North Sea). Current measurements and sediment transport calculations enable quantification of the dominant tide- and wind-driven processes, and very high resolution seismic recordings are used to analyse internal structure and external morphology of dunes.

In the study area, moderate to storm winds induce temporary currents that can lead to the reversal of sediment transport direction and induced erosive processes on the seabed. Dune master-bedding consists of extended erosive surfaces with 9–11° slopes that bound storm-generated sets of cross-beds, 1.5–4.85 m thick (2.65 m on average). Three types of architectures are observed within the dune field, and occasionally within single dunes. These types, which display a strong linkage between internal structure and external morphology, consist of: (1) asymmetric dunes with cosets, which dip in the direction of the marked external asymmetry of the dunes; (2) dunes with a complex external morphology composed of mega-herringbone structures, each displaying an opposing progradation direction; and (3) dunes with a symmetric megaripple bedding unit at their summit. The diversity of the internal architecture and external morphology results from the variable combinations of tide- and wind-driven processes occurring in the study area. The asymmetry of tidal peak current velocity and the relative strength of wind-driven currents are the parameters that have the most important influence on dune architecture. Asymmetric dunes with cosets result from a strong asymmetry in tidal peak current velocity, which is reversed only slightly during storms. Dunes with mega-herringbone structures and dunes with symmetric megaripple units at their summit are observed in areas where the asymmetry of the tidal peak current velocity is negligible, allowing reversal of the sediment transport and dune migration directions each time moderate winds blow. The latter architectural type is specific to sand-rich areas.

The different dune architecture types display strong geometrical similarities to structures observed in dunes from other shelf environments where driving processes are different. This implies that a study based only on a geometric description of internal structures will not enable the reconstitution of ancient depositional environments. A better discriminant criteria seems to be the

* Corresponding author.

E-mail address: sophie.lebot@univ-rouen.fr (S. Le Bot).

Late Quaternary climatic control on erosion and weathering in the eastern Tibetan Plateau and the Mekong Basin

Zhifei Liu^{a,*}, Christophe Colin^b, Alain Trentesaux^c, Giuseppe Siani^b, Norbert Frank^d,
Dominique Blamart^d, Segueni Farid^b

^aLaboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

^bLaboratoire Orsayterre, FRE 2566, BAT. 504, Université de Paris XI, 91 405 Orsay, France

^cPBDS Laboratory, UMR 8110 CNRS, University of Lille 1, 59 655 Villeneuve d'Ascq, France

^dLaboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Laboratoire mixte CNRS-CEA, Avenue de la Terrasse, 91 198 Gif-sur-Yvette Cedex, France

Received 23 July 2004

Abstract

High-resolution siliciclastic grain size and bulk mineralogy combined with clay mineralogy, rubidium, strontium, and neodymium isotopes of Core MD01-2393 collected off the Mekong River estuary in the southwestern South China Sea reveals a monsoon-controlled chemical weathering and physical erosion history during the last 190,000 yr in the eastern Tibetan Plateau and the Mekong Basin. The ranges of isotopic composition are limited throughout sedimentary records: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7206\text{--}0.7240$ and $\varepsilon_{\text{Nd}}(0) = -11.1$ to -12.1 . These values match well to those of Mekong River sediments and they are considered to reflect this source region. Smectites/(illite + chlorite) and smectites/kaolinite ratios are used as indices of chemical weathering rates, whereas the bulk kaolinite/quartz ratio is used as an index of physical erosion rates in the eastern Tibetan Plateau and the Mekong Basin. Furthermore, the 2.5–6.5 $\mu\text{m}/15\text{--}55 \mu\text{m}$ siliciclastic grain size population ratio represents the intensity of sediment discharge of the Mekong River and, in turn, the East Asian summer monsoon intensity. Strengthened chemical weathering corresponds to increased sediment discharge and weakened physical erosion during interglacial periods. In contrast, weakened chemical weathering associated with reduced sediment discharge and intensified physical erosion during glacial periods. Such strong glacial–interglacial correlations between chemical weathering/erosion and sediment discharge imply the monsoon-controlled weathering and erosion. © 2005 University of Washington. All rights reserved.

Keywords: Erosion; Chemical weathering; Grain size; Clay minerals; Neodymium isotope; Fourier Transform Infra-Red (FTIR) spectroscopy; East Asian monsoon; Tibetan Plateau; Mekong River; South China Sea

Introduction

Temporal changes in continental erosion and weathering reflect tectonic uplift (Raymo et al., 1988) and/or climate changes (Molnar and England, 1990), but the importance of each effect still remains uncertain. For the million-year scale since the Miocene, tectonically controlled climate change was expressed by an evolution of Asian monsoons in phase with the uplift of the Himalaya and the Tibetan Plateau (An et al., 2001; Kutzbach et al., 1993).

Much of the sediment derived from erosion of the Himalayas is well preserved, especially in the Arabian Sea and the Bay of Bengal, providing an opportunity to examine how clastic sediments record erosion and weathering processes (Curry, 1994; Derry and France-Lanord, 1997). Results from sediments stored in the Bay of Bengal indicate that the strength of summer monsoon rainfall is an important factor driving weathering and erosion of the Himalayas (Bouquillon et al., 1990; Derry and France-Lanord, 1996). Over the last two glacial/interglacial cycles, smectite/(illite + chlorite) and kaolinite/quartz ratios combined with a chemical index of alteration for sediments from Andaman Sea and Bay of Bengal indicate that the weathering intensity of the Himalayan and Burman ranges

* Corresponding author. Fax: +86 21 6598 8808.

E-mail address: lzhifei@online.sh.cn (Z. Liu).



Erosional history of the eastern Tibetan Plateau since 190 kyr ago: clay mineralogical and geochemical investigations from the southwestern South China Sea

Zhifei Liu^{a,*}, Christophe Colin^b, Alain Trentesaux^c, Dominique Blamart^d,
Franck Bassinot^d, Giuseppe Siani^b, Marie-Alexandrine Sicre^d

^aLaboratory of Marine Geology, Tongji University, 1239 Shipping Road, Shanghai 200092, People's Republic of China

^bLaboratoire de Géochimie des Roches Sédimentaires, FRE 2566 Orsayterre, BAT 504, Université de Paris XI, Orsay 91405, France

^cLaboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, UMR PBDS CNRS, Université de Lille I, Villeneuve d'Ascq 59655, France

^dLaboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Laboratoire mixte CNRS-CEA,
Avenue de la Terrasse, Gif-sur-Yvette Cedex 91198, France

Received 22 July 2003; received in revised form 4 June 2004; accepted 4 June 2004

Abstract

A high-resolution study of clay mineralogy and major element geochemistry has been conducted on high sedimentation rate cores (MD01-2393 and MD97-2150) collected off the Mekong River mouth in the southwestern South China Sea in order to reconstruct the erosional and weathering history of the Mekong Basin. The chronology is based upon planktonic foraminiferal oxygen isotope records combined with carbonate stratigraphy.

Clay minerals and major element results suggest that the Mekong River is the major sedimentary source over the past 190 kyr for both cores. Illite and chlorite were derived mainly from the eastern Tibetan Plateau. Kaolinite was derived mainly from active erosion of inherited clays from reworked sediments in the middle part of the Mekong Basin. Smectites originated mainly through chemical weathering of parent aluminosilicate and ferromagnesian silicate under warm and humid conditions in the middle to lower parts of the Mekong Basin.

Smectites/(illite + chlorite) and smectites/kaolinite ratios coupled to K_2O/SiO_2 and Al_2O_3/SiO_2 ratios allow us to reconstruct a history of chemical weathering versus physical erosion. Good correlations between those ratios suggest monsoon-controlled weathering and erosion over the eastern Tibetan Plateau and the Mekong Basin. Variations with time scales of 0.3–0.6 kyr for the last 70 kyr and 1–2 kyr for 70–190 kyr ago in the chemical weathering/erosional history are strongly related to the East Asian monsoon evolution, which is itself related to the summer solar radiation calculated for the Northern Hemisphere.

© 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: clay minerals; major elements; erosional history; East Asian monsoon; Tibetan Plateau; Mekong River; South China Sea

1. Introduction

The Asian monsoon system is a major component of the southern and eastern Asian climate systems. It dominates seasonal patterns of winds, precipitation,

* Corresponding author. Fax: +86-21-6598-8808.

E-mail address: lzhibei@online.sh.cn (Z. Liu).

Contrôles de l'accumulation de matière organique dans la Kimmeridge Clay Formation (Jurassique supérieur, Yorkshire, G.B.) et son équivalent latéral du Boulonnais : l'apport des éléments traces métalliques

NICOLAS TRIBOVILLARD¹, ALAIN TRENTESAUX¹, ABDELKADER RAMDANI²,
FRANÇOIS BAUDIN³ et ARMELLE RIBOULLEAU¹

Mots clés. – Jurassique supérieur, Kimmeridge Clay, Eléments-traces métalliques, Matière organique, Yorkshire, Boulonnais.

Résumé. – Au sein de la formation de la “Kimmeridge Clay” (KCF), cinq intervalles riches en matière organique (MO), appelés “ceintures organiques”, datés du Kimméridgien-Tithonien, peuvent être corrélés, à partir des environnements distaux du Dorset et Yorkshire (Angleterre), jusqu’aux environnements proximaux du Boulonnais. Ces ceintures se superposent à une cyclicité d’épaisseur métrique, faisant alterner faciès riches et faciès pauvres en MO. Cette cyclicité dite “primaire” résulterait de forçages de type Milankovitch. Ce travail porte sur la géochimie inorganique des roches de la KCF (forages du Yorkshire) et des falaises du Boulonnais, avec comme objectif de déterminer si les cinq ceintures ont été gouvernées par les mêmes facteurs paléoenvironnementaux. L’accent a porté sur quelques éléments majeurs (Al, Si et Fe) et les éléments métalliques traceurs des conditions redox (V, U, Mo, Ni et Cu, principalement).

Il apparaît que les mécanismes responsables de la cyclicité primaire (productivité, climat) ne s’appliquent pas tous aux ceintures organiques. Certaines ceintures se sont déposées dans des conditions fortement réductrices sans pour autant atteindre les teneurs les plus élevées en MO. La ceinture la plus riche en MO n’a sans doute pas connu de productivité forte. Au total, ni la productivité ni l’anoxie des fonds ne semblent avoir été les facteurs clés de l’accumulation de la MO. En revanche, le point commun entre toutes les ceintures est de s’être formé en période d’élévation du niveau marin et de forte diminution du taux de sédimentation. Le principal mécanisme responsable de l’accumulation organique semble avoir été la non-dilution de la MO par la fraction terrigène, dans un environnement stratifié globalement favorable à la préservation de la MO.

Controls on organic accumulation in late Jurassic shales of northwestern Europe as inferred from trace-metal geochemistry

Key words. – Late Jurassic, Kimmeridge Clay Formation, Trace elements, Organic matter, Yorkshire, Boulonnais

Abstract. – In the Kimmeridge Clay Formation of the Wessex-Weald Basin, five organic-matter-rich intervals (or ORIs), dated from Kimmeridgian-Tithonian times, can be correlated from distal depositional environments in Dorset and Yorkshire (UK) to the proximal environments in Boulonnais, northern France. The ORIs are superimposed on a meter-scale cyclic distribution of organic matter (OM), referred to as primary cyclicity, which is commonly interpreted to result from Milankovitch climate forcing. The present work addresses the distribution of redox-sensitive and/or sulfide-forming trace metals and selected major elements (Si, Al and Fe) in Kimmeridge Clay shales from the Cleveland Basin (Yorkshire) and the Boulonnais cliffs with two objectives: 1) to determine whether the ORIs formed in similar paleoenvironments, and 2) to identify the mechanism(s) of OM accumulation. High-resolution geochemical data from primary cycles in the Yorkshire boreholes (Marton and Ebberstone boreholes), were studied and the results are then applied with lower resolution sampling at the ORI scale in the Flixton borehole and Boulonnais cliff.

Good correlations are found between total organic carbon (TOC) vs Cu/Al and Ni/Al, but relationships between TOC and Mo/Al, V/Al and U/Al are more complex. Cu and Ni enrichment is interpreted to have resulted from passive accumulation with OM in an oxygen-deficient basinal setting, which prevented the subsequent loss of Cu and Ni from the sediment. Mo and V were significantly enriched only in sediments where considerable amounts of OM (TOC > 7 %) accumulated, the result of strongly reducing conditions and OM burial. At the scale of the Flixton ORIs, the samples with the highest Mo and V concentrations also show relative Fe enrichment, suggesting pyrite formation in the water column (combination of euxinic conditions and presumably low sedimentation rates). Samples from all ORIs were slightly enriched in Si relative to Al, interpreted as reflecting decreased sediment flux during transgressive and early-highstand systems tracts.

The data show that in some ORIs, OM accumulation proceeded while productivity was not particularly high and sediments were not experiencing strong anoxia. In other ORIs, OM accumulation was accompanied by widespread anoxia and possibly euxinic conditions in distal settings. Though somewhat different from each other, the ORIs have all developed during episodes of reduced terrigenous supply (transgressive episodes). The common feature linking these

¹UMR PBDS 8110, Université Lille 1-CNRS, UFR des Sciences de la Terre, bâtiment SN5, 59655 Villeneuve d’Ascq cedex (France).

²Université Paris Sud-Orsay, Sciences de la Terre, bâtiment 504, 91405 Orsay cedex (France).

³FR 32 Université Paris 6 – CNRS, Département de Géologie Sédimentaire, case 117, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 5 (France).

Manuscrit déposé le 7 novembre 2003 ; accepté après révision le 21 avril 2004.



Major element geochemistry of glass shards and minerals of the Youngest Toba Tephra in the southwestern South China Sea

Zhifei Liu^{a,*}, Christophe Colin^b, Alain Trentesaux^c

^aLaboratory of Marine Geology, Tongji University, 1239 Siping Road, Shanghai 200092, China

^bLaboratoire Orsayterre, FRE 2566, BAT. 504, Université de Paris XI, 91 405 Orsay, France

^cPBDS Laboratory, UMR 8110 CNRS, University of Lille 1, 59 655 Villeneuve d'Ascq, France

Received 16 February 2004; revised 30 December 2004; accepted 16 February 2005

Abstract

An ash layer newly discovered in Core MD01-2393 from the southwestern South China Sea has been studied in order to characterize its major element features. The layer, 4.0-cm thick, light grayish, and silt size, occurs right at the Marine Isotope Stage 4–5 transition, ca. 74 kyr ago. The morphology and geochemistry of glass shards, combined with oxygen isotope and carbonate stratigraphy, confirm the youngest Toba eruption in northern Sumatra as the origin of the ash layer. Major element data on mineral crystals (i.e. biotite, plagioclase, and hornblende) from the ash layer suggest that biotite is phenocrystic while hornblende and some plagioclase are xenocrystic, implying that these xenocrysts were incorporated into the youngest Toba magma before the eruption.

© 2005 Published by Elsevier Ltd.

Keywords: Youngest Toba Tephra (YTT); Major elements; Petrogenesis; South China Sea

1. Introduction

The youngest Toba eruption occurred ca. 74 kyr ago and may have been the largest single volcanic eruption of the Quaternary (Rose and Chesner, 1990; Chesner et al., 1991). The impact of this eruption on global climate and human evolution has been widely discussed (Rampino and Self, 1992, 1993; Zielinski et al., 1996; Huang et al., 2001; Oppenheimer, 2002). Dispersed rhyolitic glass and pumice of the Youngest Toba Tephra (YTT) from Toba in northern Sumatra were first found in deep-sea cores in the northeastern Indian Ocean, the Bay of Bengal, the Andaman Sea, and on land in Malaysia (Ninkovich et al., 1978; Ninkovich, 1979). Similar deposits were then reported from the Indian subcontinent (Acharyya and Basu, 1993; Shane et al., 1995), the Central Indian Basin (Pattan et al., 1999), the South China Sea (Bühring et al., 2000; Song et al., 2000), and the Arabian Sea (Pattan et al., 2001; Schulz

et al., 2002; Fig. 1). The recovered cores show that dispersal of the YTT extended to 14°S in the southern hemisphere, westwards as far as the longitude 64°E, and northeastwards ~1800 km in the South China Sea, i.e. at least 2% of the Earth surface. Thus, geochemical compositions of glass shards and minerals from deposits of the YTT are usually considered for tephrostratigraphic correlation (Gasparotto et al., 2000; Song et al., 2000). Recent experimental petrology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of minerals from the youngest Toba tuff in northern Sumatra suggest that hornblende and some plagioclase are xenocrysts, despite being a major phase in the tuff (Gardner et al., 2002). Hence, potential geochemical variations of hornblende and plagioclase could reflect re-equilibration after their incorporation into the magma. Such xenocrysts have not been previously reported from the YTT marine deposits. This report states, to our knowledge, the first occurrence of xenocrystic hornblende and plagioclase from marine YTT.

Here we present a newly discovered ash layer in Core MD01-2393 in the southwestern South China Sea. The ash layer is identified as the YTT by major element geochemistry of glass shards combined with oxygen isotope and carbonate stratigraphy. Hornblende and some plagioclase from the layer are considered as xenocrysts and they may

* Corresponding author. Tel.: +86 21 6598 4877; fax: +86 21 6598 8808.

E-mail address: lzhifei@online.sh.cn (Z. Liu).

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

PALAEO

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology xx (2005) xxx–xxx

www.elsevier.com/locate/palaeo

Sediment sources and East Asian monsoon intensity over the last 450 ky. Mineralogical and geochemical investigations on South China Sea sediments

S. Boulay ^{a,*}, C. Colin ^a, A. Trentesaux ^b, N. Frank ^c, Z. Liu ^d

^aLaboratoire des Interactions et Dynamique des Environnements de Surface, UMR IDES 8148,
Bât. 504, Université Paris-Sud, 91405 Orsay, France

^bLaboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, UMR PBDS CNRS, FRE 1818, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq, France

^cLaboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Laboratoire mixte CEA-CNRS, Avenue de la Terrasse,
91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France

^dLaboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, PR China

Received 4 June 2004; received in revised form 15 April 2005; accepted 6 June 2005

Abstract

A coupled approach based on clay mineral assemblages and isotopic data (Sr and Nd) of sediment from Ocean Drilling Program (ODP) Site 1145 has been used to trace the sources of sediment feeding the northern part of the South China Sea, and to investigate the evolution of East Asian monsoon intensity over the last 450 ky. Clay mineral assemblages are dominated by illite and smectite, with lesser abundance of chlorite and kaolinite. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$ isotopic data, combined with the smectite/(illite+chlorite) ratio, indicate that the Pearl River is the main contributor for detrital material to the northern margin of the SCS, with variable continental input of volcanic material derived from the erosion of the Luzon Arc. These inputs follow the low-latitude solar insolation with a 23 ky periodicity, as recorded by a periodic change of the clay mineralogy. For the first time, this study presents a SCS deep-sea sediment high-resolution record of climatic changes in the last 450 ky, showing that smectite/(illite+chlorite) variations are mainly related to changes in the East Asian summer monsoon intensity. Because the mineralogical record is independent of other external forcing phenomena such as global glacial/interglacial oscillations, the smectite/(illite+chlorite) ratio has been used here as a proxy to reconstruct past changes of the South-East Asian summer monsoon intensity.

© 2005 Published by Elsevier B.V.

Keywords: South China Sea; Clay minerals; East Asian monsoon; Pearl River; Luzon Arc; Sediment sources

1. Introduction

The East Asian monsoon is one of the major components of the global climate system. It results

* Corresponding author. Fax: +33 1 69154882.

E-mail address: boulay_sebastien@yahoo.fr (S. Boulay).