

Université des Sciences et Technologies de Lille
U.F.R. des Sciences de la Terre
Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique
URA CNRS 719

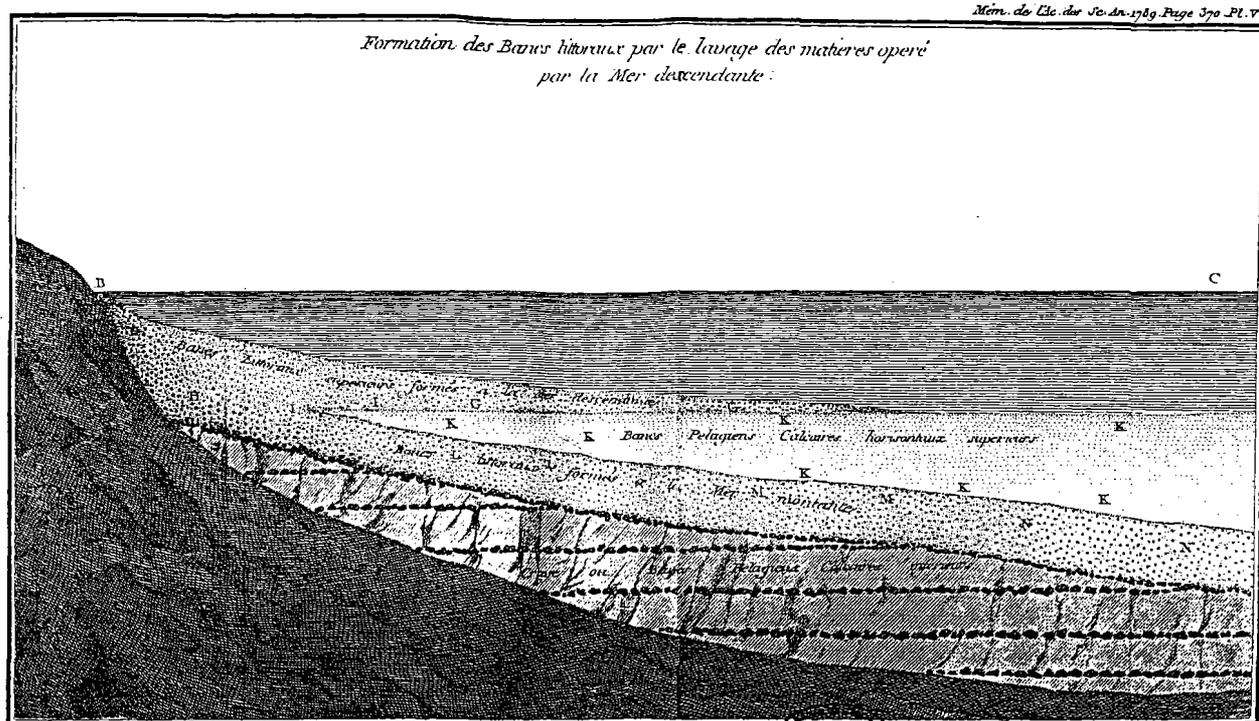
IFREMER
Direction des Recherches Océaniques
Géosciences Marines
Laboratoire Environnements Sédimentaires
URM 17

MÉMOIRE D'HABILITATION À DIRIGER DES RECHERCHES

en Sciences Naturelles

Serge BERNÉ

DYNAMIQUE, ARCHITECTURE ET PRÉSERVATION DES CORPS SABLEUX DE PLATE-FORME



Soutenu le novembre 1999 devant la Commission d'examen :

Président : Hervé Chamley

Rapporteurs :

Examineurs :

Université des Sciences et Technologies de Lille
U.F.R. des Sciences de la Terre
Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique
URA CNRS 719

IFREMER
Direction des Recherches Océaniques
Géosciences Marines
Laboratoire Environnements Sédimentaires
URM 17

MÉMOIRE D'HABILITATION À DIRIGER DES RECHERCHES

en Sciences Naturelles

Serge BERNÉ

**DYNAMIQUE, ARCHITECTURE ET PRÉSERVATION
DES CORPS SABLEUX DE PLATE-FORME**

Soutenu le novembre 1999 devant la Commission d'examen :

Président : Hervé Chamley

Rapporteurs :

Examineurs :

"Une partie des matières qui se présentent à la partie basse du globe terrestre... sont disposées par couches horizontales ; on y rencontre des masses immenses de corps marins de toute espèce, ensorte qu'on ne peut douter que la mer n'ait recouvert, dans des temps très reculés, une grande partie de la terre qui est maintenant habitée... Ici se trouvent des amas de coquilles,... quelques pieds au-dessus se présente un spectacle tout opposé ; on n'y voit aucune trace d'être vivans et animés... c'est le tableau d'une mer en courroux, qui vient se briser contre le rivage et roule avec fracas des amas considérables de galets.... Le sable et les matières calcaires ne sont point communément mêlés ensemble, ou au moins ils ne le sont que suivant certaines loix... Ce contraste de tranquillité et de mouvement, d'arrangement et de désordre, m'avoit paru inexplicable au premier coup-d'oeil : cependant, à force de voir et revoir les mêmes objets dans différens temps et dans différens lieux, il m'a semblé qu'on pouvoit expliquer ces étonnans phénomènes d'une manière naturelle et simple, et parvenir à déterminer les principales loix qu'a suivies la nature... Il y a long-tems que je médite le système que je me suis formé à cet égard, et il m'a paru avoir acquis assez de consistance et d'ensemble pour qu'il me fût permis de le mettre sous les yeux de l'Académie.

Il y a deux manières de présenter les objets en matière de science ; la première consiste à remonter des phénomènes aux causes qui les ont produits ; la seconde, à supposer la cause, et à faire voir que les phénomènes présentés par l'observation cadrent exactement avec cette supposition. Cette dernière démarche... est celle que j'ai cru devoir adopter dans la suite des Mémoires minéralogiques que je me propose de donner successivement à l'Académie.

Il doit exister dans le règne minéral, deux sortes de bancs très distincts, les uns formés en pleine mer à une grande profondeur, et que je nommerai bancs pélagiens, les autres formés à la côte et que je nommerai bancs littoraux... Cette distinction des deux espèces de bancs... m'a débrouillé tout d'un coup le cahos que présentent au premier coup-d'oeil les pays à couches horizontales...

Le talus que prennent toutes ces matières n'est pas même une chose arbitraire ; il dépend de la pesanteur spécifique de l'eau de mer, de son mouvement à différentes profondeurs... au point que ces données étant bien connues, on pourroit par le calcul déterminé le talus du fond de la mer, et réciproquement que ce talus étant donné, on pourroit en conclure le mouvement de la mer à différentes profondeurs...

Ce ne sont plus les effets d'une mer sédentaire que nous allons envisager, mais les effets d'une mer qui sort de son lit pour y rentrer... A mesure que le niveau de la mer a changé, ces mêmes bancs qui s'étoient formés à la côte au milieu du tumulte et de l'agitation, ont été recouverts d'une épaisseur d'eau de plus en plus grande, c'est alors que les animaux de la mer ont commencé à y établir leur domicile... en supposant que la mer ait eu un mouvement d'oscillation très lent, une espèce de flux et de reflux, dont le mouvement se soit exécuté dans une période de plusieurs centaines de milliers d'années, et qui se soit répété un certain nombre de fois, il doit en résulter qu'une coupe ... doit présenter une alternative de bancs littoraux et de bancs pélagiens..."

Lavoisier fournit ensuite des exemples d'affleurements qui confirment son hypothèse.

"Il est difficile, d'après un accord aussi parfait de la théorie et de l'observation, de se refuser de conclure que le mouvement progressif et rétrograde de la mer, n'est point une supposition, que c'est une vérité de fait. C'est aux Géomètres qui ont porté tant de sagacité et de génie dans la discussion des différentes parties de l'Astronomie-Physique, à nous éclairer sur la cause de ces oscillations ; à nous apprendre si elles existent encore, ou bien s'il est possible qu'après une longue révolution de siècles, les choses soient arrivées à un état de repos. Un changement, même assez médiocre dans la position de l'axe de rotation, et par conséquent dans la position de l'équateur de la terre, suffiroit pour expliquer tous ces phénomènes, mais cette grande question considérée relativement à l'astronomie physique n'est point de mon ressort..."

Extraits de "Observations générales, sur les couches modernes horizontales, qui ont été déposées par la mer, et sur les conséquences qu'on peut tirer de leur disposition, relativement à l'ancienneté du globe". Par M. Lavoisier, Mémoire de l'Académie des Sciences, 14 juillet 1789, 351-371.

Ce mémoire, bien plus qu'un travail de thèse, a bénéficié de nombreux talents et soutiens. Établir la longue liste de ceux qui y ont contribué n'est pas aisé. Collègues d'Ifremer et Génomis, collègues universitaires, étudiants et stagiaires se reconnaîtront au fil des pages. Merci à John Anderson, Ronan Apprioual, Claude Augris, Juan Baytan, Jean-François Bourillet, Line Beaudouin, Michel Bouthien, Daniel Carrié, Florence Cayocca, Hervé Chamley, Pierre Cirac, Michael Collins, Valérie Constantin, Alban Crusson, Bob Dalrymple, Marc de Batist, Jean-Claude Faugères, Mike Field, Gilbert Floch, François Guillocheau, Jacques Herveou, Peter Homewood, Sylvie Honoré, Bernard Jegot, Philippe Joseph, René Kerbrat, Claude Larssonneur, Eliane Le Drezén, Jean-Pierre Le Formal, Gilles Lericolais, Johanna Lofi, Benoît Loubriou, Maurice Magueur, Nadia M'Hammdi, Cyril Mallet, Tania et Bruno Marsset, Jean-Pierre Mazé, Bernard Morvan, Alain Normand, Hervé Nouzé, Michel Olagon, Jean-Louis Olivet, Marie Michèle Pedel, Henri Posamentier, Christian Prud'homme, Renaud Qinquis, Marina Rabineau, Amaury de Resseguier, Dave Rubin, Bill Ryan, Catherine Satra, Bruno Savoye, Michèle Stephan, Florence Thauront, Alain Trenteseaux, Loïc Petit de la Viléon, Pierre Vagner, Pascal Violette, Michel Voisset, Olivier Weber qui ont contribué, à des titres et des degrés divers, aux travaux résumés dans ce mémoire. Merci également, avec mes excuses anticipées, à ceux que j'ai certainement oubliés de citer...

A Isabelle, Olivier, Élise et Lucie, pour ces journées et ces soirées manquées.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION.....	1
1- TRAITS MAJEURS DE LA SÉDIMENTATION SUR LES PLATES-FORMES CONTINENTALES.....	4
1.1- Les facteurs de contrôle de la sédimentation sur les plates-formes continentales.....	4
1.2- Sédiments reliques et palimpsestes des plates-formes continentales.....	7
1.3- Notion de plate-forme en équilibre	8
1.4 -Différents "régimes de dépôt".....	10
1.5- Conclusions	11
2- PRÉSENTATION DES PRINCIPALES ZONES D'ÉTUDE.....	13
2.1- Le système du fleuve "Manche" hydrodynamisme fort et apports sédimentaires limités.....	13
2.2- La plate-forme nord-aquitaine une plate-forme sableuse dominée par les tempêtes (Cirac et al., 1997.....	16
2.3- Le Golfe du Lion apports importants et régime de houle modéré.....	19
2.4- La Mer de Chine de l'Est une marge à fort taux de sédimentation et hydrodynamisme fort.....	22
2.5- Synthèse sur les zones d'étude.....	25
3- NOUVEAUX RÉSULTATS SUR LES PRINCIPAUX CORPS SABLEUX DE PLATE-FORME.....	26
3.1- Corps sableux transverses par rapport au courant les dunes	27
3.2- Les corps sableux longitudinaux par rapport au courant	36
3.2.1- Les rubans sableux.....	36
3.2.2- Les bancs sableux	38
3.2.2.1- Les bancs des plates-formes dominées par les courants de marée.....	39
3.2.2.2- Les bancs des plates-formes dominées par les tempêtes.....	58
3.2.2.3- Préservation des bancs sableux	61
3.2.2.4- Synthèse sur les bancs sableux.....	65
3.3- Les placages sableux (sand patches).....	67
3.4- Les épandages sableux (sand sheets).....	75
4- CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	86
4.1- Géométrie des corps sableux de plate-forme.....	86
4.2- Corps sableux érosifs ou construits ? Implications pour la définition de critères de reconnaissance faciologiques.....	87
4.3- Application à l'étude des corps sableux anciens distinction entre les bancs sableux et les "shorefaces".....	88
4.4- Rôle des facteurs autocycliques et allocycliques dans la préservation des corps sableux.....	89
4.5- Perspectives.....	91
Postface	95
Lexique	96
Références.....	100
ANNEXE : RAPPORT D'ACTIVITÉS.....	112
1- Curriculum vitae détaillé	112
2- Liste des publications (revues de rang A)	116
3- Liste des publications (rang B ou sans comité de lecture)	119
4- Liste des Cartes et ouvrages	121
6- Liste des rapports.....	124
7- Liste des étudiants de thèse.....	126
8- Sélection de publications.....	127

INTRODUCTION

Les études portant sur les sédiments marins relèvent, schématiquement, de deux approches que l'on pourrait qualifier de *dynamique* et de *stratigraphique*. La première s'intéresse aux processus actuels, et elle tente de mettre en évidence et de quantifier les différents facteurs à l'origine de l'érosion, du transport et du dépôt sédimentaires. La seconde se consacre à l'étude de l'enregistrement sédimentaire, qui renseigne en particulier sur l'évolution géodynamique et climatique de la Terre.

Ces deux approches, bien que complémentaires, ont été le plus souvent menées par des chercheurs et des ingénieurs de formation, de motivation et de sensibilité si différentes que les liens entre elles sont restés insuffisants. Une raison essentielle en est que les échelles de temps concernées, de l'année au millénaire pour les premières, de la seconde au mois pour les deuxièmes, ne s'accordaient pas. En ce qui concerne les plates-formes continentales, c'est à Don Swift que revient indiscutablement le mérite d'avoir, à partir des années 1970, tenté de dépasser cette séparation. Son abondante production scientifique, synthétisée dans un livre sur les corps sableux de plate-forme (Swift et al., 1991a), ainsi que les développements conceptuels de la stratigraphie séquentielle, permettent de porter un nouveau regard sur la sédimentation de plate-forme.

Le présent mémoire est largement le fruit des travaux que j'ai entrepris au CNEXO puis à l'IFREMER pour l'étude des corps sableux du plateau continental. Au début des années 80, plusieurs programmes de l'organisme s'intéressaient à la dynamique et à la structure de ces corps sableux, en relation avec des études d'environnement comme le programme intégré sur le golfe normand-breton associant l'Université de Caen, l'étude des faciès sédimentaires de la plate-forme aquitaine mené par l'Université de Bordeaux 1 avec le soutien de TOTAL, ou la cartographie régionale dans le Pas-de-Calais engagé en collaboration avec l'Université de Lille 1 avec le soutien de la région Nord-Pas-de-Calais. Entre 1986 et 1989, un programme d'étude de la dynamique et de l'architecture des dunes tidales était mené par IFREMER avec le soutien de ELF et TOTAL et en collaboration avec les Universités de Lille 1, Bordeaux 1 et Caen. Une partie de ces travaux a été synthétisée dans le cadre de ma thèse d'université (Berné, 1991), consacrée à la dynamique et l'architecture des dunes du plateau continental interne et des domaines estuariens. Dans ces environnements les courants de marée, les houles, les courants de dérive voire les courants induits par la stratification des masses d'eau dans les estuaires fournissent, de manière séparée ou combinée, l'énergie suffisante pour le maintien en équilibre de dunes sableuses de hauteur pluri-métrique. Notre étude montrait que ces formes transverses au courant présentent un *temps de réponse* à l'action des courants d'autant plus long que leur taille est grande. Quelques semaines ou quelques mois sont ainsi nécessaires aux dunes de l'embouchure de la Gironde ou du Bassin d'Arcachon pour adapter leur profil aux variations induites par les changements du débit fluvial ou des courants saisonniers de dérive. En Manche

et en Gironde, j'ai pu mettre en relation les modifications de l'architecture des dunes avec l'action des divers agents dynamiques (marée, houle, débit fluvial).

Dans la prolongation de ces travaux, et à la faveur de programmes européens MAST 1 et 2, des études sur la dynamique des dunes et l'architecture des corps sableux de plate-forme ont été poursuivies en domaine de plate-forme interne (Mer du Nord) et externe (Mer Celtique). Depuis 1995, l'Unité de Recherches Marines associant l'IFREMER, le Département de Géologie et Océanographie de Bordeaux et le Laboratoire de sédimentologie et géodynamique de Lille (URM 17- Processus et enregistrements sédimentaires) m'a permis de mener en collaboration de nouvelles études des corps sédimentaires. Des chantiers nouveaux ont été ouverts ou réactivés, des thèses financées par le Ministère chargé de la Recherche, l'IFREMER, les régions Aquitaine et Nord-Pas-de-Calais, le SHOM, L'IFP ont été engagées. Une partie importante des résultats synthétisés ici a été obtenue à l'occasion de travaux de thèse, dont j'ai assuré ou assuré l'encadrement ou le co-encadrement. Il s'agit successivement des thèses d' Alain Trentesaux, Nadia M'Hammdi, Florence Thauront, Jean-Yves Reynaud, Gilles Lericolais, Cyril Mallet, Marina Rabineau, Pierre Vagner, Johanna Lofi, Juan Baztan et V. Bellec.

L'objectif de ce mémoire est de synthétiser les connaissances acquises au cours des dix dernières années sur les corps sableux de plate-forme. Il présente des exemples issus de plates-formes dominées par les houles ou la marée, dans des contextes très différents en ce qui concerne la quantité et la nature des apports sédimentaires, l'intensité du régime hydrodynamique, la taille de la marge et le taux de subsidence.

Plutôt que de présenter des "modèles" sédimentaires, je tenterai de dégager des processus de mise en place, de comprendre la préservation de ces corps sédimentaires (à l'échelle du Pléistocène supérieur) et de distinguer des critères de reconnaissance.

Je m'efforcerai de faire la part entre processus locaux ou autocycliques (migration des dunes, avulsion des lobes deltaïques...) et plus généraux ou allocycliques (essentiellement le glacio-eustatisme quaternaire) dans l'édification, la préservation et l'organisation séquentielle des corps sédimentaires. Nous constaterons combien il est important de disposer de données à l'échelle régionale et en trois dimensions. Nous apporterons ainsi des éléments de réponse au débat concernant l'interprétation, dans les séries anciennes, de grands corps sableux allongés, généralement intercalés dans des séries argileuses. Nous verrons à travers plusieurs exemples du Pléistocène supérieur du Golfe du Lion, de la Mer Celtique et de la Mer de Chine que le glacio-eustatisme a favorisé la mise en place et la préservation sur la plate-forme externe de grands corps sableux dont l'architecture dépend fortement du "régime de dépôt".

Si la démarche proposée n'est pas nouvelle*, elle s'appuie sur des techniques (surtout géophysiques) qui ont fait des progrès considérables, et sur une vision plus globale de la sédimentologie, rendue possible par l'émergence de la stratigraphie séquentielle et les nouvelles découvertes de la paléoclimatologie.

Le premier chapitre présente un résumé des principaux concepts sur la sédimentation de plate-forme, et fournit un cadre conceptuel à nos résultats, basé sur la notion de régime de dépôt dominé par les apports ou par l'accommodation. Le deuxième chapitre constitue une présentation rapide des quatre chantiers principaux d'où sont issus nos travaux, chacun caractérisé par un régime de dépôt très contrasté. Ce chapitre intègre données anciennes et nouveaux résultats. Le troisième chapitre rassemble nos résultats majeurs sur les principaux types de corps sableux. Il synthétise nos connaissances sur la géométrie, la dynamique, les structures internes, les faciès sédimentaires et les conditions de préservation de ces corps sableux. La dernière partie s'appuie sur les résultats les plus novateurs pour proposer des orientations pour de futures recherches.

**"We should therefore go to sites of modern deposition not only with a view toward finding out what sorts of sediments are accumulating in certain settings, but also to determine how these settings have shifted and are shifting, in post-glacial time, and what sort of stratigraphic relationships have been, are being and will be brought about by the shifts taking place"* (Fischer, 1961).

1- TRAITS MAJEURS DE LA SÉDIMENTATION SUR LES PLATES-FORMES CONTINENTALES

Durant les années 1960 à 1980, la sédimentation des plates-formes continentales a été principalement considérée du point de vue des milieux de dépôts et des modèles de faciès (Reineck et Singh, 1980; Harms et al., 1982; Middleton et Southard, 1984; Walker, 1984; Reading, 1986). Durant cette période, les observations de terrain (en mer pour les dépôts récents et à l'affleurement pour les sédiments plus anciens) ainsi que les modèles numériques et expérimentaux ont permis le développement d'une nouvelle discipline des Sciences de la Terre que l'on peut appeler "sédimentologie de faciès". Cette discipline permet de comprendre les processus sédimentaires responsables de la mise en place des corps sédimentaires et de prédire leur architecture. Cependant, elle ne tient pas compte, ou peu, du facteur temporel : selon elle les couches sédimentées correspondant à un environnement de dépôt déterminé présenteront à peu près les mêmes caractéristiques, quelque soit leur position stratigraphique par rapport aux variations du niveau marin relatif (Cross et al., 1993).

Les nouveaux modèles de sédimentation de plate-forme prennent implicitement ou explicitement en compte cette approche temporelle, en s'inspirant des concepts de la stratigraphie séquentielle (ou génétique) (Nummedal et Swift, 1987; Posamentier et al., 1988a; Posamentier et al., 1988b; Swift et Thorne, 1991; Walker et Plint, 1992). Un intérêt des études sur les marges quaternaires est que nous disposons d'une relativement bonne connaissance des modalités de transport et dépôt (basée sur l'analyse des processus sédimentaires actuels), et d'informations de plus en plus précises sur la variabilité climatique (et donc sur le glacio-eustatisme et les flux sédimentaires).

1.1- Les facteurs de contrôle de la sédimentation sur les plates-formes continentales

Quatre catégories de paramètres contrôlant la sédimentation des plates-formes sont identifiées par Sloss (1962), et seront utilisées ici pour distinguer les milieux de sédimentation¹ :

Le taux d'apport sédimentaire en provenance du domaine continental (**Q**, exprimé en volumes par unité de largeur par unité de temps) dépend essentiellement du relief et du climat. Les climats arides ne favorisent pas un taux important dans la mesure où le système de drainage est peu développé. L'abondance de la végétation accompagnant les climats très humides peut également freiner les apports, par diminution de l'érosion mécanique, mais l'altération chimique sera alors très importante. Un bilan exhaustif des apports sédimentaires actuels aux océans

¹ Les facteurs qui influent ces paramètres sont nombreux et leurs interactions complexes ; leur analyse détaillée sort du cadre de ce mémoire, et on ne rappelle ici que les aspects les plus importants.

montre que ce sont les fleuves des îles tropicales de la Sonde qui représentent la plus forte contribution sédimentaire rapportée à la surface de leur bassin versant (Milliman, 1999). Cela s'explique à la fois par le climat humide de ces régions et par le profil des fleuves, qui connectent directement un bassin versant montagneux à l'océan (Nittrouer, 1999). On note aussi que des fleuves modestes en termes de débit annuel moyen, comme les fleuves californiens, peuvent avoir des crues décennales qui apportent plus de sédiment à l'océan que le Mississippi, en raison du climat de type méditerranéen de leur bassin versant et d'une connection directe du bassin versant. Dans ce cas, c'est à la faveur d'une crue décennale que s'effectue la majorité du transport sédimentaire. Dans les systèmes transgressifs des environnements actuels, une bonne part des apports est piégée dans les estuaires, les sources principales de sédiment (en particulier de sable) provenant de l'érosion littorale. C'est le cas par exemple en Mer de Chine de l'Est, où le volume de sédiment produit par l'érosion côtière est équivalent à celui apporté à l'océan par les suspensions du Yang Tse, soit environ 5.10^8 tonnes par an (Saito et Yang, 1995).

Le type d'apport sédimentaire (M), exprimé par une distribution granulométrique ou une médiane). Les sédiments apportés à l'océan sont plus grossiers lorsque le relief des continents est plus accentué. En général, les marges passives sont caractérisées par des apports à l'océan plus fins, les fractions grossières restant piégées par le système de drainage.

La vitesse de variation du niveau relatif de la mer (R), exprimée en longueur par unité de temps et affectée d'un signe positif ou négatif), est le résultat (1) des changements globaux (glacio-eustatiques) du niveau de la mer, (2) des variations locales ou régionales liées à la subsidence ou à la surrection tectonique et (3) de la subsidence induite par la compaction des sédiments.

Certains auteurs ont estimé que les plates-formes continentales quaternaires n'étaient pas utilisables pour des comparaisons avec les dépôts anciens, les faciès sédimentaires ne pouvant pas "maintenir un équilibre" avec les facteurs responsables de leur formation en raison des rapides oscillations du niveau de la mer (Curry, 1965). Cependant, il faut noter que des cycles glacio-eustatiques sont connus au Précambrien et à l'Ordovicien/Silurien, et que les cycles climatiques à haute fréquence ont probablement persisté durant toutes les périodes géologiques, pouvant induire des variations eustatiques de faible amplitude mais de fortes variations des apports sédimentaires. Ainsi, les travaux menés indépendamment de l'école d'Exxon sur la marge du New Jersey (legs ODP 150, 174A et 174X) montrent l'existence d'un glacio-eustatisme important depuis le Miocène (~42 Ma), et des indications de glacio-eustatisme limité (<20m) depuis l'Éocène (Miller et al., 1998). D'une manière générale, ces travaux confirment les indications fournies par la charte de Haq (1987), mais avec des amplitudes des variations

glacio-eustatiques plus faibles². Enfin, d'autres phénomènes de moindre amplitude, comme le largage de glaces par les calottes polaires, sont également susceptibles de provoquer des variations brusques du niveau de la mer. L'analyse des systèmes de dépôt du Golfe du Mexique montre que ces phénomènes, qui produisent des variations ne dépassant pas quelques mètres du niveau marin absolu, s'enregistrent très bien sous forme de paraséquences transgressives (Anderson et Thomas, 1991). Il n'en reste pas moins vrai que le Plio-Quaternaire représente, jusqu'à preuve du contraire, une période particulière des temps géologiques, caractérisée par de fortes amplitudes et de hautes fréquences du glacio-eustatisme. En comparaison avec d'autres époques géologiques, les variations du niveau marin absolu joueront donc un rôle plus important que le taux d'apports sédimentaires dans la création d'espace disponible. Le concept des "régressions forcées" (Hunt et Tucker, 1992; Posamentier et al., 1992; Hunt et Tucker, 1995), où c'est la chute du niveau de base et non la quantité des apports sédimentaires qui détermine la migration vers le large des lignes de rivage, trouvera des applications particulièrement spectaculaires, comme nous le verrons aux chapitres 3 et 4.

Le **taux de transport sédimentaire dispersif (D)**, exprimé en volumes par unité de largeur par unité de temps) représente le transport moyen par suspension et charriage sous l'action de la **puissance hydraulique P**, qui résulte des vagues, des courants de marée, de dérive et de densité. L'action respective de ces agents varie à travers la plate-forme, déterminant une succession d'environnements de dépôt que Swift et Thorne (1991) appellent le système dispersif (*dispersal system*). La profondeur au-delà de laquelle l'action des vagues sera négligeable permet de caractériser la "sensibilité" des plates-formes à l'action de cet agent dynamique. 80% des plates-formes continentales sont dominées par la houle, et la limite d'action des vagues se situe à des profondeurs de l'ordre de 100 m (Castaing, 1981; Vincent, 1986). Les plates-formes dominées par les courants de marée (celles où le courant de marée moyen dépasse 25 cm/s) représentent environ 17%, seulement 3% correspondant aux plates-formes dominées par les courants océaniques (**Figure 1**).

Le **taux de sédimentation \dot{A}** , exprimé en longueur par unité de temps, atteint des valeurs maximum au droit des grands fleuves. Lorsque les concentrations sédimentaires sont fortes, des courants hyperpycnaux générés dans les embouchures peuvent se propager sur la plate-forme (Mulder et Syvitski, 1995). Lorsque la pente des pro-deltas atteint une valeur suffisante, des phénomènes gravitaires peuvent se déclencher par liquéfaction des sédiments non consolidés, initiée par exemple par des tempêtes ou des tremblements de terre. Les carottes réalisées à l'embouchure du Rhône indiquent des taux de sédimentation actuels de l'ordre de 40 cm/an (Suc, communication personnelle). L'escarpement de vase qui délimite le front de progradation du pro-delta de l'Amazone présente un taux de sédimentation de l'ordre de 10 cm/an (Kuehl et

²La marge du New Jersey n'est probablement pas la meilleure région du monde pour établir une courbe eustatique indépendante de la charte d'Exxon, dans la mesure où les géologues pétroliers ont largement utilisé les nombreux forages d'exploration réalisés dans cette zone pour établir leur charte (Haq, communication personnelle).

al., 1982). Dans leur partie distale, les pro-deltas accumulent des sédiments à un taux plus faible, de l'ordre de 0.1-1 mm/an comme au large de l'Amazone.

Dans la situation actuelle de stabilité du niveau marin, en dehors de la zone d'influence des grands fleuves, c'est principalement l'érosion côtière qui alimente la sédimentation -sableuse- des plates-formes continentales.

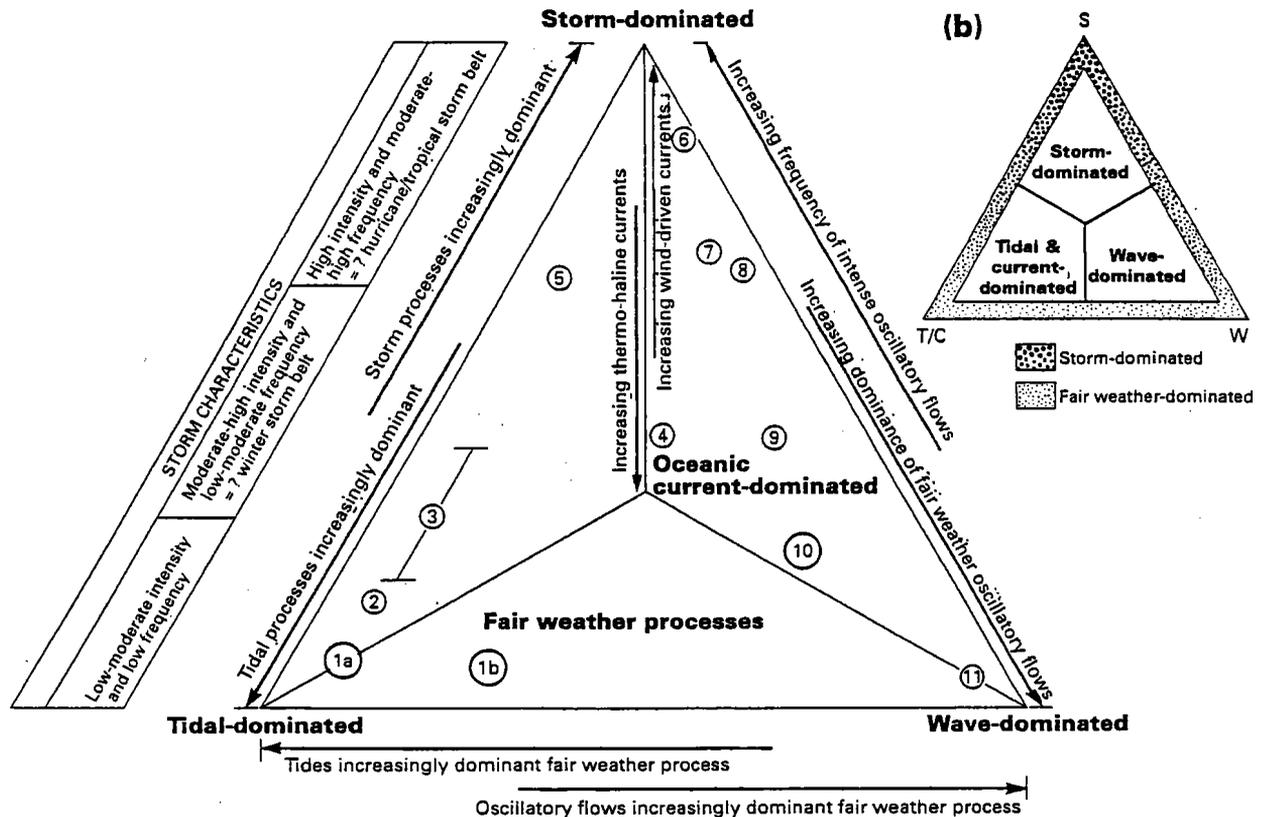


Figure 1 : Classification des principaux types de plates-formes continentales en fonction de leur régime hydrodynamique dominant durant les périodes de beau temps, et en fonction de l'interaction plus ou moins importante des tempêtes (Johnson et Baldwin, 1996).

1a : estuaires et baies macro-tidaux (Cook Inlet, Baies de Fundy, de Chesapeake, de Kuskokwim...) 1b : baies et estuaires mésotidaux (German Bight...). 2 : détroits de marée. 3 : mers dominées par les marées (Mer du Nord, Mer Jaune, Mer Celtique, George Bank...). 4 : Plates-formes dominées par les courants océaniques (Plateau marocain, Afrique du Sud-est, Plateau de Blake...). 5 : Plates-formes dominées tempêtes (courants de dérive) (plate-forme atlantique des USA...). 6 : Plates-formes dominées tempêtes (courants de dérive et houle) (côte ouest des USA...). 7 : Plates-formes dominées tempêtes (courants de dérive) (SE du Détroit de Béring...). 8 : Plates-formes dominées tempêtes (énergie moyenne à faible) (Golfe du Mexique...). 9 : Plates-formes dominées par la sédimentation vaseuse (Amazone, Niger, Mer Jaune...). 10 : Baies sans marée et à faible niveau d'énergie (Baie d'Hudson, Mer Baltique...). 11 : environnements dominés par les vagues de beau temps.

1.2- Sédiments reliques et palimpsestes des plates-formes continentales

Depuis longtemps, les géologues marins ont observé que de nombreux sédiments des plates-formes continentales s'étaient déposés dans des conditions qui ne correspondaient pas au régime hydro-sédimentaire actuel (Dangeard, 1928; Shepard, 1932; Berthois, 1955). En particulier, ces auteurs notaient la taille grossière des sables du plateau continental dans des

secteurs affectés par des courants actuellement faibles. Ce phénomène a fait l'objet de deux interprétations, divergentes mais pas entièrement contradictoires.

Pour Emery (1968), une bonne part des sédiments des plates-formes continentales externes sont des *sédiments reliques*, c'est à dire des sédiments qui se sont déposés en équilibre avec un régime hydrodynamique différent du régime actuel, mais n'ont pas été recouverts par des sédiments plus récents. La cause principale de formation de ces sédiments reliques est la montée du niveau marin global depuis le dernier maximum glaciaire, mais les changements concomitants de température et de salinité de l'eau, ainsi que ceux des apports sédimentaires, sont relevés comme des facteurs secondaires. La nature relique des sédiments est attestée par la présence de sables grossiers bien triés situés au large par rapport à des sables plus fins et moins bien triés.

Les sédiments reliques couvriraient environ 19.000.000 km² des plates-formes continentales mondiales, dont la surface totale est estimée à 27.000.000 km² (Menard et Smith, 1966). Le plus grand ensemble de sédiments reliques se trouve sur la marge est-asiatique, où ils forment une ceinture méridienne de plus de 4000 km de longueur.

Au contraire d'Emery (1968), Swift et al. (1971) considèrent que l'action des agents dynamiques, durant la remontée marine et le haut niveau marin holocène, est suffisante pour redistribuer les sédiments. Par analogie avec les manuscrits du moyen âge dont le parchemin était utilisé à plusieurs reprises, ces sédiments anciens remaniés par le régime hydrodynamique transgressif et actuel sont appelés "*palimpsestes*". Nous verrons dans les chapitres suivants qu'effectivement, les sédiments de surface des zones que nous avons étudiées présentent tous la marque de la transgression post-glaciaire. Cependant, la sismique et les carottages longs démontrent que de véritables "reliques" sont préservées sous forme de cordons littoraux, d'anciennes vallées fluviales ou de barres estuariennes.

1.3- Notion de plate-forme en équilibre

L'étude de la sédimentation et du régime hydrodynamique actuel de la plate-forme continentale atlantique américaine a conduit Swift et al. (1986a; b) à conclure que les dépôts transgressifs sont en équilibre avec le régime hydrodynamique actuel et que de nombreuses zones, situées à proximité de l'embouchure de grands fleuves, sont caractérisées par un régime régressif. Dans une étude plus récente, Swift et Thorne (1991) développent le concept de plate-forme continentale en équilibre. La surface de celle-ci est considérée comme une surface d'équilibre dynamique contrôlée par les variables stratigraphiques Q, M, R et D (ou P) décrites précédemment. Cette approche est similaire à celle des géomorphologues étudiant le régime

d'équilibre des fleuves, et qui définissent des systèmes gradés (*graded*) où le transport de la charge solide consomme exactement l'énergie potentielle libérée par le courant, de telle sorte que le fleuve n'aggrave ni ne se dégrade (érode) (Gilbert, (1877) cité par Thorne et Swift (1991a)). Swift et Thorne se fondent sur des modélisations numériques montrant que les sédiments s'accumulent sur les marges jusqu'à la limite d'action des vagues, zone en-deçà de laquelle le pouvoir hydraulique est suffisant pour entraîner les sédiments (Harbaugh et Bonham-Carter, 1977). La surface d'équilibre est donc assez fortement inclinée sur la plate-forme interne (jusqu'à 1°), plus faiblement sur la plate-forme externe (de l'ordre de quelques 1/10 de degrés). Cette inclinaison vers le large est due en partie à la perte d'énergie des vagues durant la propagation de celles-ci vers la côte, et en partie aux apports sédimentaires. Le rapport Q/P est un indice sans dimension, appelé indice d'apport sédimentaire, qui caractérise la sédimentation en tout point de la plate-forme. Lorsqu'un prisme sédimentaire atteint, par aggradation, la limite d'action des vagues, le rapport entre sédiment déposé et sédiment entraîné va décroître jusqu'à déterminer une surface de non-dépôt sur la plate-forme. Simultanément, la position du dépôt-centre va migrer vers le large pour former une surface dominée par les processus gravitaires, sur la pente continentale. Ainsi s'organisent les marges passives en cliniformes correspondant à des surfaces-temps (Figure 2).

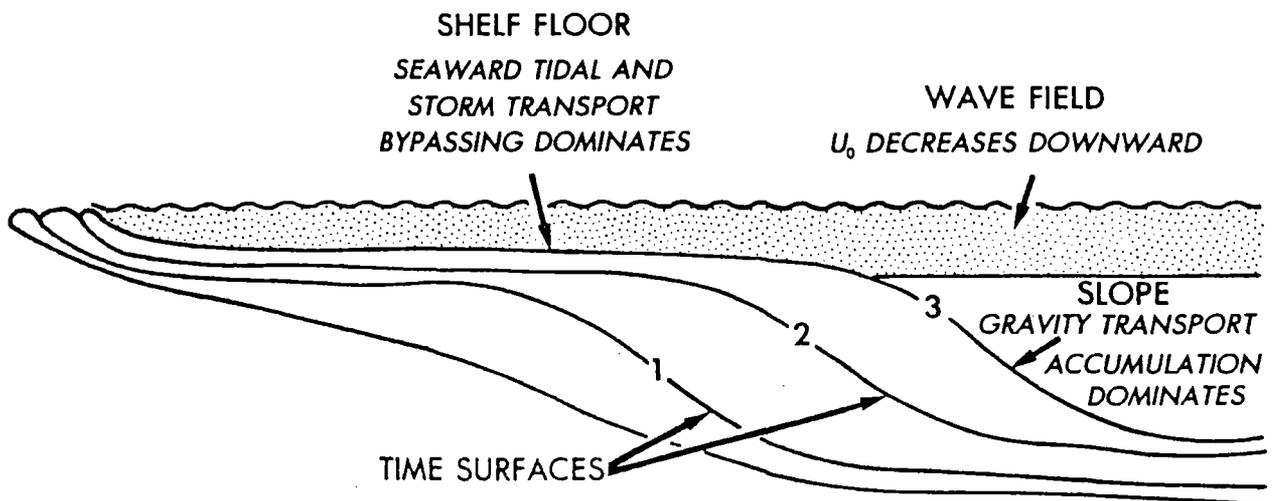


Figure 2 : Géométrie du prisme sédimentaire d'une marge continentale passive. Les chiffres indiquent les positions successives des surfaces de dépôt (Swift et Thorne, 1991).

Afin de prendre en compte l'effet des variations du niveau relatif de la mer ou des apports sédimentaires, Swift et Thorne (1991) définissent un indice d'équilibre $E(d)$:

$$E(d) = (Qg - kR) / Pg(h)$$

avec:

d distance à la côte,

Qg : apport sédimentaire pour un grain moyen g , en kg,

$Pg(h)$: le pouvoir hydraulique nécessaire pour disperser un sédiment de grain g à une profondeur h ,

k est une constante dimensionnée permettant de passer des longueurs aux masses.

L'équilibre est atteint en tout point situé à une distance d de la côte lorsque $E(d)$ sera égal à 1.

Cette approche est reprise par Cross et al. (1993), qui prennent en compte le rapport accommodation/apport sédimentaire pour définir le "partitionnement volumétrique" (*volumetric partitioning*) et la différenciation des faciès au cours des cycles de variation du niveau de base ; par exemple, lorsque le rapport accommodation/apport sédimentaire diminue (davantage de sédiment n'arrive en un point donné de la plate-forme qu'il ne peut y en avoir d'accommodé), la capacité de préservation des éléments géomorphologiques (sables de *shoreface* par exemple) est faible. La façon dont le système est contrôlé par l'accommodation peut aussi être représentée par son énergie totale (énergie potentielle + énergie cinétique). Il y a possibilité de dépôt (d'accommodation) là où l'énergie totale est faible, alors qu'il y a érosion ou "*by-pass*" là où l'énergie totale est forte.

1.4 -Différents "régimes de dépôt"

Du fait de l'activité de la houle, la tendance générale sur une plate-forme est au piégeage des sédiments en domaine côtier : c'est la barrière d'énergie littorale ("*littoral energy fence*") de J.R.L. Allen (1970). Deux processus peuvent permettre aux sédiments de franchir cette barrière, et d'alimenter la plate-forme continentale, d'une part en période régressive ou de transgression lente grâce à l'expulsion par les fleuves de grands volumes sédimentaires durant les crues, d'autre part en période transgressive par érosion côtière.

- Les fleuves qui délivrent davantage de sédiment aux embouchures que l'augmentation du niveau de la mer R peut accommoder ou la dynamique marine D peut expulser forment des deltas. Dans le cas inverse ($Q.M < R.D$), ces fleuves formeront des estuaires. Si $Q.M \ll R.D$, les estuaires rétrograderont sans avoir le temps de se remplir.

- Lorsque la remontée du niveau marin est rapide par rapport au taux d'apports sédimentaires, les embouchures forment des estuaires qui vont piéger les sédiments apportés par les fleuves mais aussi ceux provenant de la dérive littorale. Les plages alimentées par la dérive littorale

peuvent rétrograder, mais la plaine côtière en amont des dunes va se trouver inondée, l'ensemble donnant naissance à un système "île barrière/lagune".

Swift et Thorne (1991) identifient 2 régimes élémentaires de transfert des sédiments au domaine de plate-forme :

Le régime dominé par les apports sédimentaires (*supply dominated regime*) ($Q \cdot M > R \cdot D$) résulte du transfert sédimentaire au niveau des embouchures. Il est caractérisé par des apports allochtones importants, des possibilités limitées de remaniement et des contrastes faibles de faciès sédimentaires. Ce régime peut être assimilé aux systèmes de dépôt régressifs.

Le régime dominé par l'accommodation (*accommodation dominated regime*) ($Q \cdot M < R \cdot D$) correspond au transfert sédimentaire au niveau des *shorefaces*. Il est caractérisé par une sédimentation essentiellement autochtone, avec remaniement répété des stocks sédimentaires. Les faciès sont bien contrastés. Les systèmes associés de dépôt transgressifs sont généralement de faible épaisseur et dominés par des sédiments grossiers.

1.5- Conclusions

Bien que les plates-formes continentales modernes présentent indiscutablement des faciès sédimentaires qui ne sont pas en équilibre avec les conditions "actuelles" du milieu, à l'échelle des cycles glacio-eustatiques du Quaternaire, leur surface peut être considérée comme une surface d'équilibre contrôlée par la variation du niveau de la mer R , la nature M et la quantité Q des apports sédimentaires, et le transport sédimentaire D . Les sédiments s'accumulent jusqu'à la profondeur limite d'action des vagues, qui représente, moyennée dans le temps, la profondeur à laquelle l'énergie est suffisante pour transporter le sédiment à la même vitesse qu'il est apporté. A terme, il se forme une surface de non-dépôt sur la plate-forme, la zone de dépôt se déplaçant vers le large pour former une deuxième surface dominée par les processus gravitaires (la pente continentale). En raison des variations à différentes fréquences de Q , M , R et D (en liaison avec le glacio-eustatisme, mais aussi le climat et la tectonique), les plates-formes continentales matures présentent plusieurs séquences de dépôt plutôt qu'un seul ensemble de grands cliniformes. Sur les plates-formes transgressives, les embouchures des fleuves forment des pièges sédimentaires (estuariens) tandis que la plate-forme est alimentée par l'érosion côtière (régime dominé par l'accommodation). Le taux de sédimentation est faible et le classement des sédiments par l'action des tempêtes épisodiques est important. Les dépôts sont peu épais, variables en nature mais à dominante grossière, le transport est principalement advectif. Les limites de faciès sédimentaires ont tendance à s'orienter perpendiculairement à la côte.

Sur les plates-formes faiblement transgressives ou régressives, les embouchures deviennent des sources de sédiments fins. Le régime de dépôt est dominé par les apports et le taux de sédimentation est fort. Le classement progressif est moins important. Les dépôts sont fins et épais. En raison d'un fort remaniement par les vagues, le transport diffusif vers le large domine, et les limites de faciès sont orientées parallèlement à la côte.

L'étude comparative de marges très différentes du point de vue de l'hydrodynamique, de la géodynamique et des apports sédimentaires, va nous permettre de mieux apprécier le rôle respectif de ces différents facteurs sur la mise en place, la répartition et l'érosion ou encore la préservation des corps sableux de plate-forme.

2- PRÉSENTATION DES PRINCIPALES ZONES D'ÉTUDE

Nos travaux se sont concentrés sur **quatre** plates-formes continentales qui présentent des contextes structuraux et des régimes de dépôt très différents. Avant d'aborder l'analyse des différents corps sableux qu'on y rencontre, nous allons résumer les principales caractéristiques de ces zones.

2.1- Le système du fleuve "Manche" : hydrodynamisme fort et apports sédimentaires limités

Le terme de "fleuve Manche", traduction du "Channel River" de Gibbard (1988) est employé par Lericolais (1997) pour désigner un système fluvial comprenant le bassin versant, la zone de transfert et la zone de dépôt des fleuves du NW de l'Europe (Tamise, Solent, Humber, Escaut, Rhin, Seine, Somme...). Il englobe la Mer du Nord méridionale, la Manche et la Mer Celtique méridionale (**Figure 3**). D'un point de vue géodynamique, il s'agit d'une marge passive mature, dont la structuration est héritée de phases tectoniques débutant au Précambrien, puis liées à l'ouverture de l'Atlantique Nord et à l'orogénèse alpine. Du point de vue de la puissance hydraulique, il s'agit d'un terme ultime (*end member*) où le régime hydrodynamique est exacerbé : l'ensemble de la plate-forme est soumis à un régime macro-tidal (marnage >5m, avec un maximum de 14m à Granville), et les houles océaniques ont des hauteurs significatives supérieures à 10m et des périodes supérieures à 10s. En dehors des zones de piégeage sédimentaire (fond de baies, remplissages de vallées incisées, bancs de sillages...), la plus grande partie des dépôts sédimentaires, essentiellement de nature sablo-graveleuse, est concentrée dans la zone interne à proximité des grands fleuves, et très au large au delà de la limite des plus bas niveaux marins, sur la plate-forme externe et en pied de marge. Les apports sédimentaires actuels sont très faibles, mais la zone a dû fonctionner comme un système de drainage important durant les phases glaciaires du Plio-Quaternaire, en particulier durant les dernières, lorsque la Mer du Nord était bloquée par la calotte fénno-scandienne (Gibbard, 1988).

Le Sud de la Mer du Nord est presque entièrement couvert de sable, qui provient des grands fleuves du nord-ouest de l'Europe. Le substrat, constitué par des formations crétacées et néogènes recouvrant le massif paléozoïque du Brabant et de Londres, n'affleure que dans les zones de plus fort courant. Le sable est structuré en grands corps sédimentaires (bancs et dunes) qui ont été cartographiés avec d'autant plus de précision qu'ils représentent un danger potentiel pour le trafic maritime, l'un des plus importants au monde. Plus à l'Ouest, **la Manche** représente une zone de transit (*by-pass*) sédimentaire dont la surface, globalement plane, résulte d'une succession de phases d'érosion liée au glacio-eustatisme. A la différence de la Mer du

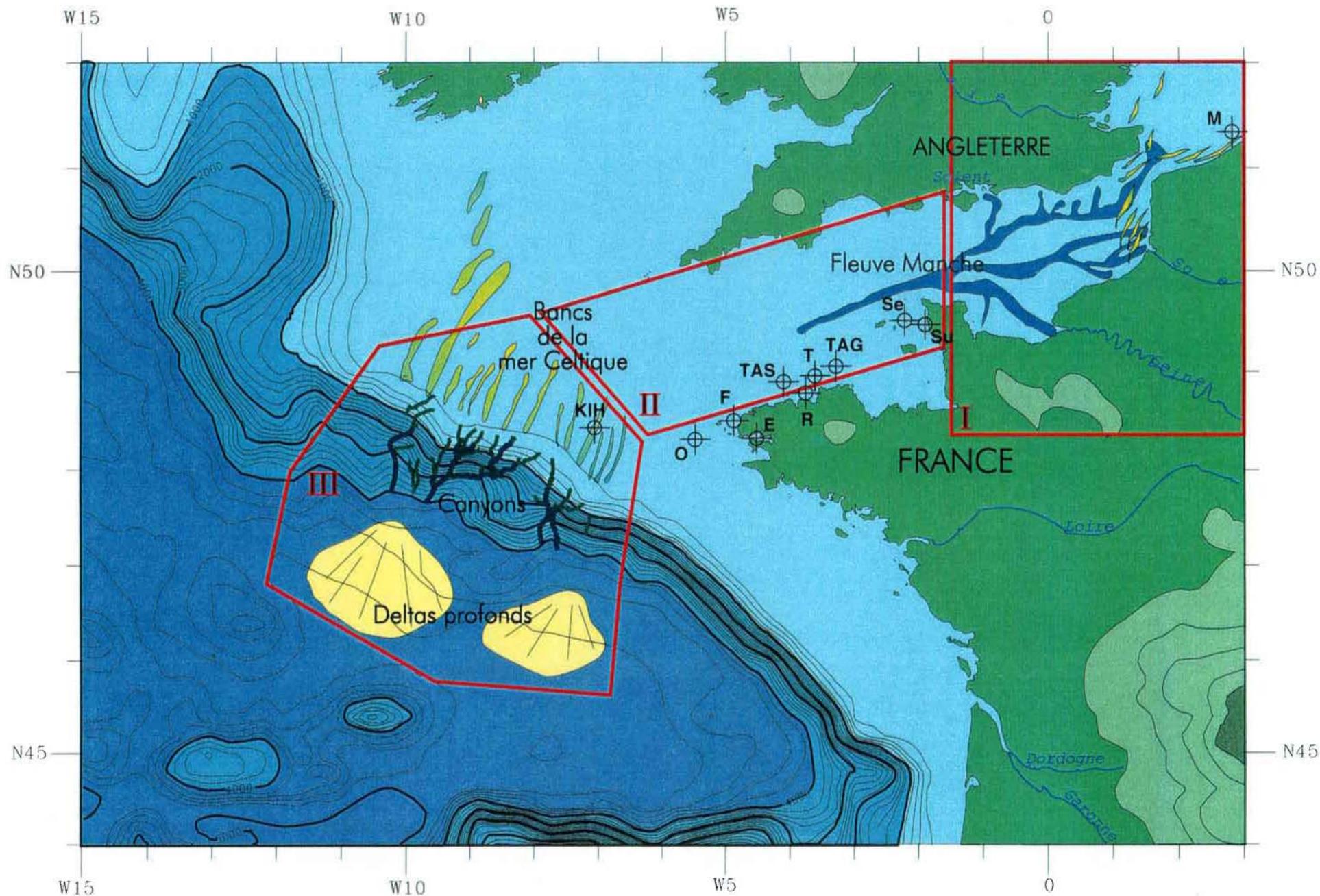


Figure 3 : Principales unités morphologiques du système fluvial de la Manche (Lericolais, 1997) et position des corps sableux décrits dans le texte. I : bassin versant ; II : zone de "by-pass" ; III : dépôt-centres de bas niveaux. M: banc du Middelkerke. Se : Banc de Sercq. Su : Dunes et rubans sableux de Surtainville. TAG : Trezen ar Goregou. T : Trepieds. R : Rater. TAS : Trezen ar Skoden. E: Espagnols. F : Four. O : Ouessant. KIH : Kaiser I Hind.

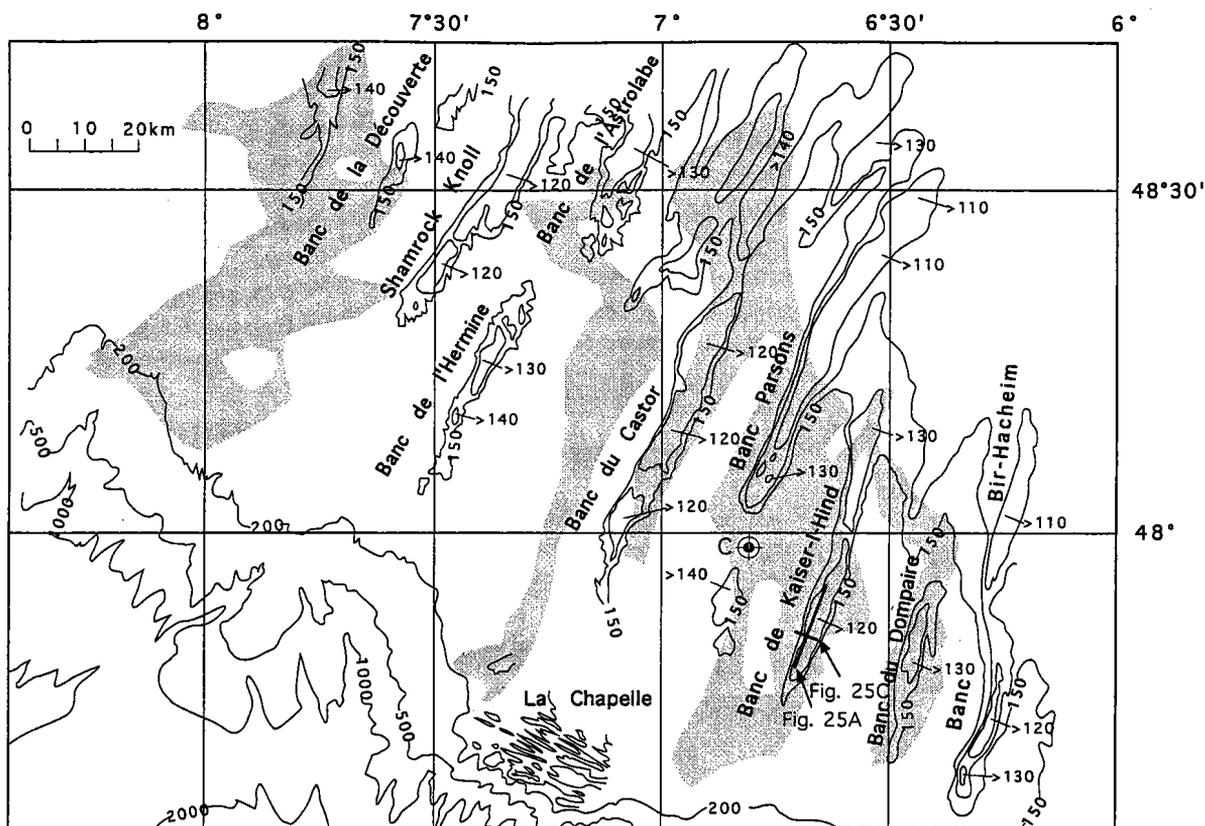


Figure 4 : Carte bathymétrique du sud de la Mer Celtique. Les isobathes concernant les bancs proviennent de Bouysse et al. (1976), celles de la marge et du Banc de la Chapelle de Bourillet et Loubrieu (1995). C indique la position du profil de courantomètres de Chapelier (1986). Les zones ombrées représentent la position des principales incisions plio-quaternaires, cartographiées par Peyre (1997).

Nord méridionale, sa couverture sédimentaire est plus éparse (Larsonneur et al., 1978), localisée principalement dans les zones de piégeage comme la baie du Mont Saint Michel ou au niveau des cellules de convergence hydrodynamiques (bancs sableux) ou de remplissage de vallées incisées. Ces vallées incisées représentent un trait morphologique majeur de la Manche orientale, où elles forment un réseau convergent (au niveau de la Manche Centrale) prolongeant le tracé des fleuves à terre (Somme, Seine, Solent..) (Auffret et al., 1980). En dehors de ces zones, on observe essentiellement des figures sédimentaires traduisant un intense transport sédimentaire (dunes, rubans sableux). Leur orientation, comme la modélisation hydrodynamique, font apparaître une zone de divergence du transit sableux résiduel, d'orientation méridienne et située au niveau du Cotentin (Stride, 1982). A l'Ouest de cette zone, le transport est orienté vers l'océan, alors qu'il est orienté vers la Manche orientale à l'est de cette zone. La partie méridionale de la **Mer Celtique** a été cartographiée par Berthois (1974) et Bouysse et al. (1976). Elle présente des bancs atteignant 60 m de hauteur, 200 km de longueur et 7 km de largeur, orientés NE-SW et situés à des profondeurs comprises entre 110 et 170 m (**Figure 4**).

Leurs sédiments de surface sont des sables moyens à grossiers dont la teneur en carbonates (essentiellement des débris coquilliers) atteint 60 %. Des mesures de courants réalisées dans la zone des bancs, mais en dehors de ceux-ci, indiquent qu'en vives eaux la vitesse instantanée atteint 100 cm/s en surface, et 80 cm/s à 50 m au dessus du fond, par une profondeur de 165 m (point C de la **Figure 4**) (Chapelier, 1986). Ces fortes valeurs démontrent la capacité du courant de marée actuel à transporter la fraction sableuse à la surface des bancs, comme le confirment les observations au sonar latéral qui montrent l'existence de grandes dunes migrant dans le sens horaire autour du Banc du Kaiser (voir position du banc **Figure 4**) (Reynaud, 1996). L'impact des houles est également mis en évidence par ce dernier, qui identifie à la surface du banc du Kaiser des rides de houle dont l'espacement est d'environ 2 m et l'orientation N20°. Les auteurs s'accordent cependant pour considérer que les bancs de la Mer Celtique sont "moribonds", leur mise en place s'étant effectuée durant les périodes de plus bas niveau marin. Notons qu'en bordure de plate-forme s'observe un important champ de dunes, improprement appelé banc de La Chapelle, en équilibre avec le régime hydrodynamique actuel. C'est l'existence à ce niveau d'ondes internes favorisant la propagation des marées qui serait à l'origine des forts courants mesurés dans le secteur (Heathershaw, 1985).

En résumé, la partie actuellement immergée du système de la Manche correspond à une vaste marge essentiellement sableuse, où les dépôts de haut niveau liés aux périodes interglaciaires plio-quadernaires, situés essentiellement à proximité de grands fleuves en Manche orientale et Mer du Nord, sont séparés des dépôts de bas niveau (ou de régression forcée) par une zone de "by-pass" de plus de 600 km, constituée par une surface polygénique d'érosion entaillée par des vallées incisées parfois remplies de sédiments fluvio-estuariens, et couverte de corps sableux transgressifs. Des exemples de corps sableux issus de ces trois zones seront présentés au chapitre III.

2.2- La plate-forme nord-aquitaine: une plate-forme sableuse dominée par les tempêtes (Cirac et al., 1997; Lericolais et al., 1998)

La marge aquitaine est une marge stable, séparée par la flexure celto-aquitaine (située approximativement à la latitude d'Arcachon) qui définit deux secteurs de régimes tectoniques différents, la partie méridionale étant plus subsidente et affectée par un diapirisme plus important. Nos résultats concernent essentiellement la partie septentrionale de la marge, où les apports sédimentaires actuels proviennent très majoritairement de la Gironde, avec une moyenne de $2.2 \cdot 10^6$ tonnes/an en suspension et $0.7 \cdot 10^6$ tonnes/an par charriage (Castaing, 1981). La plate-forme est dominée par les tempêtes, avec des houles d'ouest décennales atteignant des amplitudes de 15 m pour des périodes de 11 à 15 s. Ces houles ont la capacité de mettre en oscillation les sédiments sableux à pratiquement toutes les profondeurs de la plate-forme

(Castaing, 1981). L'action des marées est faible, limitée à la plate-forme interne et affecte principalement les embouchures et les passes. La couverture sédimentaire est essentiellement constituée de sables moyens et fins (**Figure 5**), avec localement des sables grossiers et graviers. Au large de la Gironde, au-delà de l'action des vagues, se trouvent des vasières résultant d'apports récents (Lesueur et al., 1996).

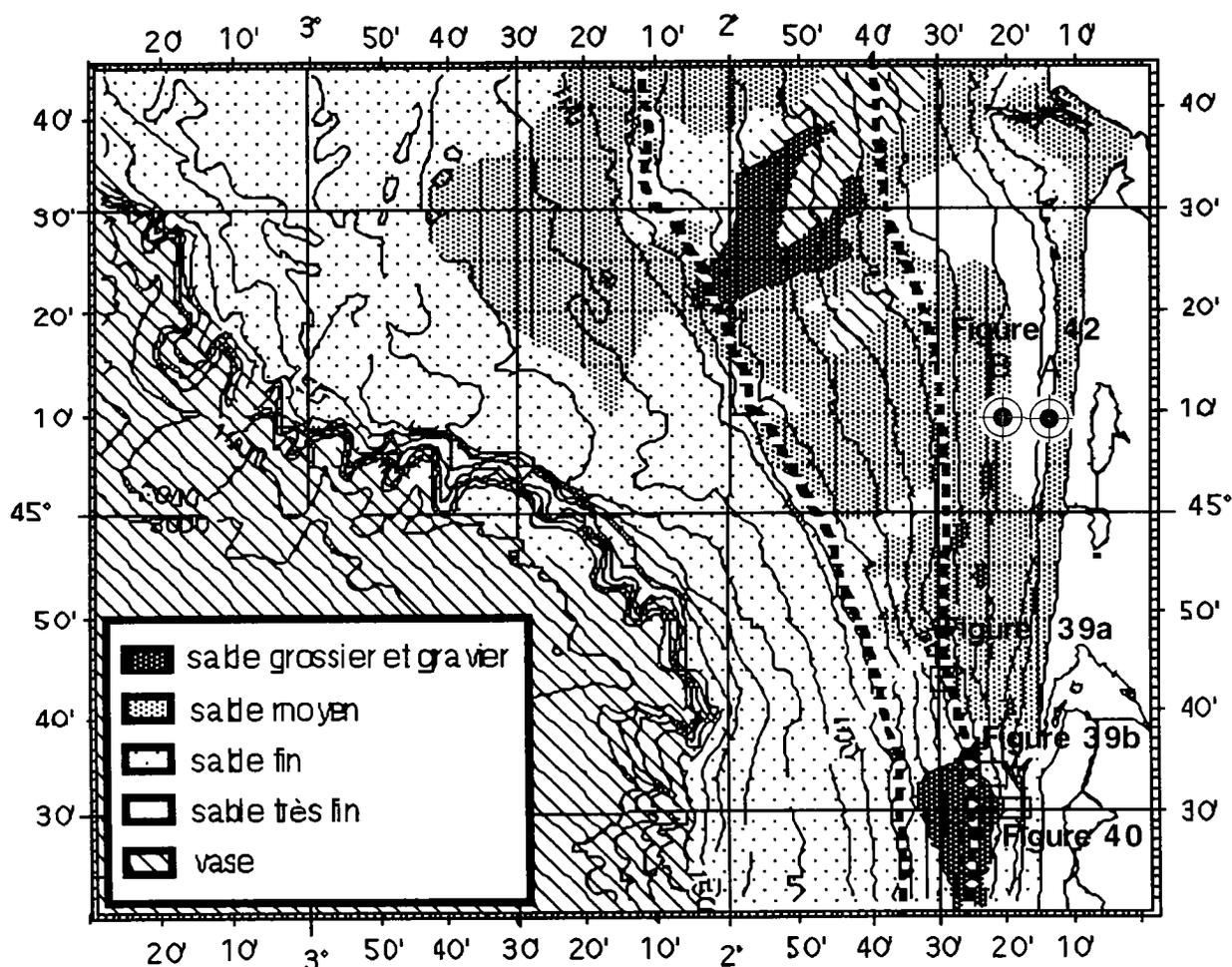


Figure 5 : Carte bathymétrique et répartition des sédiments de la plate-forme nord-aquitaine (Cirac, Berné et al., accepté, modifié d'après Allen et Castaing (1977)).

L'architecture des dépôts quaternaires a été révélée par des reconnaissances sismiques récentes (campagne Placeta-1996- et Itsas-1998), la plupart des travaux antérieurs ayant concerné les faciès sédimentaires superficiels. Ces reconnaissances, calées sur le forage pétrolier Antares 2 (situé au SW du Cap Ferret), ont montré que la couverture sédimentaire est constituée par une seule séquence de dépôt correspondant au dernier cycle glacio-eustatique. La séquence est épaisse d'une vingtaine de mètres sur la plus grande partie de la plate-forme, et s'épaissit à proximité du rebord de la plate-forme. Les directions générales de progradation sont vers le SW, ce qui traduit la subsidence plus importante dans la partie méridionale de la marge au Quaternaire supérieur. Ces structures progradantes sont déformées par les diapirs, qui sont donc encore actifs. Le motif général observé sur les lignes sismiques (**Figure 6**) consiste en :

- une surface d'érosion basale correspondant à la limite de séquence. Cette surface devient une surface conforme ("*correlative conformity*") vers le rebord de plate-forme,
- un prisme de bas niveau perché surmontant cette surface, s'élargissant vers la pente continentale et se biseauant vers 120m de profondeur,
- des remplissages de vallées incisées. A noter que, comme en Manche, les incisions des paléo-vallées de la Gironde (et probablement de la Leyre) se biseauant vers le large entre 50 et 60 m de profondeur (Lericolais et al., 1998). Il n'existe donc pas de connexion entre les fleuves et les canyons sur la marge,
- sur la plate-forme interne, des unités rétrogradantes (en "*backstepping*") qui pourraient correspondre à la marque de stationnements marins durant la dernière remontée eustatique.

Signalons en outre l'existence de grands corps sableux (hauteur de l'ordre de 15 m) sur la plate-forme externe entre 120 et 140 m de profondeur, en particulier au Nord du canyon du Cap Ferret. L'analyse des résultats de la campagne Itsas devrait permettre de déterminer s'il s'agit de reliques de cordons littoraux ou de bancs créés par l'hydrodynamique.

En résumé, la plate-forme aquitaine est essentiellement sablo-graveleuse, dominée par les houles et les apports sableux proviennent actuellement surtout de l'érosion littorale, les apports en suspension issus de la Gironde alimentant des vasières situées au-delà de la zone d'action des vagues. L'énergie importante explique que seule la dernière séquence de dépôt quaternaire soit préservée. Les sables de plate-forme répondent bien à la définition de sédiments palimpsestes tels qu'ils ont été définis au premier chapitre.

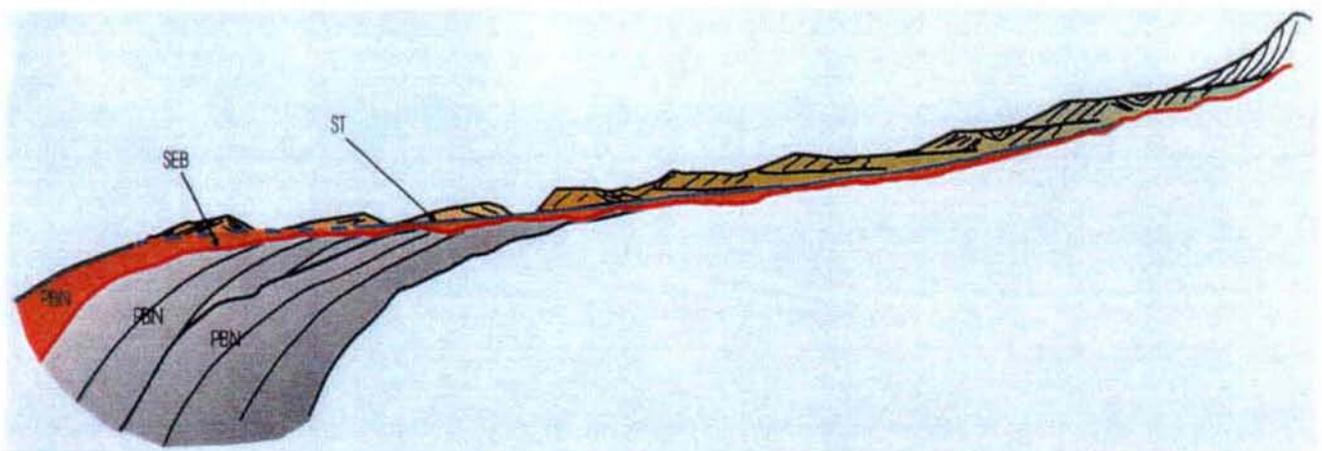


Figure 6 : Schéma synthétique de la séquence du Quaternaire supérieur sur la plate-forme Nord-aquitaine (Cirac, Berné et al., 1997). SEB : Surface d'érosion basale = limite de séquence ; PBN : Prismes de bas niveaux ; ST : surface de transgression.

2.3- Le Golfe du Lion : apports importants et régime de houle modéré

La marge du Golfe du Lion est de dimension modeste (80 km de large au droit de Sète, environ 200 km de large du Cap Creus au canyon de Cassidaigne (**Figure 7**). Elle correspond à la terminaison nord-occidentale du Bassin Provençal dont la structure traduit, depuis la fin de l'orogénèse hercynienne, la succession de phases compressives et extensives (Biju-Duval, 1984). Après une phase d'extension mésozoïque, la région est affectée par la compression liée à la collision des plaques ibérique et européenne, puis Ibérie-Europe et Apulie-Afrique (orogénèse alpine). Le bassin provençal, qui se développe à la fin de la formation des Pyrénées, est la terminaison méridionale d'un système de rifts continentaux d'orientation générale nord-sud. Il s'est ouvert comme un bassin d'arrière-arc associé à l'existence d'une zone de subduction située le long des Apennins à l'Oligo-Miocène, avec formation d'une bande de croûte océanique de l'ordre de 50 km entre la Corse et la Provence (Réhault et al., 1984). Dans le Golfe du Lion, Gorini et al. (1994) reconnaissent deux domaines caractérisés par des styles structuraux différents : au NE, des grabens étroits et orientés NE-SW d'âge oligocène

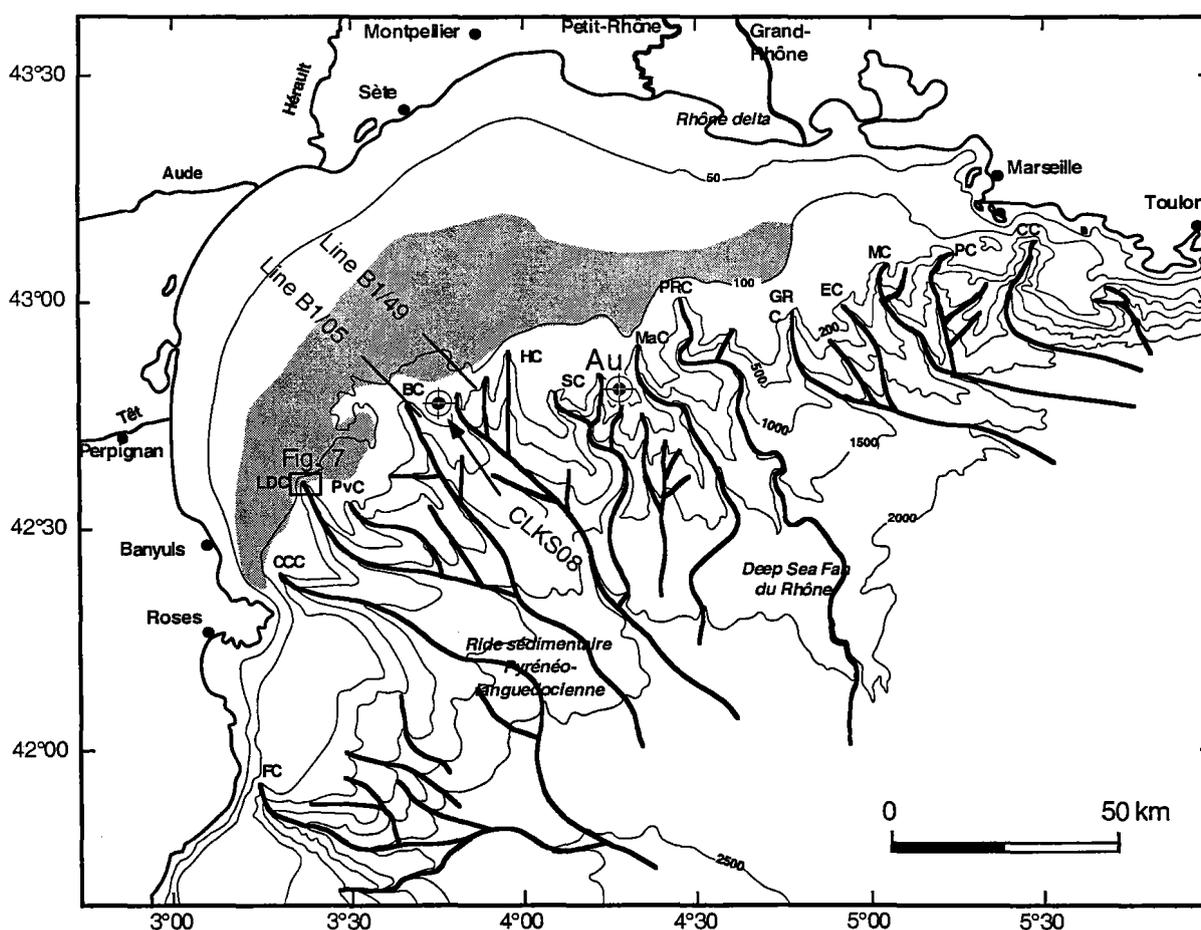


Figure 7 : Morphologie simplifiée du Golfe du Lion. La zone pointillée représente l'extension des "sables du large". Les profils (B1/49 et B1/05) et la carotte (CLKS08) décrits dans le texte sont positionnés, ainsi que le forage Autan (Au). dFC: Fonera Canyon; CCC: Cap de Creus Canyon; LDC: Lacaze-Duthiers Canyon; PVC: Pruvot Canyon; AC: Aude Canyon; HC: Hérault Canyon; SC: Sète Canyon; MaC: Marti Canyon; PRC: Petit-Rhône Canyon; GRC: Grand-Rhône Canyon; EC: Estocade Canyon; MC: Marseille Canyon; PC: Planier Canyon; CC: Cassidaigne Canyon. La compilation bathymétrique est de Torres (1995). La position des sables du large est tirée d'Aloïsi (1986) et de Gensous et al. (1993).

(ouverture de la Méditerranée NW), au SW de larges et profondes dépressions bordées par des horsts et des failles N-S fini-éocènes. Au Messinien, une forte chute du niveau marin est à l'origine de la formation d'épais dépôts évaporitiques (1,6 km en moyenne), localisés dans le bassin (Ryan, 1973; Ryan et Cita, 1978). A cette période se creusent des canyons qui entaillent profondément la marge. Une synthèse récente montre que deux types d'évaporites peuvent être distingués, associés à deux chutes du niveau marin d'amplitude différente, seule la seconde se traduisant par un quasi-assèchement du bassin (Clauzon et al., 1996). La crise messinienne se marque sur les profils sismiques de la plate-forme et de la marge continentale par une surface d'érosion majeure, séparant des dépôts de signature sismique différente. A ce bas niveau exceptionnel succède un haut niveau tout aussi exceptionnel : c'est la "restauration pliocène" de Clauzon (in press). La série plio-quadernaire (5.2 Ma jusqu'à nos jours) est grossièrement composée de dépôts gravitaires et hémipélagiques dans le bassin et de dépôts deltaïques et littoraux sur la plate-forme. Elle est caractérisée par son épaisseur et par l'empreinte très forte du glacio-eustatisme. Cette série atteint une puissance d'environ 2000 m à proximité du rebord de la plate-forme au site de forage Autan (position **Figure 7**) (Cravatte et al., 1974). Cette épaisseur s'explique par une forte subsidence en bordure de plate-forme.

En raison de la dérive vers l'Ouest engendrée par le courant liguro-provençal, les sédiments sont largement d'origine rhodanienne sur toute la plate-forme. Du fait de la diminution des apports (et peut-être en raison du rétrécissement de la plate-forme), le style de dépôt évolue progressivement vers l'Ouest, avec le développement des surfaces d'érosion et l'amincissement des séquences. C'est Aloïsi (1986) qui a le premier mis en évidence la progradation de corps sédimentaires sableux ou vaseux en proposant une relation avec les cycles glacio-eustatiques quadernaires d'ordre 4 (au sens de Mitchum et Van Wagoner (1991) soit 100 000 ans). Une reconnaissance générale du Golfe du Lion par sismique haute résolution a été ensuite entreprise, montrant que les concepts de la stratigraphie séquentielle, basés principalement sur l'analyse des roches sédimentaires anciennes, trouvaient une application à l'échelle des cycles glacio-eustatiques de haute fréquence et de forte amplitude du Quadernaire (Tesson et al., 1990; Tesson et al., 1993; Tesson, 1996). Ces auteurs ont proposé d'associer les prismes de bas niveau mis en évidence à des cycles d'ordre 5 (20000 ans) plutôt que d'ordre 4, chaque unité étant interprétée comme un prisme de bas niveau perché associé à une régression forcée (Posamentier et al., 1992). La tectonique *stricto sensu* a probablement joué un rôle mineur dans l'évolution plio-quadernaire de cette partie de la marge. Bessis (1986) indique que la principale activité tectonique a dû cesser après la phase de rifting (Oligocène supérieur à Aquitanien moyen) même si, localement, les failles qui limitent certains fossés ont été actives jusqu'au Miocène moyen. Cela n'est pas incompatible avec l'existence d'une certaine sismicité, qui pourrait être à l'origine de certains glissements récents signalés par Canals et Got (1986) sur la pente continentale, la sismicité pouvant être d'origine profonde ou liée à des failles de croissance et/ou à l'halocinèse.

Régime hydrosédimentaire

Le Golfe du Lion est une plate-forme à faible énergie dominée par les vagues. L'amplitude du marnage ne dépasse pas quelques décimètres ; les houles les plus fortes, du SW, d' amplitude maximum de 5 m et de période de l'ordre de 8 s, interviennent environ 0,1% du temps. Le courant liguro-provençal, lié à la circulation générale en Méditerranée, longe la marge en sens anti-horaire. Sur la plate-forme continentale, la vitesse moyenne du courant est seulement de l'ordre de 5 cm/s, mais son orientation et son intensité peuvent être modifiées sous l'effet du vent ou d'une stratification saisonnière (Millot, 1981). Les ondes internes et les courants inertiels associés, déclenchés durant les phases d'accélération et de déccélération du vent en régime stratifié (pendant l'été), peuvent avoir un effet sur le courant à toutes les profondeurs de la plate-forme, avec des vitesses de l'ordre de 20 à 30 cm/s près du fond (Millot et Crépon, 1981).

Les apports rhodaniens, qui constituent la plus grande part des apports fluviatiles, sont estimés à $8 \cdot 10^6$ tonnes par an, alors qu'ils étaient de l'ordre de $30 \cdot 10^6$ tonnes par an au début du siècle. Sur la plate-forme continentale interne, on dispose d'une bonne estimation du taux de sédimentation au droit du delta du Rhône grâce aux travaux réalisés dans le cadre du Programme National d'Océanographie Côtière (PNOC) : à proximité du débouché du Petit Rhône, par 20 mètres de profondeur, la sédimentation est de l'ordre de 40 cm/an (Suc, communication personnelle). Le taux de sédimentation sur la plate-forme externe est beaucoup plus faible, et plus difficile à estimer à l'échelle de quelques années. L'analyse palynologique et les datations réalisées sur une carotte située à 120 m de profondeur au niveau de l'interfluve des canyons de l'Aude et de l'Hérault, montrent un Holocène réduit à une épaisseur de 18 cm (Acherki, 1997). Il s'agit d'un niveau condensé, incorporant de nombreux éléments remaniés provenant des dépôts pléistocènes sous-jacents. On observe actuellement une zone de dépôt située sur la pente continentale entre 500 et 1500 mètres de profondeur, le taux de sédimentation mesuré à l'aide du ^{210}Pb atteignant une valeur moyenne de 0.11 à 0.19 cm/an, aussi bien dans le domaine rhodanien que pyrénéen (Radakovitch, 1995), mais ces valeurs semblent difficilement extrapolables à des durées de plusieurs centaines d'années.

En résumé, le Golfe du Lion est une plate-forme de dimension modeste (50 km de largeur au maximum) à dominance de vagues modérées et dominée par les apports rhodaniens. Les sédiments s'organisent en bandes parallèles aux isobathes : sables littoraux actuels, vases prodeltaïques du prisme holocène jusqu'à environ 90 m de profondeur, sables des littoraux des périodes glaciaires entre 90 et 120 m de profondeur, vases des prodeltas würmiens au-delà. Une forte subsidence de la plate-forme externe, alliée à une énergie modérée, ont favorisé la préservation des séquences de dépôt quaternaires.

2.4- La Mer de Chine de l'Est : une marge à fort taux de sédimentation et hydrodynamisme fort

La Mer de Chine de l'Est est l'une des plus grandes plates-formes continentales au monde, la distance entre la côte et le rebord de la plate-forme atteignant plus de 500 km. Elle est caractérisée par l'intensité et la variété des processus hydrodynamiques qui l'affectent, et contrôlent la sédimentation.

La marge est constituée d'une série d'anciens bassins d'arrière-arc, d'orientation NNE-SSW, limités par des failles normales ou décrochantes et successivement comblés. Le plus récent de ces bassins est le bassin d'Okinawa, qui a commencé à se former au Miocène (Sibuet et al., 1995). Les données de sismique très haute résolution de la campagne Donghai de l'IFREMER (1996) montrent dans le bassin d'Okinawa et sur la plate-forme externe des failles normales dont le rejet atteint 15 m et qui affectent les dépôts du Pléistocène supérieur.

Régime hydrosédimentaire actuel

Le Changjiang (Yangtzé) et le Huanghe ou Fleuve Jaune (par l'intermédiaire de la Mer de Bohai) sont les deux principales sources de sédiments en Mer de Chine de l'Est. Ce sont deux des quatre fleuves les plus importants du monde en termes de débit solide, avec des apports annuels respectifs de $5 \cdot 10^8$ et 10^9 tonnes de sédiments. D'autres fleuves débouchant dans cette mer ont des apports comparativement plus modestes (**Tableau 1**), mais non négligeables si on les compare à ceux d'un fleuve européen comme la Gironde ($2,9 \cdot 10^6$ tonnes par an) (Castaing, 1981).

Fleuve	Débit annuel $\times 10^8 \text{ m}^3$	Débit solide $\times 10^6$ tonnes
Yangtzé/Changjiang	9250	486
Qiantangjiang	320	5,4
Oujiang/Feyunjiang/Aojiang	?	3,4
Minjiang	600	8,00

Tableau 1: Débits liquides et solides des principaux fleuves débouchant en Mer de Chine de l'Est (Niu, 1983)

On estime à environ 50% la part de sédiments fins déposés au niveau du pro-delta actuel du Yangtzé (**Figure 8**), tandis que 30% seraient transportés vers le sud et 20% atteindraient la fosse d'Okinawa (Liu, communication personnelle). Les taux de sédimentation actuels au niveau du pro-delta seraient compris entre 1 et 5 cm/an. Les forages réalisés sur ce pro-delta indiquent une épaisseur moyenne holocène de 40 m au niveau de l'isobathe 20 m.

La **dynamique tidale** agit sur toute la plate-forme continentale dont la largeur favorise le développement d'une onde de marée importante. Le grand axe de l'ellipse des courants de

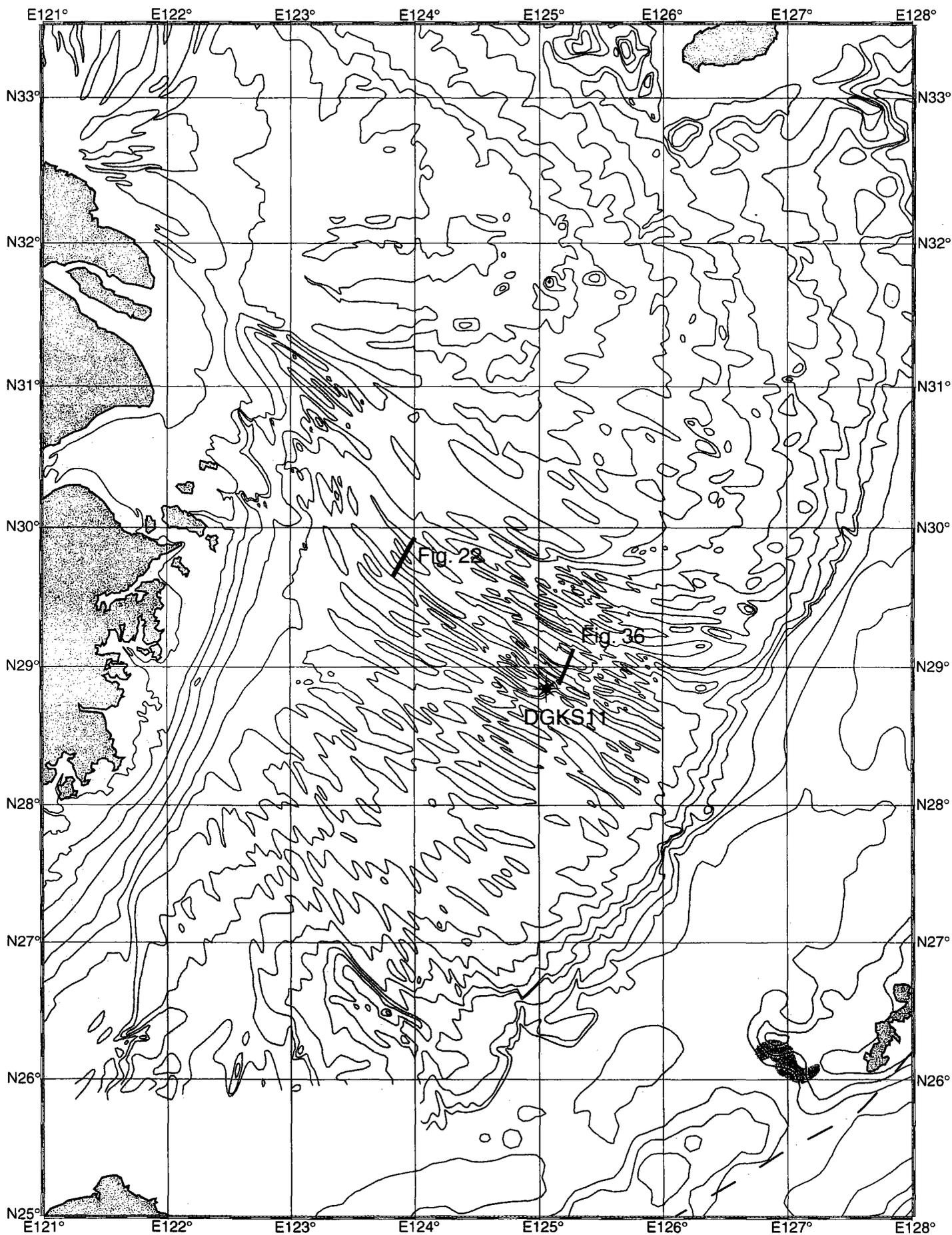


Figure 8 : Carte bathymétrique et sédimentologique de la Mer de Chine de l'Est (Berné et al., en préparation). Origine des données : bathymétrie : compilation des cartes et données satellitaires ; sédimentologie : Li (1990) . Le vert représente les sédiments silto-argileux, le jaune les sédiments sableux. Les bancs coralliens sont en bleu. Le forage et les profils décrits dans le texte sont positionnés.

marée est orienté NW-SE (Tang, 1989). Le marnage dépasse 5 mètres d'amplitude en certains points de la côte, avec des courants associés de l'ordre de 140 cms^{-1} à l'embouchure du Yangtzé, de 50 cms^{-1} près du fond en milieu de plate-forme, et de 75 cms^{-1} sur sa bordure (Butenko et al., 1983). Ces courants sont à l'origine de l'édification du plus grand système de corps sableux tidaux au monde (Yang et Sun, 1988; Liu et al., 1989; Yang, 1989).

Les **courants permanents ou saisonniers** jouent un rôle important dans la distribution des sédiments fins issus des fleuves chinois. Le courant chaud et salé du Kuroshio et ses ramifications (courant chauds de Taïwan et de Huang Hai- Mer Jaune) sont à l'origine d'une circulation anti-horaire, et un contre-courant relativement froid et saumâtre coule vers le sud le long de la côte (courants côtiers de la Mer Jaune et du Jiansu) (Milliman et al., 1985). Il en résulte un transport des sédiments fins en suspension (en particulier ceux du Huanghe) vers le sud. La vitesse de surface du Kuroshio atteint 150 cms^{-1} . Il peut être déporté vers la côte durant les tempêtes, renforçant alors les courants de marée (Butenko et al., 1983). Cependant, durant la mousson d'été, le courant littoral de la mer de Chine de l'Est s'inverse pour porter au nord, et il peut atteindre la côte de Corée durant les années de forte décharge du Changjiang (Ren, 1986).

Des **houles** de forte amplitude (H_{max} supérieure à 10m) sont générées par les tempêtes de la mousson d'hiver, ainsi que par les typhons qui sont fréquents durant l'été et le début de l'automne (mousson d'été). Ces houles sont d'orientation variable en fonction de la trajectoire des typhons, mais présentent une orientation préférentielle en provenance du SE.

Durant le Quaternaire une grande quantité de sédiments, essentiellement en provenance de l'Himalaya et du plateau tibétain, a alimenté la marge chinoise par l'intermédiaire de grands fleuves. Le Huanghe (Fleuve Jaune) a également alimenté la Mer de Chine de l'Est durant l'époque historique, en particulier entre 1546 et 1855, période durant laquelle il forma un grand delta aujourd'hui en cours d'érosion. Selon Saito et Yang (1995), le volume sédimentaire érodé de ce delta fossile serait équivalent aux apports du Yangtzé, soit environ 5.10^8 tonnes/an.

En dehors de la zone côtière, où la couverture sédimentaire consiste essentiellement en des silts argileux, la majorité de la plate-forme est couverte par des sables fins à moyens (**Figure 8**) (Li, 1990). L'épaisseur de la couverture quaternaire est connue grâce à de nombreux forages dans la zone du delta du Yangtzé, où elle atteint 400 m, avec un prisme holocène de l'ordre de 60 m (Chen et Stanley, 1995).

En résumé, la marge chinoise présente à la fois des taux de sédimentation et une puissance hydraulique très élevés, ainsi qu'une forte subsidence de la plate-forme externe. Les conditions de préservation des séquences de dépôt quaternaires sont excellentes.

2.5- Synthèse sur les zones d'étude

La zone du fleuve "Manche" peut être considérée comme un terme ultime ("*end member*") de plate-forme soumise à des courants de marée forts et des houles importantes. Les apports sédimentaires actuels sont pratiquement nuls, mais cette zone a probablement constitué un "dépôt-centre" pour les fleuves d'Europe du Nord-Ouest durant les périodes glaciaires. *C'est une zone macrotidale dominée par l'accommodation.* Le Plateau aquitain est soumis à un régime de fortes houles d'Ouest, par contre les courants de marée sont plus faibles et ne permettent pas, sauf au niveau du prisme littoral, dans les estuaires ou les embouchures de lagunes, de transporter le sable. Les apports sédimentaires sableux résultent actuellement principalement de l'érosion littorale, par contre la largeur de la plate-forme est plus limitée qu'en Mer Celtique, ce qui permet de mieux suivre la continuité des séquences de dépôt. C'est une *zone dominée par les tempêtes et par l'accommodation.* Le Golfe du Lion est une plate-forme microtidale à régime de houle modérée, où les apports sédimentaires sont forts, essentiellement rhodaniens. C'est une *zone dominée par les apports sédimentaires*. La marge chinoise est caractérisée par des apports sédimentaires extrêmement forts, un régime macrotidal renforcé par des houles hivernales et liées à la mousson d'été. C'est une *zone macrotidale dominée par les apports sédimentaires.*

Dans les quatre zones, le régime hydrosédimentaire a fortement varié durant le Quaternaire supérieur, en relation avec la variabilité climatique (régime des moussons, pluviométrie, couverture végétale, extension des calottes glaciaires..) et eustatique. En définitive, nous disposons de deux zones dominées par l'accommodation, l'une à tendance essentiellement tidale (Manche/Mer du Nord) l'autre dominée par la houle (plate-forme aquitaine) et de deux zones dominées par les apports sédimentaires, à composante de marée dominante (mer de Chine) et à effet prédominant des houles (Golfe du Lion).

3- NOUVEAUX RÉSULTATS SUR LES PRINCIPAUX CORPS SABLEUX DE PLATE-FORME

Les plates-formes continentales des mers dominées par les courants de marée ou les tempêtes présentent une gamme de figures sédimentaires (*bed forms*) qui reflètent le régime hydrodynamique ainsi que la nature et la quantité de sédiment disponible. Ces figures sédimentaires peuvent apparaître sous forme isolée (dunes en barkhanes par exemple) ou s'amalgamer pour former des corps sédimentaires. Dans tous les cas, le facteur *temps* doit être pris en compte pour l'analyse des corps sédimentaires et de tout système morpho-dynamique. Pour simplifier, on peut considérer que l'échelle de temps à prendre en compte pour comprendre les mécanismes de formation et l'évolution d'un corps sédimentaire est d'autant plus importante que les dimensions de ce corps sont grandes. Depuis les rides de courant, dont la structure est entièrement modifiée en quelques heures, jusqu'aux bancs de plate-forme, qui enregistrent des phénomènes à l'échelle des cycles glacio-eustatiques, il existe un *continuum* de formes et de processus qui interagissent (Figure 9).

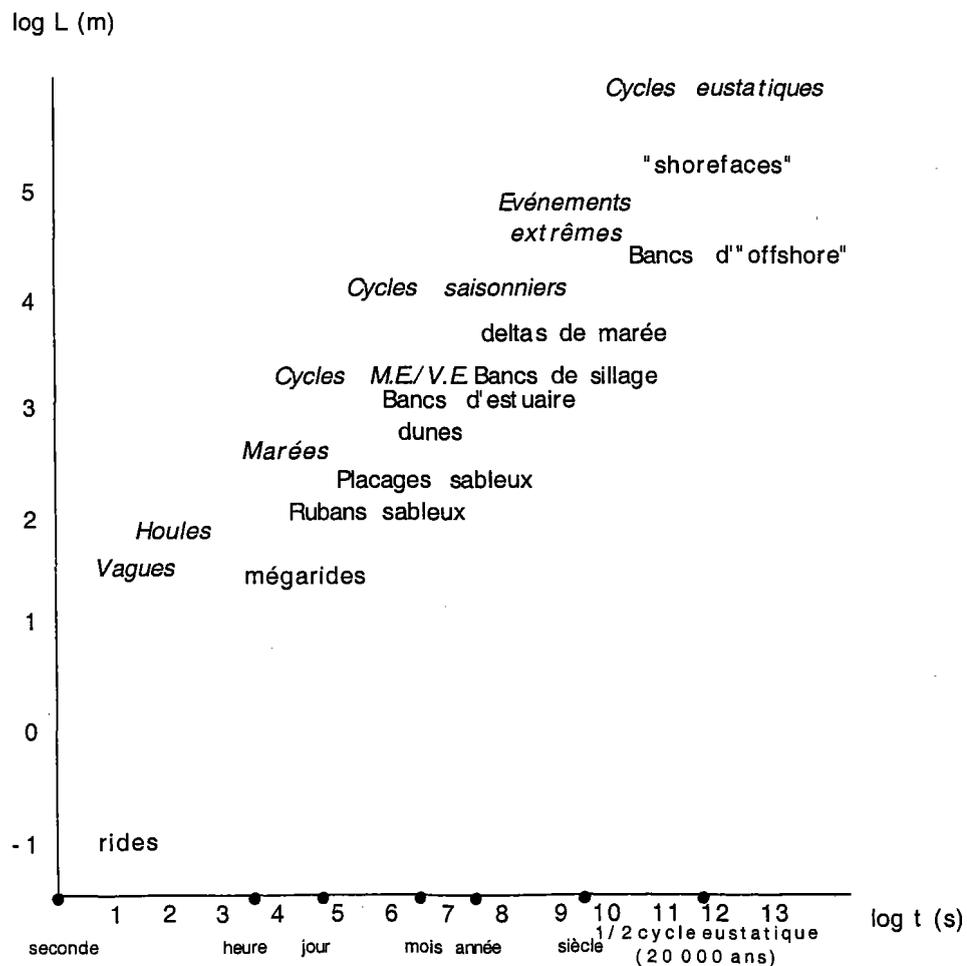


Figure 9 : Échelles de temps et d'espace à prendre en compte pour l'étude des systèmes morphodynamiques du domaine de plate-forme continentale. Les échelles sont logarithmiques avec L, taille moyenne du corps sédimentaire et t, temps de formation.

Notre principal apport à la connaissance des mécanismes de formation et d'évolution des corps sédimentaires de plate-forme tient en fait à l'emploi (et à l'amélioration) de méthodes permettant un meilleur "accès au temps", autrement dit à l'enregistrement sédimentaire. La possibilité de décrypter par sismique l'architecture interne des corps sableux ("*a matter for speculation*" selon McCave (1985)) en est un exemple, ou encore la possibilité de réaliser des levés séquentiels (grâce à des méthodes améliorées de positionnement) pour apprécier la vitesse de migration des corps sableux. Ce chapitre présente les principaux résultats concernant les corps sableux de plate-forme que nous avons pu étudier dans des environnements variés, tant du point de vue des apports sédimentaires que du régime hydrodynamique. Le parti est pris d'adopter une présentation basée sur la géométrie des corps sédimentaires, plutôt que sur les différents régimes hydro-sédimentaires à l'origine de ceux-ci.

En ne considérant que les formes sédimentaires sableuses les plus importantes, on distingue généralement les formes transverses (ou à peu près transverses) par rapport au transport résiduel, et celles parallèles (ou légèrement obliques) à ce transport. Dans les environnements où le transport est faible et la quantité de sable disponible limitée, on trouve généralement des formes sédimentaires sans orientation préférentielle. Enfin, dans les environnements mieux alimentés en sable, on définit des épandages sableux (*sand sheets*) (Stride et al., 1982) dont nous verrons qu'ils ne correspondent pas à un processus hydro-sédimentaire particulier.

Au début de chaque sous-chapitre sont indiqués mes articles (ou ceux écrits en collaboration) traitant du sujet.

3.1- Corps sableux transverses par rapport au courant : les dunes

(Berné et al., 1988; Berné et al., 1989a; Berné et al., 1989b; Berné, 1991; Berné et al., 1991; Berné et al., 1993; Thauront et al., 1996; Le Bot et al., 1999)

Les observations en nature et les expériences en bassin montrent que tout dépôt granulaire soumis à un courant unidirectionnel ou oscillatoire (la marée pouvant être considérée comme un type particulier de courant oscillatoire) se structure en figures sédimentaires se déplaçant dans la direction de ce courant et dont la crête est orientée sensiblement perpendiculairement au courant. Il a ainsi été possible d'établir un certain nombre de diagrammes rendant compte de l'influence des différents facteurs (granularité du sédiment, vitesse du courant, profondeur de la couche limite...) contrôlant les domaines de stabilité et la morphologie de ces différentes formes sédimentaires (**Figure 10**). Les deux types principaux de figures sont les rides (*ripple marks*) et les dunes. Seules les dernières retiennent ici notre attention. Un effort de clarification dans la nomenclature des figures sédimentaires transverses a été entrepris à l'initiative de la SEPM (*Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*) par le "*Bedforms and Bedding Structures Research Group*" à l'occasion d'une réunion spécialisée (Ashley, 1990) Bien que le

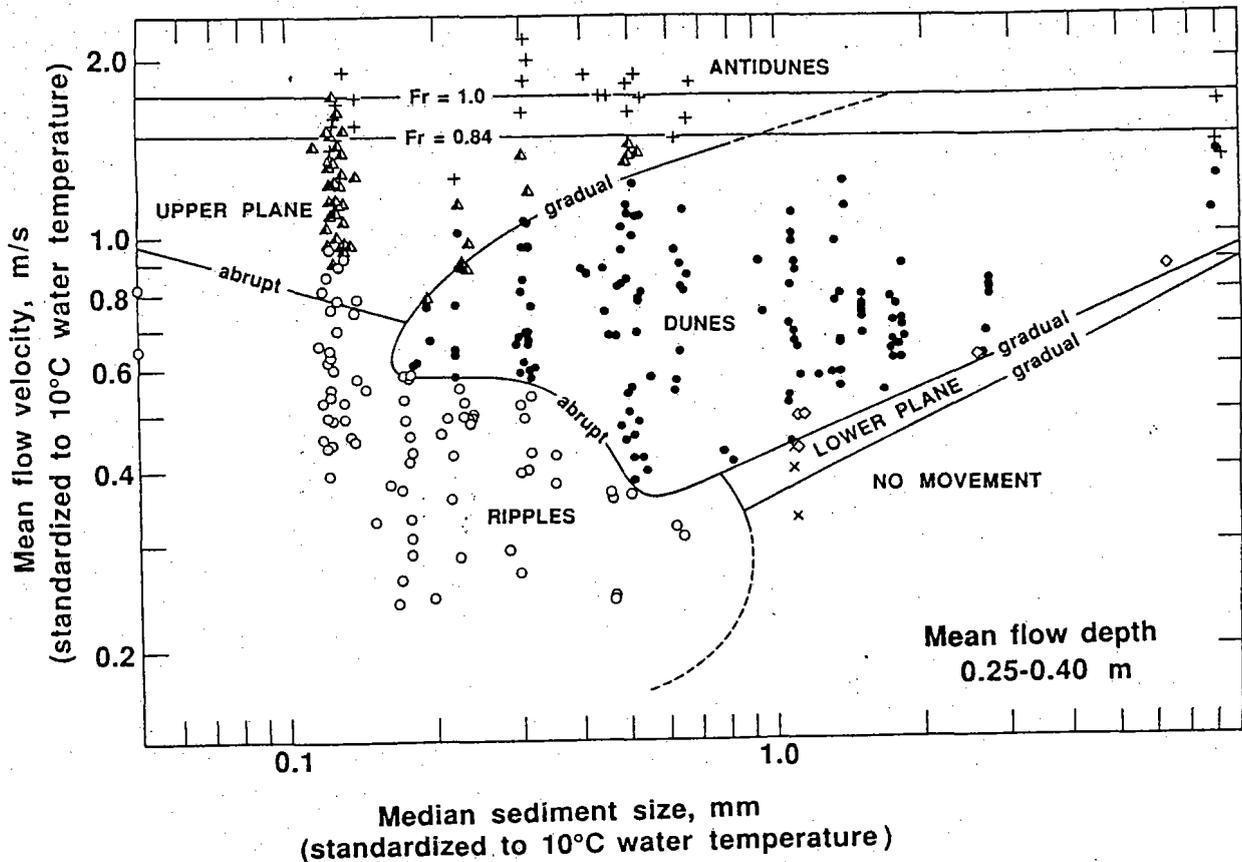


Figure 10 : Diagramme de stabilité des figures transverses au courant en fonction de la vitesse du courant et de la granularité. Données normalisées pour une température de 10°C, des grains de densité 2,65 et une profondeur d'eau de 0,25-0,40m (Boguchwall et Southard, 1989).

consensus ne soit pas total sur les relations entre morphologie des formes de dépôt et caractéristiques du courant, les participants au symposium ont convenu de désigner par un seul terme tous les formes transverses au courant comprises entre les rides et le lit plan supérieur. Pour des raisons essentiellement historiques, c'est le terme de "dunes" qui a été retenu, plus précisément celui de "*subaqueous dunes*" pour les distinguer des formes éoliennes. Des descripteurs de plusieurs ordres ont également été choisis, dont les plus importants sont l'espacement L et la forme (2D ou 3D), qui permettent de définir quatre sous-classes dans les "*subaqueous dunes*" : des espacements de 5, 10 et 100 m sont choisis arbitrairement pour différencier les "*small*", "*medium*", "*large*" et "*very large dunes*". Des limites correspondantes pour la hauteur H peuvent être déterminées en utilisant la relation établie par Flemming (1988) :

$$H = 0.0677 L^{0.8098}$$

Ces valeurs sont respectivement $H = 0.4, 0.75$ et 5.0 m (et non pas $0.25, 0.5$ et 3.0 m comme calculé par erreur par Ashley (1990) !

Cette classification nous paraît difficilement applicable dans la plupart des cas que nous avons examinés. En effet, et bien que les quatre classes de dunes coexistent, on observe le plus souvent deux types principaux, les plus petits étant surimposés aux plus grands. Ces deux

classes correspondent sensiblement aux mégarides et vagues sableuses de nombreux auteurs (Boothroyd et Hubbard, 1975; Gorsline et Swift, 1977; Middleton et Southard, 1977; Amos et King, 1984) ou aux *small sand waves* et *large sand waves* de Belderson et al. (1982). Pour simplifier les descriptions, nous proposons donc d'utiliser les descripteurs "petites dunes" (regroupant les petites et moyennes dunes d'Ashley (1990)) et "grandes dunes" (regroupant les grandes et très grandes dunes) pour distinguer ces deux classes, la limite entre les deux étant fixée à 20 m pour l'espacement et 1.5 m pour la hauteur. La limite ride/dune demeure fixée à $L = 0.6$ m et $H = 0.06$ m.

Structure interne

La mise en évidence de la structure interne des dunes (Berné et al., 1988) et les travaux qui ont suivi (Berné, 1991) aboutissent à un paradoxe. Nous avons en effet pu confirmer que les grandes dunes de plate-forme ont une structure interne correspondant au modèle conceptuel d'Allen (1980) utilisé par tous les géologues sédimentaires. Par contre, les mécanismes invoqués par cet auteur pour expliquer l'architecture des dunes ne peuvent pas être retenus. Selon Allen, c'est en effet l'intensité et l'asymétrie du courant de marée qui contrôlent la structure interne des dunes et le "*master bedding*" (litage principal). Les six classes de structures internes de dunes identifiées par cet auteur, qui correspondent pour simplifier à des conditions où le courant semi-diurne est de plus en plus asymétrique (le flot ou le jusant étant dominants) s'observent bien sur nos données sismiques. Les mesures de houle et de courant près du fond, ainsi que les levés géophysiques à intervalle réguliers, montrent cependant que le "temps de réponse" des grandes dunes est largement plus grand que celui d'un cycle de marée. Dans la plupart des cas, c'est l'asymétrie du courant *en période de vives eaux* qui conditionne la morphologie et la structure interne des dunes. Quant aux surfaces de réactivation décrites par Allen (qui les attribue à l'action du courant subordonné), elles sont bien observées par sismique mais résultent en fait de l'érosion durant les périodes de tempêtes.

Faciès sédimentaires

Deux types principaux de structures sédimentaires sont reconnus dans les grandes dunes sous-marines.

(1) **Des structures en *cosets*** (*coset* : groupement de sets ou faisceaux obliques (Gubler, 1966)) d'amplitude pluri-métrique à légère tendance grano-croissante vers le haut, présentant des lits centimétriques à décimétriques eux-mêmes grano-croissants ou grano-décroissants (Figure 11-A). Ces lits sont fortement pentés (jusqu'à 30°) et résultent de mécanismes d'avalanche initiés au sommet de la dune. Chaque lit individuel correspond à un dépôt de coulée sableuse ("*sand flow*" (Hunter, 1985)). Ces lits fortement pentés sont souvent tronqués par des discontinuités érosives, qui résultent de l'action combinée du courant de marée et d'un autre agent dynamique (le plus souvent la houle). La bioturbation est généralement concentrée à la base de la dune. Ces structures sédimentaires correspondent à des grandes

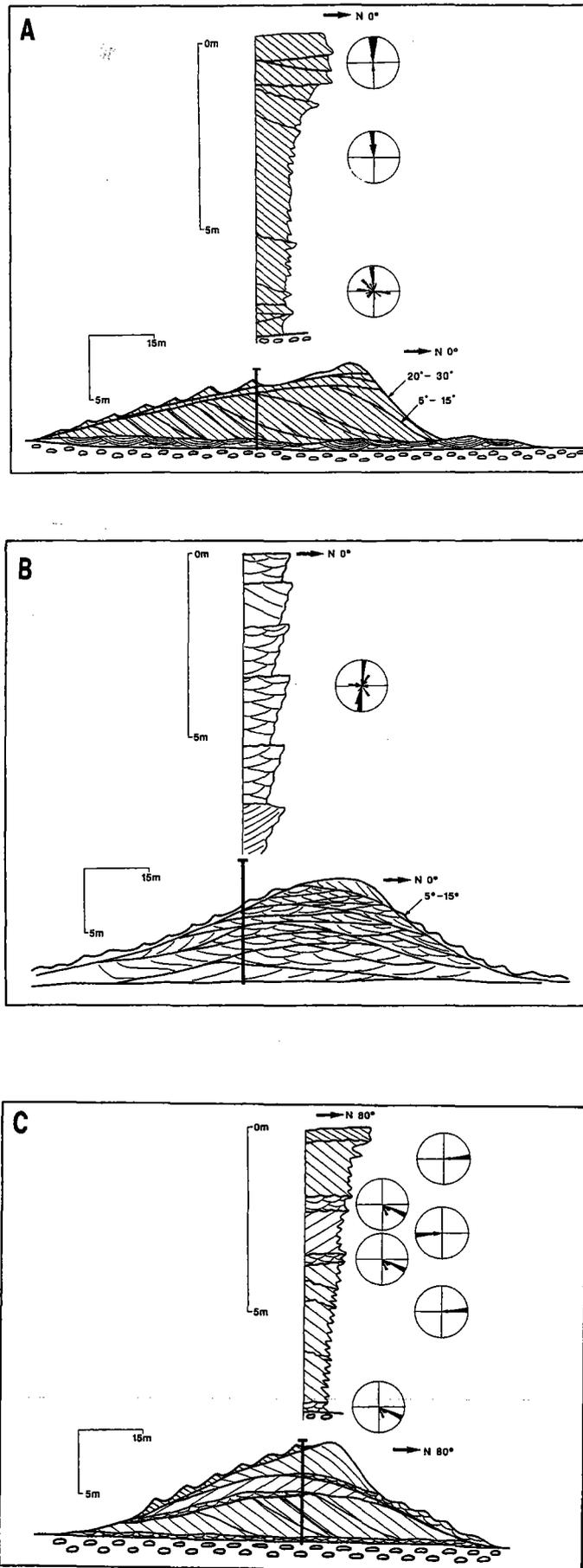


Figure 11 : Principales structures sédimentaires observées au sein des grandes dunes tidales (modifié d'après Berné, 1991). A : structures en *cosets*, B : structures à litages de mégarides, C : structures en "méga-chevrons".

dunes asymétriques dont la migration s'effectue dans le sens indiqué par le pendage des lits frontaux.

(2) **Des structures à litage de mégaride.** Les grandes dunes sont constituées d'un empilement de sets d'épaisseur décimétrique à litage de mégaride (**Figure 11-B**). Il n'y a pas de grano-croissance à l'échelle de la grande dune (pas d'avalanche à grande échelle), mais simplement au niveau des *sets* élémentaires. Ces structures sédimentaires correspondent à des grandes dunes symétriques où le transport s'effectue principalement de façon parallèle à la crête de la dune.

Un troisième cas, moins fréquent, a été baptisé **litage en "méga-chevrons"** (Berné, 1991). Il correspond à une structure de *cosets* présentant des lits frontaux de pendage inversés (**Figure 11.C**). Ces structures, d'abord reconnues par sismique à l'embouchure de la Gironde (Berné et al., 1993), ont pu être carottées par Mallet (1998). Les échantillons obtenus par vibrocarottage et par carottage Reineck montrent des litages obliques de rides et de mégarides dans les sables moyens à grossiers, avec présence de galets mous et de drapages argileux. Des lits de vase compactée et litée, d'un à deux centimètres d'épaisseur, sont intercalés. Cette organisation correspond à une inversion du transport résiduel à longue période (saisonnière). Il faut noter que les carottes sédimentaires prélevées au sein des dunes tidales de la plate-forme continentale ne présentent aucun drapage argileux. L'absence de drapages argileux, et à *fortiori* de doublets argileux dans les dépôts anciens ne permet donc pas d'exclure une origine tidale.

Migration et évolution des dunes

Nos travaux ont permis de prouver que les grandes dunes du plateau interne sont en équilibre avec le régime hydrodynamique actuel. A Surtainville, elles se déplacent à une vitesse moyenne de 12m/an, tandis que cette vitesse atteint 70m/an dans le Pas-de-Calais. Toutes choses égales par ailleurs, la vitesse de migration des dunes est inversement proportionnelle à leur taille. Les dunes les plus mobiles semblent être les "barkhanes", qui se déplacent en général sur un substrat grossier comme dans le Pas-de-Calais.

Une autre découverte intéressante des travaux que nous avons pu initier est la mise en évidence de la variabilité saisonnière de la polarité de certaines d'entre elles. Il a ainsi été démontré que les dunes de la zone de la Palmyre dans l'embouchure de la Gironde, celles situées dans les passes internes du bassin d'Arcachon et celles au Sud du banc South Falls (Sud de la Mer du Nord) changeaient de polarité, et donc de sens de migration, avec une périodicité de quelques mois (Berné et al., 1993 ; Thauront et al., 1996 ; Le Bot et al., 1999). Dans le premier site, c'est l'augmentation de la décharge fluviale qui conduit à une stratification de l'estuaire et à un renforcement du courant de jusant près du fond. Dans les deux autres, c'est l'orientation des vents dominants (et peut être les changements de pression atmosphérique) qui intervient de manière suffisamment importante pour inverser l'action des courants de marée sur le transport résiduel près du fond. Nous avons pu montrer par des levés sismiques que la structure interne

des grandes dunes de la Palmyre conservait la mémoire de ces phénomènes, avec des réflexions obliques marquant la succession de périodes dominées par le jusant, le flot et à nouveau le jusant. Une géométrie similaire est trouvée par Le Bot et al. (1999) au sud de South Falls.

Dunes non tidales

Jusqu'en 1993, nos travaux s'étaient focalisés sur les dunes tidales. De nombreux exemples de la littérature montrent qu'en domaine de plate-forme continentale, il existe aussi des grandes dunes, formées par les courants de dérive induits par le vent (Coleman et al., 1981) ou les courants géostrophiques (Werner et Newton, 1975; Flemming, 1980; Ikehara et Kinoshita, 1989).

Nos travaux dans le Golfe du Lion ont révélé l'existence de dunes pluri-métriques sur la plate-forme externe à proximité de la tête des canyons Lacaze-Duthiers et Bourcart (**Figure 12**). Les caractéristiques de ces dunes sont présentées dans le **Tableau 2**.

	Prof. maxi. (m)	Prof. mini. (m)	H _{max} . (m)	L _{max} . (m)	L _{moy} . (m)	L _{moy} /H _{max}	l (km)
Canyon Bourcart	110	100	7	540	380	54	2.5
Canyon Lacaze-Duthiers	97	84	9	820	600	67	3.2

Tableau 2 : Caractéristiques des dunes situées à proximité des canyons Lacaze-Duthiers et Bourcart

Une façon de vérifier qu'il s'agit bien de formes transverses (dunes) et non longitudinales (bancs) par rapport au courant est de considérer leur rapport H/L. Dans le premier cas, la hauteur et la longueur du corps sédimentaire sont telles que :

$$H = 0,0677 L^{0,8098} \quad (\text{Flemming, 1988})$$

alors que dans le second elles suivent la relation :

$$H/L = 0,003 \quad (\text{Off, 1963})$$

Dans la zone du canyon Bourcart, la valeur de H prédite pour des dunes serait de 8,7 m, et seulement de 1,2 m pour des bancs sableux. De manière similaire, on trouve pour la zone du canyon Lacaze-Duthiers de valeurs de 10,6m et 1,8m, respectivement.

Il s'agit donc bien de dunes transverses au courant, probablement inactives (pas de figures sédimentaires surimposées). La profondeur d'eau à laquelle elle se sont formées peut être grossièrement estimée en utilisant le diagramme de la **Figure 15** ; on obtient ainsi une

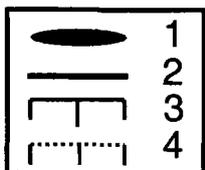
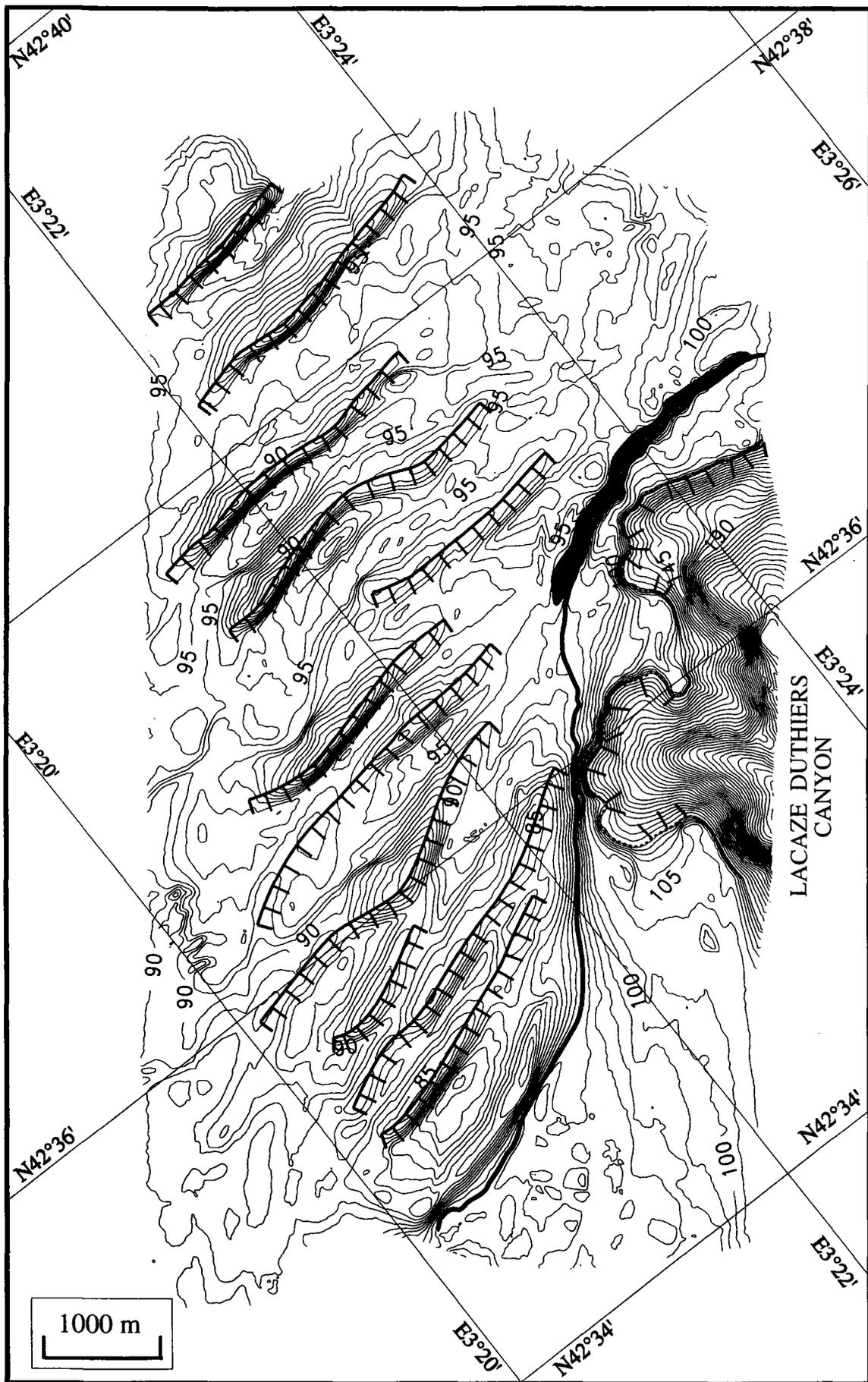


Figure 12 : Carte bathymétrique (multi-faisceaux EM 950) des dunes à proximité du canyon de Lacaze-Duthiers (position figure 7). 1 : zone à sables grésifiés ; 2 : limite de progradation des sables du large (voir § 3.4) ; 3 : crête dunaire avec direction de progradation ; 4 : loupes d'arrachement récentes dans la tête du canyon.

profondeur d'eau comprise entre 66 et 35 m. Prenant en compte une profondeur actuelle de 90 m et en utilisant la courbe eustatique d'Aloisi (1986), on trouve un âge compris entre 14.000 et 9.000 ans B.P.

Le mécanisme de formation de ces dunes n'est pas connu. On pourrait invoquer le rôle des courants géostrophiques (en l'occurrence le courant liguro-provencal), des courants de dérive induits par les tempêtes et/ou de "downwelling", dont les effets étaient certainement accentués durant les périodes de plus bas niveau eustatique. La concentration des dunes à proximité des têtes de canyons incite à rechercher un effet lié à la topographie de la marge. Les études de la dynamique actuelle montrent en effet que les canyons jouent un rôle de concentration des transferts d'énergie et de matière entre la plate-forme et le domaine profond (Monaco et al., 1990). On observe ainsi que le courant Liguro-Provencal, globalement parallèle à la marge, est dévié vers le large au niveau des canyons. Il a également été montré que le canyon de Lacaze-Duthiers favorisait le piégeage des ondes internes (Millot, 1990), et ce phénomène était certainement intensifié lorsque le rivage se situait à proximité des canyons, qui concentraient l'action des vagues en réfractant les houles incidentes.

Sur la plate-forme externe de la marge du Danube en Mer Noire, nous avons aussi trouvé des dunes de hauteur pluri-métrique d'origine non tidale ($H_{max} = 9m$, $L = 800m$, orientation des crêtes SW-NE, (voir paragraphe 3.2, **Figure 34**). Ces dunes ont des formes en croissant suggérant de fortes valeurs du courant près du fond, elles sont érosives et remanient les dépôts sous-jacents.

Préservation des dunes

Le premier à reconnaître l'importance des facteurs allocycliques dans la préservation des dépôts tidaux fut Nio (1976), qui notait que les dunes (sand waves) étaient généralement préservées dans les séries transgressives. Sur la plate-forme externe roumaine en Mer Noire, nous avons observé par sismique et carotté des dunes sableuses transgressives qui sont recouvertes par un nappage d'épaisseur métrique de dépôts silteux de haut niveau marin correspondant aux apports actuels du Danube (**Figure 13**). A l'Ouest du Bosphore, des observations analogues viennent d'être faites en Mer de Marmara (Aksu et al., 1998). En domaine de plate-forme interne, nous avons aussi observé dans le Pertuis breton, au NE de l'île de Ré, des dunes transgressives partiellement ou entièrement recouvertes par des dépôts de haut niveau silto-vaseux (issus de la Charente et/ou de la Gironde) (**Figure 14**). La structure interne et la morphologie de ces dunes sont parfaitement préservées, elles indiquent une inversion du transport résiduel avec des dunes au NW orientées en jusant et des dunes au SE orientés en flot. Dans les séries anciennes, la morphologie externe des dunes n'est généralement pas préservée (à l'exception de quelques cas comme dans la Molasse Miocène (Homewood et al., 1992)). On peut cependant estimer la hauteur initiale des dunes à partir de la géométrie des cliniformes, ce qui permet d'estimer la paléo-profondeur au moment de la mise en place de ces dunes, en utilisant la relation proposée

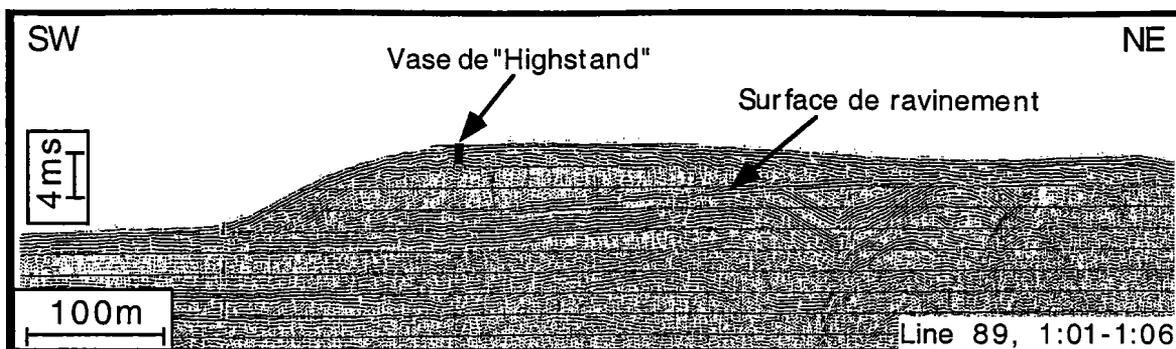


Figure 13 : Profil de sondeur de sédiment sur les dunes envasées de la marge deltaïque du Danube. Noter l'angle de chevauchement légèrement négatif de la dune, et la vallée incisée sous la surface de ravinement. Position Figure 34.

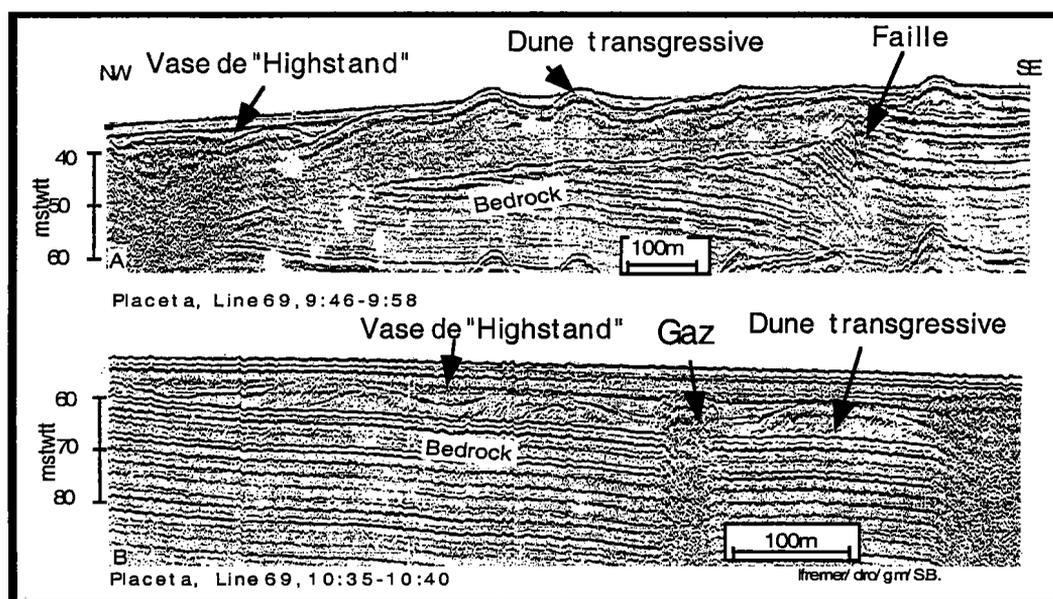


Figure 14 : Profil sismique (sparker, campagne Placeta) au Nord de l'île de Ré. Profondeur d'eau comprise entre 25 et 40 m.

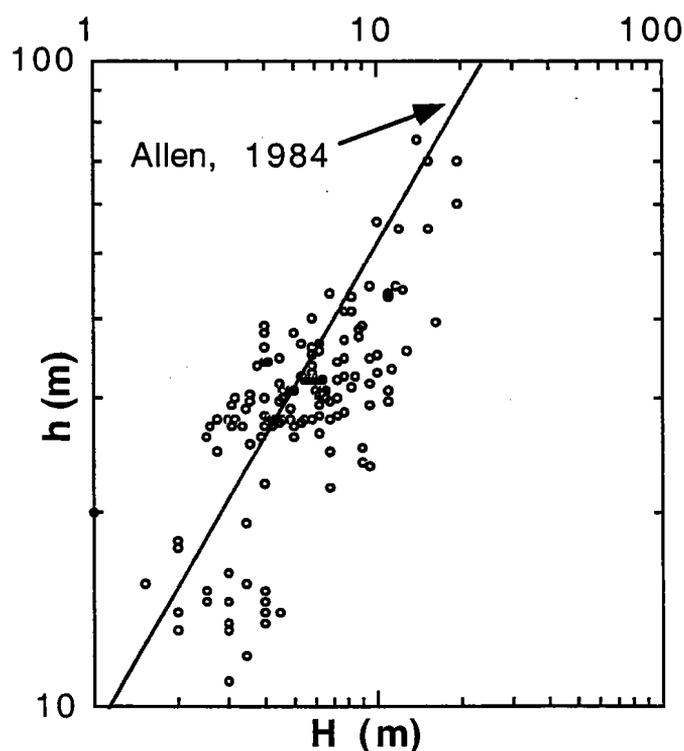


Figure 15 : Relation entre l'amplitude H des dunes et la profondeur d'eau. Les profondeurs sont calculées pour une marée moyenne. Pour une même dune, seule la plus forte valeur de H est retenue (Berné, 1991).

par Allen (1984), qui est celle qui coïncide le mieux avec nos mesures sur les dunes actuelles (**Figure 15**) :

$$H = 0.086 h^{1.19} \quad (H, \text{ hauteur de la dune, } h, \text{ profondeur d'eau, en mètres)}$$

Conclusions sur les dunes

Les grandes dunes sont des marqueurs du transport sableux résiduel intégré sur une longue période de temps (plusieurs semaines ou plusieurs mois). Contrairement au modèle conceptuel d'Allen (1980), leur architecture ne traduit pas l'asymétrie du courant de marée semi-diurne moyen, mais généralement celle du courant de vives-eaux. A cette signature tidale se surimposent des effets liés aux vagues de tempêtes, aux variations de débit fluvial et d'orientation des vents dominants. En définitive, la possibilité de mettre en évidence des critères de reconnaissance de l'action des marées (doublets argileux...) dans les grandes dunes est très faible, même dans des environnements aussi "tidaux" que le golfe normand-breton. Des cas de préservation de dunes sableuses holocènes, recouvertes par des dépôts argileux de haut niveaux, sont observés à différents niveaux des plates-formes continentales.

3.2- Les corps sableux longitudinaux par rapport au courant

(Berné et al., 1993; Trentesaux, 1993; Berné et al., 1994; Reynaud et al., 1995; Marsset et al., 1996; Berné et al., 1998b; Liu et al., 1998; Liu et al., 1999; Trentesaux et al., 1999; Reynaud et al., sous presse; Trentesaux et al., sous presse).

3.2.1- Les rubans sableux (*sand ribbons*)

Ce sont des figures sédimentaires de faible épaisseur (généralement moins d'un mètre, mais pouvant atteindre 4 m) dont la longueur peut atteindre 15 km et la largeur 200m (Belderson et al., 1982) Ils sont caractéristiques des marges dominées par l'accommodation et avec des courants forts. On les rencontre en particulier sur des plates-formes dominées par les marées comme la Manche, la Mer d'Irlande, la Mer Baltique (Kenyon, 1970a; Belderson et al., 1972; Werner et Newton, 1975; Belderson et al., 1982) mais on peut aussi les rencontrer sur des plates-formes dominées par les tempêtes comme sur les marges néo-zélandaises, californiennes et du Canada oriental (Lewis, 1979; Karl, 1980; Amos et King, 1984) ou par les courants géostrophiques comme la plate-forme orientale de l'Afrique du Sud (Flemming, 1980). Dans tous les cas, la vitesse du courant est de l'ordre de 1 m/s à un mètre au dessus du fond. Le contraste entre le sable constituant le ruban et le substrat généralement très grossier est à l'origine d'un fort contraste de rétro-diffusion qui se traduit sur les images acoustiques des sonars latéraux par des faciès bien marqués (**Figure 16**). Les expériences en bassin menées par McLean (1979) montrent que ce contraste entre sable et sédiment très

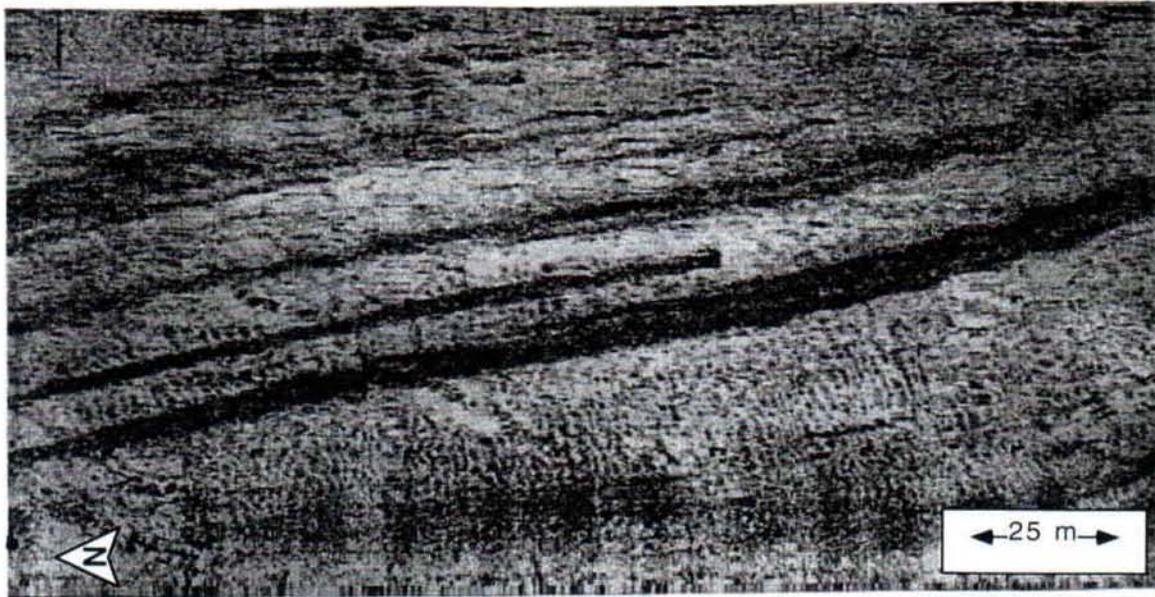


Figure 16 : Exemple d'image acoustique de sonar latéral montrant des rubans sableux et une queue de comète au large de Surtainville (Cotentin). La profondeur d'eau est de 30 m. La flèche indique la direction du transport sableux résiduel (vers le Nord).

grossier est aussi à l'origine de la formation des rubans, en raison de la différence de rugosité entre le sable et le substrat. Cette différence induit en effet une turbulence provoquant une circulation hélicoïdale du courant, avec une composante secondaire orientée vers le sommet du ruban sableux. D'après McLean, le maximum de circulation secondaire se produit lorsque le rapport entre l'espacement des rubans et la profondeur d'eau est de l'ordre de 4, ce qui est confirmé par les mesures en Mer Baltique (Werner et Newton, 1975). Le déclenchement du mécanisme peut être favorisé par l'existence d'une irrégularité topographique telle que la présence d'un bloc de taille plus importante provoquant un décollement du courant près du fond. Ce phénomène a été décrit à partir de l'analyse de l'imagerie sonar sous le terme de "queue de comète" (*comet mark*) (Werner et al., 1980) qui désigne des rubans sableux initiés à l'"aval" (par rapport au transport résiduel dominant) d'obstacles.

De tels faciès sont observés très couramment en Manche où ils permettent de déterminer sans équivoque la direction et le sens du transport résiduel (**Figure 16**). Signalons enfin que les rubans sableux sont le plus souvent recouverts de petites dunes ; lorsque les rubans sont peu épais, il en résulte sur les images acoustiques un faciès en "barreaux d'échelle", du fait de l'affleurement du substrat grossier entre les dunes (**Figures 16**).

Préservation des rubans sableux

La faible épaisseur des rubans sableux n'a pas permis jusqu'à présent de les reconnaître dans les formations anciennes. Cependant, les nouvelles techniques d'imagerie à partir de la sismique 3D pétrolière permettent de visualiser des corps sableux qui pourraient correspondre à ces dépôts. Ainsi, dans l'offshore indonésien, les géologues pétroliers d'ARCO ont identifié des corps dont les caractéristiques géométriques et lithologiques pourraient correspondre à des

placages sableux transverses ou des grands rubans sableux (Posamentier, communication personnelle).

Conclusions sur les rubans sableux

Les rubans sableux sont caractéristiques des milieux de sédimentation à fort régime hydrodynamique et apports sédimentaires faibles (marges dominées par l'accommodation). Ils représentent de bons indicateurs de la direction du transport résiduel par charriage. Tous les exemples connus dans les environnements actuels correspondent à des formes sableuses reposant sur un substrat grossier.

3.2.2- Les bancs sableux (*sand banks* ; *sand ridges*)

Le terme de banc sableux désigne un dépôt sableux longitudinal de grande taille dont le grand axe est parallèle, ou le plus souvent légèrement oblique, par rapport au courant dominant. Nous verrons à la fin de cette rubrique que la définition même de banc sableux prête encore à discussion, voire à confusion, et nous en proposerons une plus précise. Ce terme correspond aux termes anglais *sand bank* et *sand ridge*, utilisés indifféremment par les auteurs anglo-saxons, le premier ayant la préférence des auteurs britanniques tandis que les auteurs nord-américains préfèrent le second (la traduction banc sableux est préférée à celle de ride (*ridge* en anglais) sableuse car cette dernière prêterait à confusion, en français, avec la traduction de "*sand ripple*" qui désigne des formes transverses au courant de taille décimétrique).

Depuis les premières descriptions d'Off (1963), ces corps sableux n'ont cessé d'attirer l'attention des océanographes. On les rencontre en effet en abondance dans les estuaires, les détroits et sur de nombreuses plates-formes continentales. La curiosité scientifique autant que des intérêts économiques (ressources en granulats, dangers pour la navigation, modèles de roches réservoirs) ont suscité de nombreuses études, d'abord basées sur l'emploi des techniques de bathymétrie, puis sur celles de l'imagerie acoustique, de la sismique haute résolution et du carottage sédimentaire. Simultanément, les mesures de courant et du transport sédimentaire *in situ*, ainsi que des modèles expérimentaux ou numériques ont permis de proposer différentes interprétations quant aux mécanismes de formation et d'évolution de ces grandes accumulations sableuses.

On distingue généralement les bancs attribués à l'action prépondérante des courants de marée (bancs "tidaux" du sud de la Mer du Nord, de la Manche et de la Mer Celtique, de la Mer de Chine de l'Est...) et ceux où l'action des tempêtes est déterminante (côte est-américaine, plate-forme interne des Pays-Bas...). Les deux types de bancs sont appelés "*offshore bars*" par de nombreux géologues sédimentaires, mais cette dénomination ne correspond pas à un processus de formation déterminé, ni à un environnement sédimentaire particulier.

Les exemples que nous avons considérés proviennent essentiellement de milieux dominés par les marées, mais nous évoquerons également les bancs des plates-formes dominées par les

tempêtes, par souci d'exhaustivité mais aussi pour disposer d'éléments de comparaison avec un autre grand groupe de corps sableux, à savoir les épandages sableux (*sand sheet*).

3.2.2.1- Les bancs des plates-formes dominées par les courants de marée

A- Dynamique des bancs

Les bancs tidaux que l'on trouve sur les plates-formes continentales ouvertes, dans les estuaires et les détroits, sont généralement interprétés comme résultant de phénomènes purement hydrodynamiques ou "autocycliques" (Huthnance, 1982a; b; Hulscher et al., 1993). Le modèle de Huthnance, en particulier, fournit une explication cohérente de la formation des bancs de plates-formes (à l'exception des bancs de sillage, voir plus loin), à partir d'un modèle morphodynamique de stabilité du fond. La formation d'un banc nécessite l'existence d'une irrégularité initiale du fond, générant une accélération du courant sur le côté

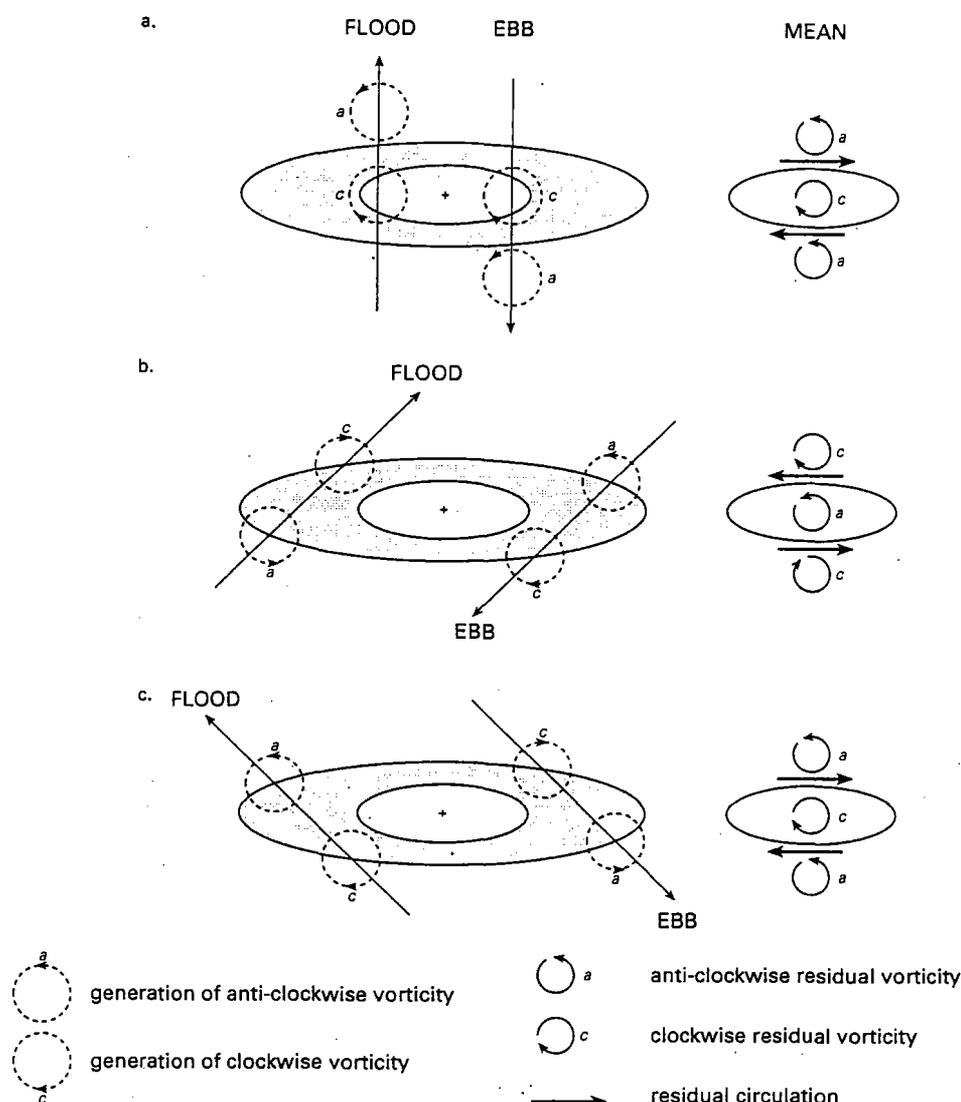


Figure 17 : Origine de la vorticité autour d'un banc sableux tidal (modifié d'après Pattiaratchi et Collins (1987)).

exposé à celui-ci (par rétrécissement de la colonne d'eau) et une déccélération sur le flanc opposé. Le modèle prédit une aggradation maximale lorsque le courant présente une obliquité de 27° avec les courbes de niveau. Il indique que le flanc le plus déclive fait face à la direction de transport dominant lorsqu'il existe une inégalité entre la puissance du flot et celle du jusant. Il montre aussi que la distance inter-bancs est de l'ordre de 250 fois la profondeur d'eau moyenne, et d'autant plus grande que l'apport en sable est moins important. En complément, la force de Coriolis et le frottement sur le fond génèrent des phénomènes de vorticité (Figure 17). La force de Coriolis produit une déviation vers la droite (dans l'h miph re nord) du courant "remontant" le banc, alors qu'elle est vers la gauche pour le courant "descendant" (Figure 17.a). L'effet de la friction sur le fond dépend quant à lui de l'orientation du courant par rapport à l'axe du banc. Pour un banc légèrement décalé dans le sens horaire par rapport au grand axe de l'ellipse des marées, on a une circulation sédimentaire dans le sens anti-horaire (schéma 17.b) ; pour un décalage anti-horaire, la circulation sédimentaire sera dans le sens horaire (schéma 17.c). Dans ce dernier cas, les circulations induites par la force de Coriolis et par la friction se renforcent mutuellement, alors qu'elles s'opposent dans le cas du schéma 17.b. Toutes choses égales par ailleurs, l'effet de la force de Coriolis est plus important pour les bancs relativement profonds, alors que l'effet de friction est plus marqué pour les bancs peu profonds.

Les observations en nature montrent qu'effectivement, c'est le cas c qui est le plus fréquemment observé (Zimmerman, 1981). C'est ce schéma qu'on observe effectivement sur les bancs du Kaiser (Mer Celtique) et du Middelkerke (Mer du Nord) (avec une déviation de l'axe des bancs de 15° et 25° , respectivement) (Figure 18).

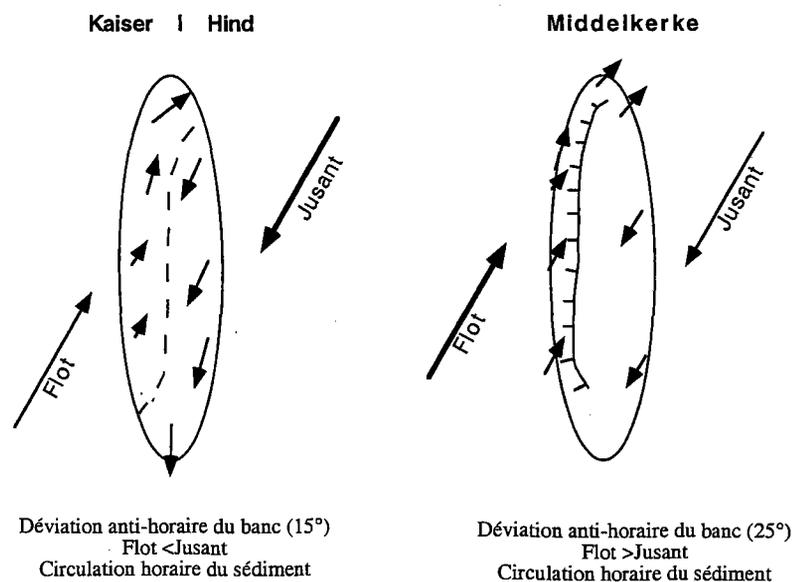


Figure 18 : Orientation par rapport aux courants et schémas de circulation autour des bancs du Kaiser et du Middelkerke . Les flèches courtes représentent le sens du transport résiduel déduit de l'analyse des figures sédimentaires.

Un modèle 3D numérique de courant (houle/vent/marée) et des mesures radar montrent de manière très claire, sur le banc du Middelkerke, l'effet de réfraction des courants de surface au niveau de la crête du banc, les vecteurs courants s'orientant perpendiculairement à celle-ci (O'Connor et al., 1995) (**Figure 19**). Ce phénomène est aussi mis en évidence par l'analyse de l'orientation des dunes (grandes dunes et "mégarides"), qui indiquent une circulation horaire autour du banc avec une nette tendance à la déviation des crêtes dunaires au sommet du banc (Trentesaux, 1993, sa figure II-36).

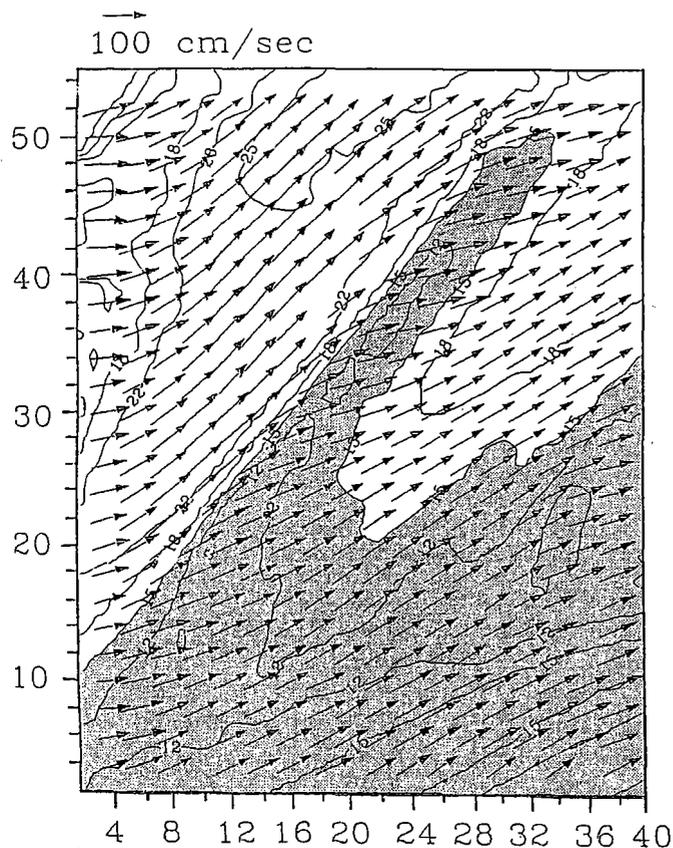
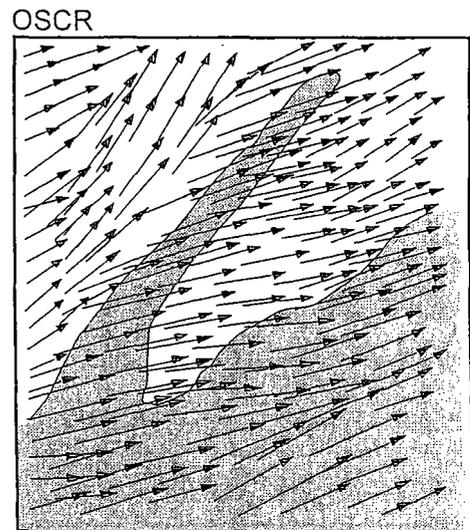


Figure 19 : Réfraction des courants de surface au niveau de la crête du banc du Middelkerke, modélisée (à gauche) et mesurée (à droite). La zone ombrée représente les fonds inférieurs à 15 m. Les courants sont représentés pour une marée basse avec un vent de SE de 6 ms^{-1} et des vagues de hauteur significative 0,5 m et de période 3,4 s (O'Connor et al., 1995) .



Dans le cas des bancs de la Mer Celtique, on note toutefois que la circulation sédimentaire actuelle n'a pas nécessairement de relation avec l'orientation générale du banc, qui est sans équivoque héritée des périodes de bas niveau marin ou de début de remontée eustatique (Belderson et al., 1986). Les carottages courts effectués sur les bancs de la Mer Celtique montrent en effet qu'en-dessous d'une fine couche de sable moyen, en équilibre avec l'hydrodynamique actuelle, on trouve au sommet des bancs des sédiments très grossiers (sables grossiers et graviers) constituant une armature rigide héritée du début de la transgression postglaciaire (Evans, 1990). Plus simplement, il apparaît dans le cas du banc du Kaiser que la circulation sableuse dépend de l'exposition des flancs du banc au courant : le flanc NW, exposé préférentiellement au flot, sera caractérisé par un transport résiduel de flot, alors que le flanc SE sera marqué par un transport résiduel de jusant (**Figure 18**).

Quant au banc du Middelkerke, sa progradation orientée vers le NW (c'est à dire en sens contraire de la prédiction du modèle de Huthnance puisque le courant dominant est orienté vers le sud-est) peut résulter d'autres causes. Les levés bathymétriques séquentiels montrent en effet que les tempêtes sont à l'origine de cette direction de migration (Houthuys et al., 1994; Houthuys, 1996), comme proposé à partir de l'analyse de la structure interne du banc (Berné et al., 1994). En effet, (1) les levés bathymétriques réalisés entre septembre 1991 et août 1994 dans le cadre des projets MAST 1 "*Resecused*" et Mast 2 "*Starfish*" montrent une migration vers l'Est des grandes dunes situées sur le flanc "doux" du banc (en moyenne 10 m/an), et une accrétion verticale du flanc le plus déclive de 0,5 à 0,75m durant la période. (2) Les levés effectués immédiatement après une tempête (27 novembre 91) et moins de deux mois après un levé en période de beau temps montrent l'arasement du sommet des dunes et une accrétion verticale de 25 cm du flanc NE du banc.

En définitive, le banc du Middelkerke apparaît comme une forme intermédiaire dont l'architecture et l'évolution dépendent à la fois des courants de marée et des tempêtes. Ces dernières contribuent à la migration du banc vers le large (par effet de "vidange" du prisme littoral ?) tandis que les dunes surimposées se rétablissent sous l'action des marées en période beau temps. Notons enfin que les courants de dérive liés au vent jouent aussi un rôle dans la dynamique sédimentaire du banc : les mesures de courant près du fond sur le flanc peu penté (SE) du banc durant 55 jours montrent une inversion du courant résiduel eulérien selon que le vent est de secteur Est ou Ouest (Stolk et al., 1996). Plus précisément, on observe que le courant résiduel est orienté vers le sud durant les périodes de vent d'est, et vers le nord-nord-est durant les périodes de vent de SW. Cette observation est à rapprocher de celles d'Herman (1996) et de Le Bot et al. (1999) à l'extrémité méridionale du banc de South Falls (Mer du Nord méridionale) ou de Thauront et al. (1996) dans les passes internes du bassin d'Arcachon. Dans ces trois cas, on observe des inversions saisonnières du transport sableux résiduel (et de la polarité des grandes dunes) attribuées au changement d'orientation des vents dominants.

B- Dynamique des bancs de sillage

Les bancs de sillage (*banner banks*) à proximité des îles, des promontoires ou de reliefs sous-marins constituent une catégorie particulière de banc tidaux. Belderson et al. (1982) les considèrent comme un type particulier de queue de comète (§3.2.1) ou encore de cordon littoral se formant en "aval" du courant dominant, et qui serait détaché de sa source sous l'action érosive du courant subordonné. Notons que dans cette hypothèse, les bancs de sillage ne pourraient exister que dans les mers à marées. Les modèles numériques de courant réalisés par Pingree et ses co-auteurs (1978; 1979) suggèrent plutôt que les bancs de sillage se forment au centre d'une cellule de convergence hydrodynamique. Cette cellule résulterait de tourbillons résiduels (*gyres*) de circulation, en raison de la friction différentielle exercée autour du promontoire. Ces gyres seraient elles-mêmes à l'origine de courants secondaires, contrecarrant l'effet des courants d'inertie centrifuges, et transportant le sable vers le centre de la gyre. Si

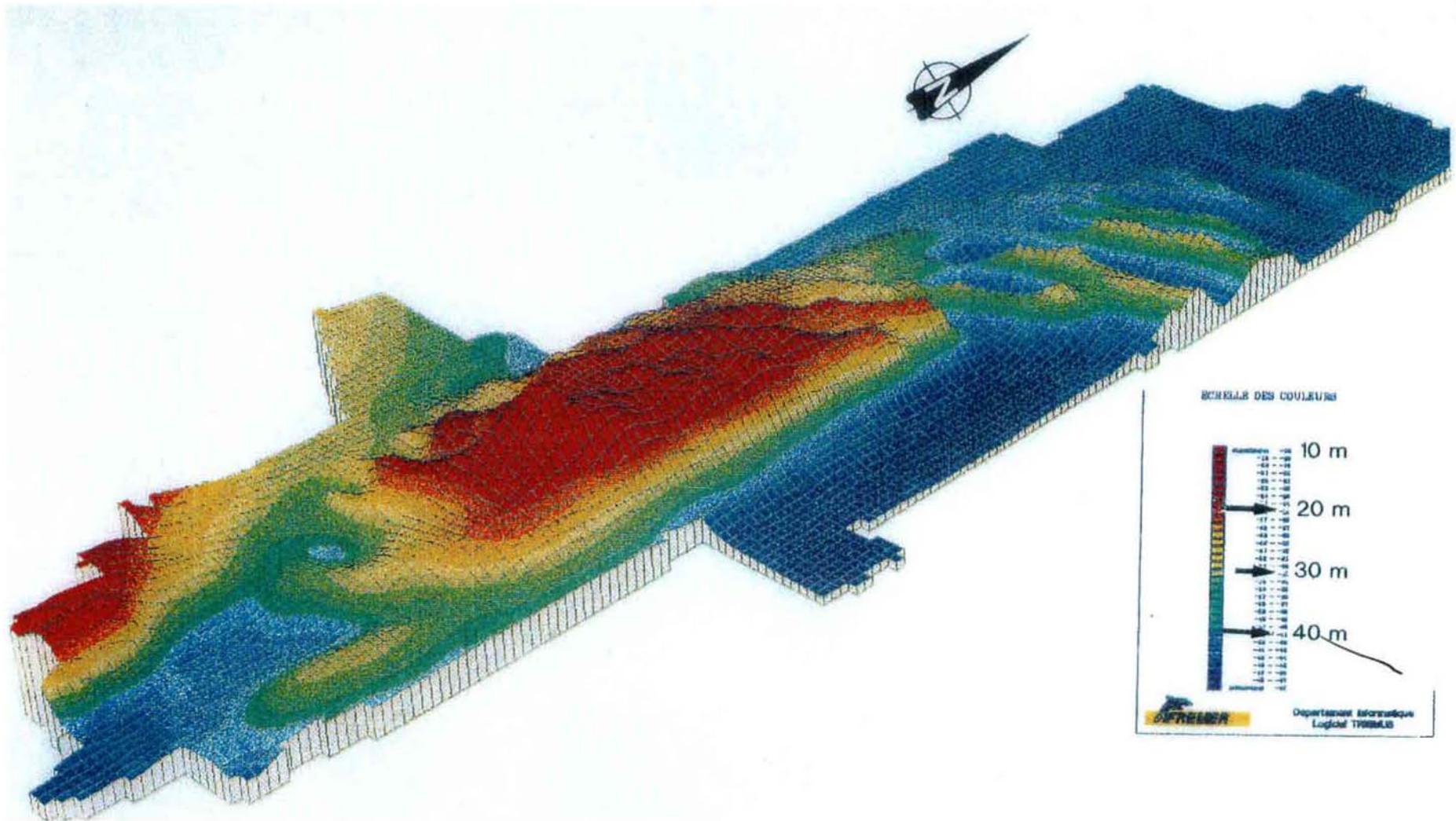


Figure 20 : Bloc diagramme issu de la carte bathymétrique du banc de Sercq (campagne "SANBA", 1992). Noter l'orientation du flanc le plus penté du banc (vers l'est) et les très grandes dunes ($H > 10$ m) au nord (M'hammdi, 1994).

l'effet de la force de Coriolis est important par rapport à celui des forces centrifuges (par exemple dans le cas de courants relativement faibles), les gyres anti-horaires verront, dans l'hémisphère nord, un renforcement des courants secondaires convergents près du fond, alors qu'ils seront plus faibles, ou même divergents, dans les gyres à circulation horaire. Notons que dans le modèle de Pingree, contrairement à celui de Huthnance, la gyre est créée en l'absence d'irrégularité topographique sur le fond, même si la croissance du banc renforce ensuite le phénomène.

Le modèle de Pingree semble pouvoir expliquer la circulation sédimentaire observée sur le banc de Sercq, situé au nord-est de l'île anglo-normande du même nom. Ce banc, long de 6 km et large de 1,5 km, culmine à 32 m au dessus du fond de roche et de cailloutis situé à plus de 50 m de profondeur moyenne (**Figure 20**). Sa surface est constituée de sable moyen à grossier (médiane comprise entre 0,3 et 1,3 mm). On observe sur le banc une circulation sableuse résiduelle (déterminée à partir de l'analyse des queues de comètes et des petites dunes) dans le sens anti-horaire (M'hammdi, 1994) qui est conforme au modèle de Pingree et Maddock (1979). Ce modèle prédit également que le flanc faisant face au large est plus penté que celui faisant face à la terre, ce qui est bien le cas puisqu'on mesure des pentes respectives de 6 et 1 degrés. Les cartes de courants résiduels eulériens (composante vectorielle pour un point fixe) dans le golfe normand-breton confirment l'existence de ces gyres, en particulier d'une cellule située approximativement à la position du banc de Sercq (Orbi et Salomon, 1988). Un modèle numérique de maille plus fine, et si possible 3D, permettrait de vérifier que la circulation et le transport sédimentaire résiduels sont conformes aux observations de terrain. Une telle expérimentation est en cours dans l'estuaire de la Gironde pour le banc de Meschers (Mallet, 1998), qui paraît bien être un banc de sillage, situé au centre d'une cellule de convergence révélée par la modélisation 3D (Pierre Le Hir, communication personnelle).

C- Structure interne des bancs sableux

Le "modèle" de structure interne de banc sableux le plus employé dans la littérature est celui de Houbolt (1968). Houbolt a montré que les bancs du sud de la Mer du Nord présentaient une structure interne caractérisée par des réflexions obliques faiblement pentées (2 à 4°) traduisant la direction de progradation de ces bancs (**Figure 21**). Cette structure simple se retrouve dans un certain nombre de bancs de plate-forme, en milieu tidal ou dominé par les tempêtes (Swift et Field, 1981; van de Meene, 1994).

On retrouve le type de structure décrite par Houbolt dans certains des bancs que nous avons étudiés, mais il semble qu'elle caractérise principalement les formes qui reposent sur un substrat grossier non érodable. En Mer de Chine de l'Est par contre, la base des clinofformes progradants ne correspond pas, comme dans le modèle de Houbolt, à la base du banc. Ceux-ci se terminent généralement en "*downlap*" sur une surface légèrement inclinée située à *l'intérieur du banc*. Autrement dit, la partie inférieure du banc présente un "noyau" pouvant

avoir une origine différente de celle des sables tidaux situés au sommet du banc. Les corrélations avec les données de forage (voir plus loin) indiquent qu'il s'agit en l'occurrence de dépôts essentiellement silto-sableux, d'origine estuarienne et d'âge würmien (alors que la partie sableuse au sommet du banc correspond à des sables fins transgressifs (**Figure 22**)).

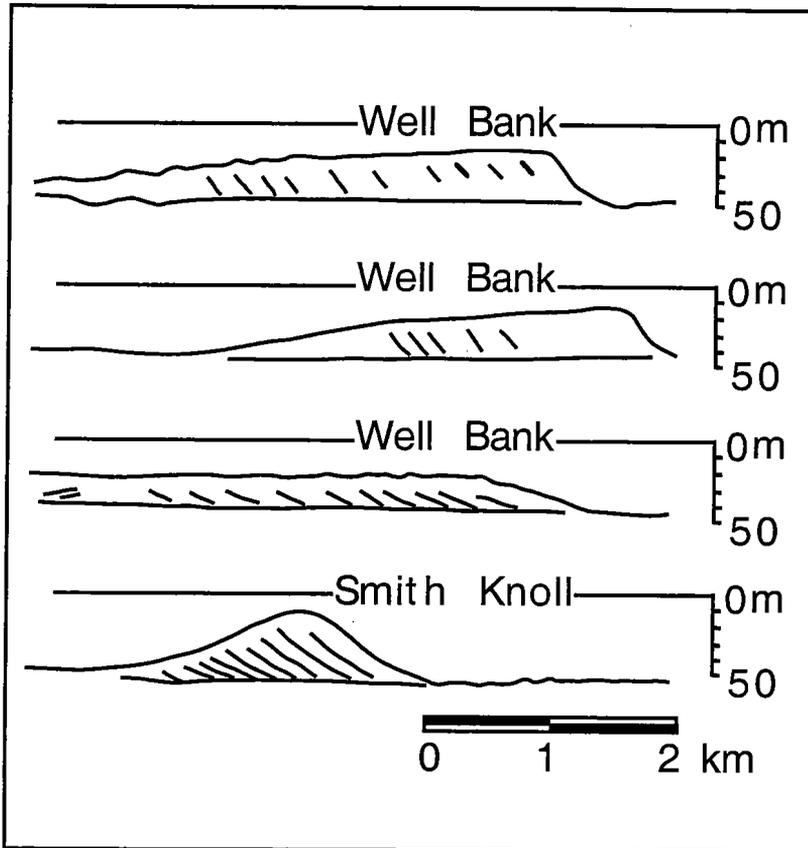


Figure 21 : Profils sismiques interprétés sur le Well Bank et le Smith Knoll en Mer du Nord, d'après Houbolt (1968). Les pentes réelles des cliniformes sont de l'ordre de 4°.

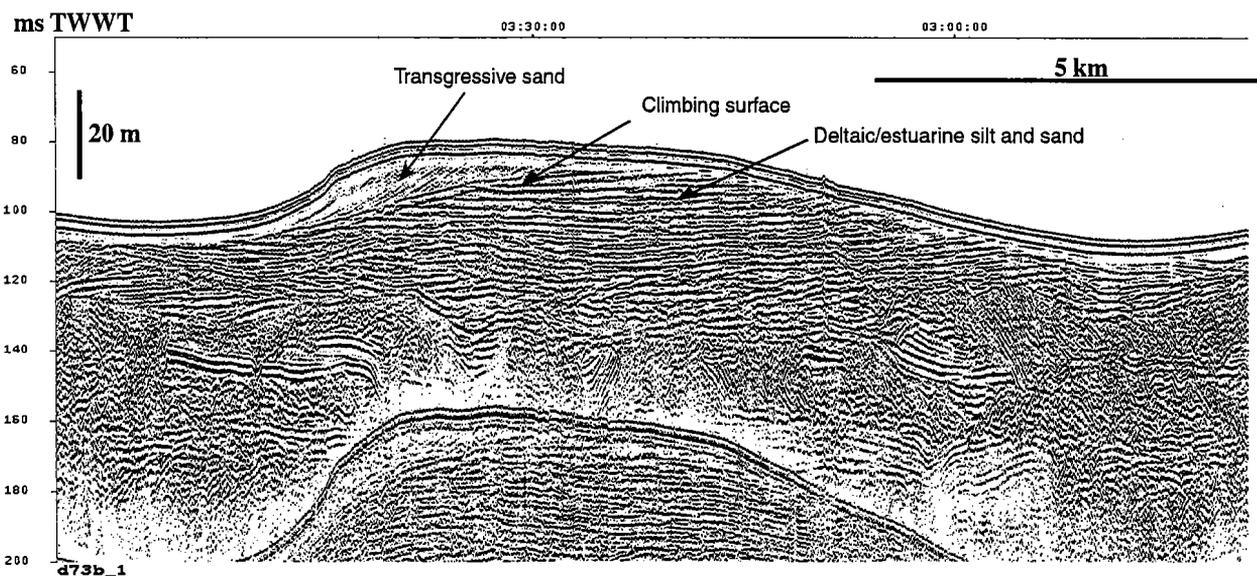
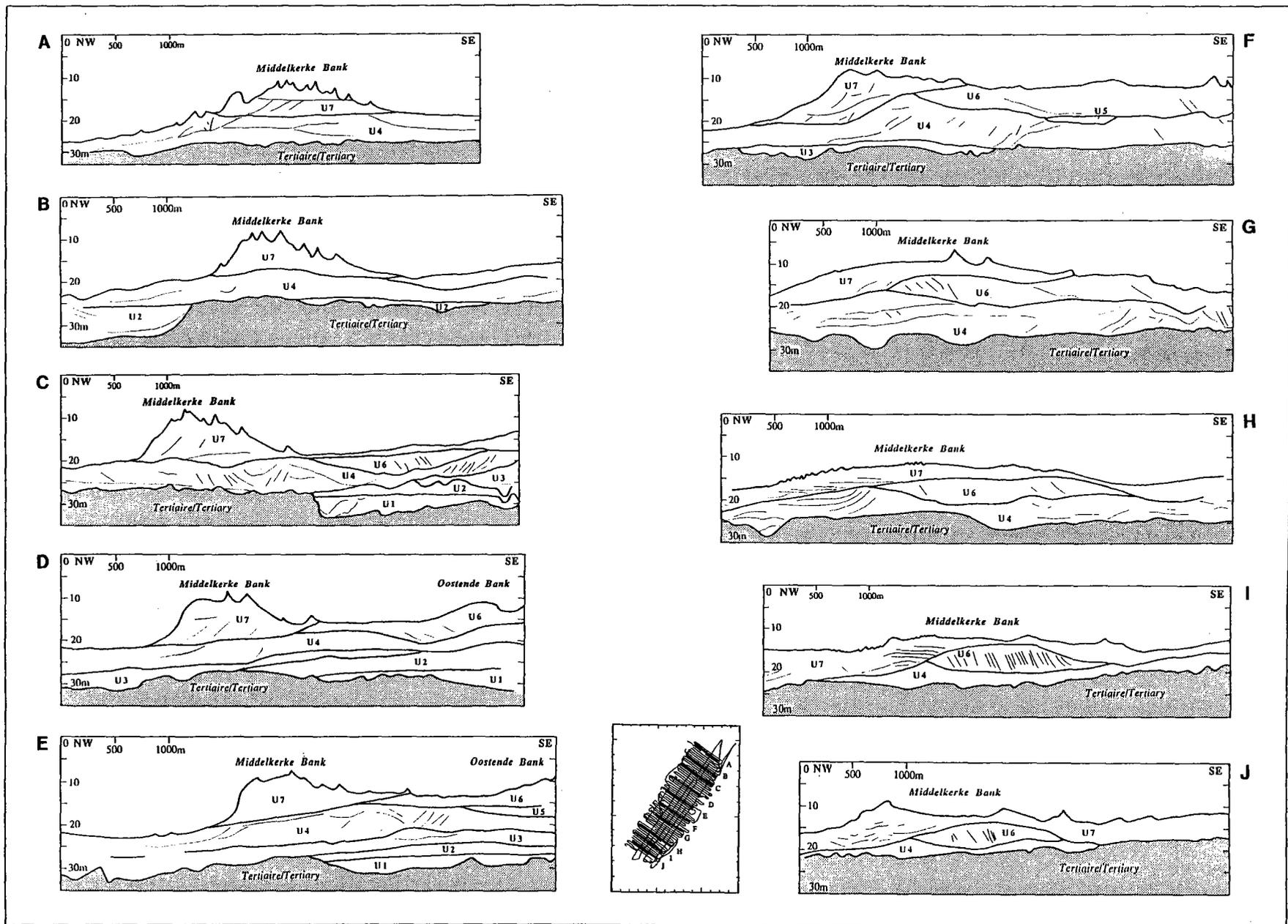


Figure 22 : Profil sismique (*sparker*) d'un banc "érosif" de la Mer de Chine de l'Est. Ce banc est en fait essentiellement constitué de dépôts silto-sableux du Würm, seule la partie sommitale, transgressive, étant sableuse. Noter l'inclinaison de la surface de progradation, traduisant l'action érosive de la dynamique tidale qui "sculpte" les dépôts sous-jacents. (les âges des unités et des surfaces sont établis par corrélations avec les forages DZQ4 et YQ1). Berné et al., en préparation.

Figure 23 : Sélection de profils sismiques (*sparkler*) interprétés transverses au banc du Middelkerke (Berné et al., 1994 ; thèse d'A. Trentesaux (1993)).



Il en est un peu de même pour le banc du Middelkerke (Trentesaux, 1993) qui incorpore, de la base vers le sommet (**Figure 23**) :

- des remplissages de vallées incisées weichseliennes (ou plus anciennes, âges C14 supérieurs à 40000 ans) (unités U1 à U3),
- des dépôts transgressifs lagunaires ou intertidaux datés de 8000 à 5000 ans B.P. (unité U4),
- des dépôts marins à faciès progradants vers la côte dont l'origine reste à expliquer (bancs côtiers résultant de l'action combinée des courants de marée et des tempêtes ?) (unité U6),
- des dépôts de banc d'"*offshore*" proprement dit (unité U7).

Même en Manche où le régime hydrosédimentaire s'apparente à celui de la zone décrite par Houbolt, on trouve de nombreuses variantes dans l'architecture interne des bancs (voir la position de ceux-ci sur la **Figure 3**), seul le banc d'Ar Men étant vraiment similaire aux exemples de la Mer du Nord (**Figure 24**). Au contraire les bancs du Four, des Trépieds et de Trezen ar Skoden montrent un "noyau" limité à son sommet par une discontinuité érosive. Quant au banc du Rater, il paraît se développer à partir des dépôts de remplissage d'une vallée incisée (comme certains bancs de sillage, voir plus loin), tandis que le banc de Trezen ar Gorejou est "accroché" à un pointement rocheux. Ces géométries ne sont pas en contradiction avec le modèle de Huthnance (1981) puisque les pointements rocheux, comme les vallées incisées, sont autant d'irrégularités morphologiques permettant d'initier une accélération du flot. On note d'ailleurs que de très nombreux cas que nous avons étudiés, ou cités dans la littérature, montrent l'existence de paléo-vallées en-dessous ou à proximité de bancs sableux. Les paléo-vallées déterminent non seulement une perturbation du courant, mais également l'apport du matériel sableux nécessaire à la construction du banc.

Structure interne du Kaiser I Hind : scénario pour une origine mixte des bancs de la Mer Celtique

La plupart des bancs décrits dans la littérature sont situés sur la plate-forme interne ou médiane, à des profondeurs ne dépassant guère 100m. Ils correspondent aux cortèges transgressif et de haut niveau du dernier cycle glacio-eustatique. Un cas intéressant et particulier est celui des bancs du sud de la Mer Celtique, qui ont fait l'objet d'un regain d'intérêt à la faveur du programme "Sédimanche" initié par l'IFREMER, puis du programme européen Mast 2 "Starfish" focalisé sur le banc du Kaiser I Hind (**Figure 4 du chapitre 2**). En coupe transversale, ce banc montre une architecture complexe caractérisée par des grandes discontinuités de pendage général vers l'Est qui limitent des "*sets*" de cliniformes pluri-métriques (jusqu'à 20 m). L'ensemble est entaillé par des chenaux profonds (jusqu'à 30m) (**Figure 25**). On trouvera dans l'article en annexe (Berné et al., 1998b) et surtout dans la thèse de J.Y. Reynaud et les articles qui en sont issus (Reynaud et al., 1995; Reynaud, 1996; Reynaud et al., 1999) une description détaillée de la structure interne de ce banc.

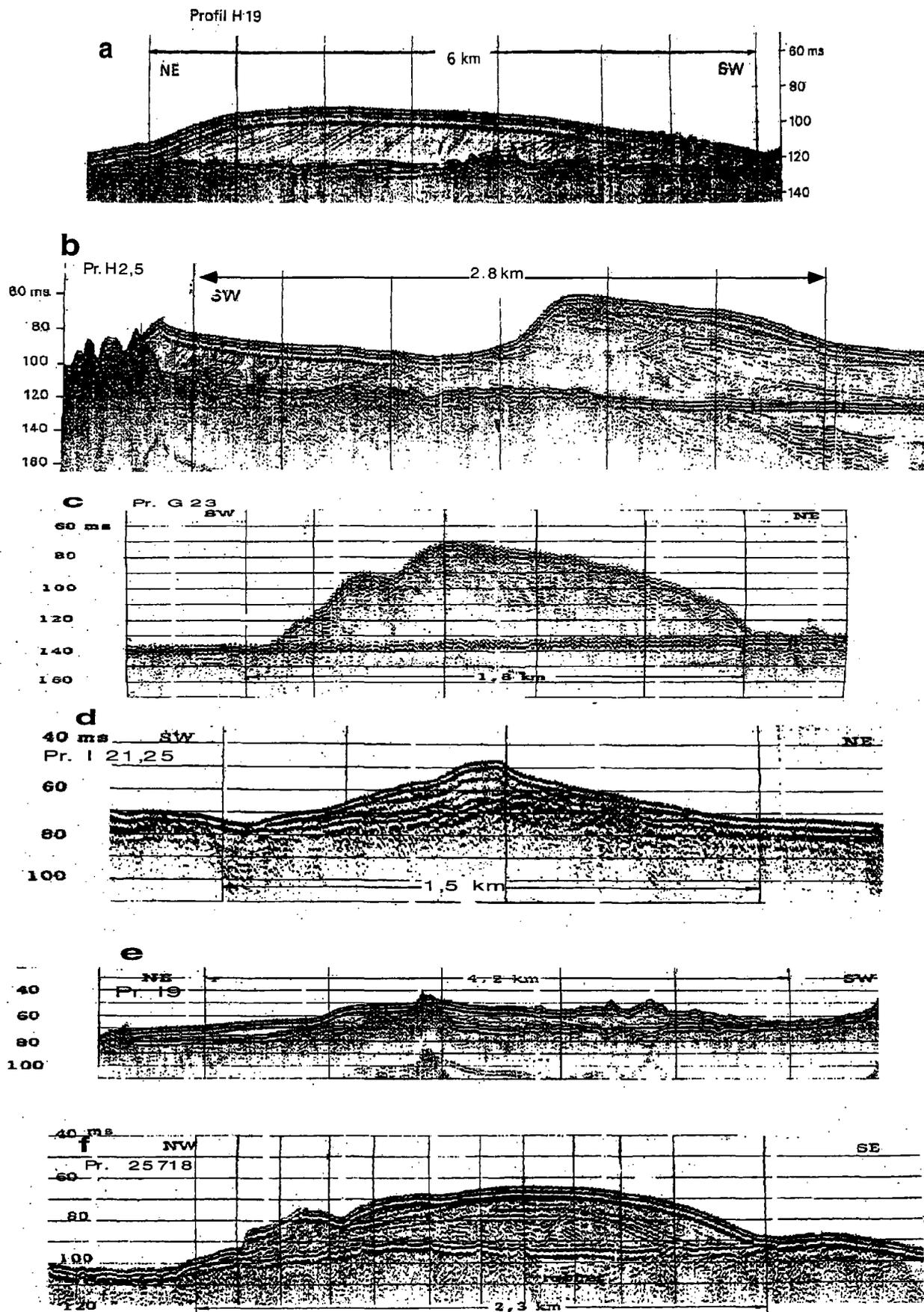


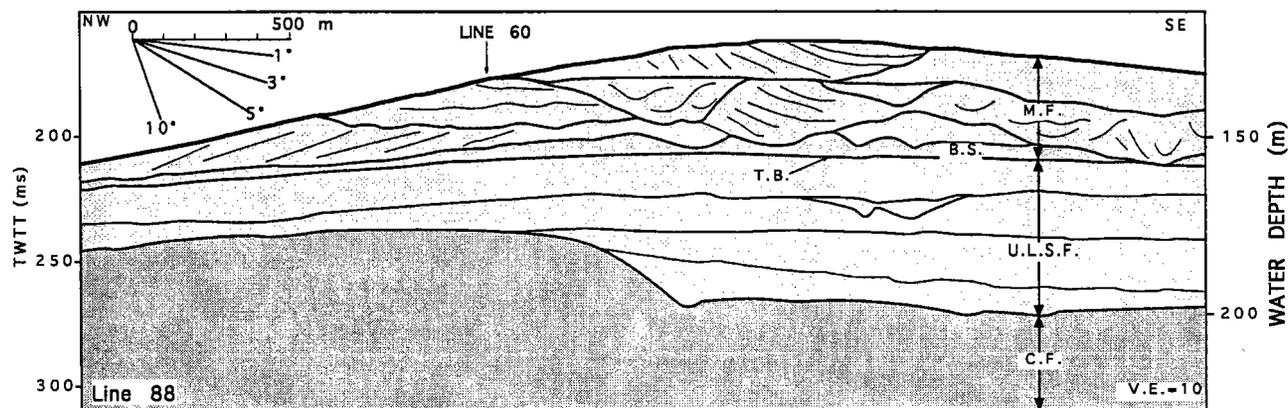
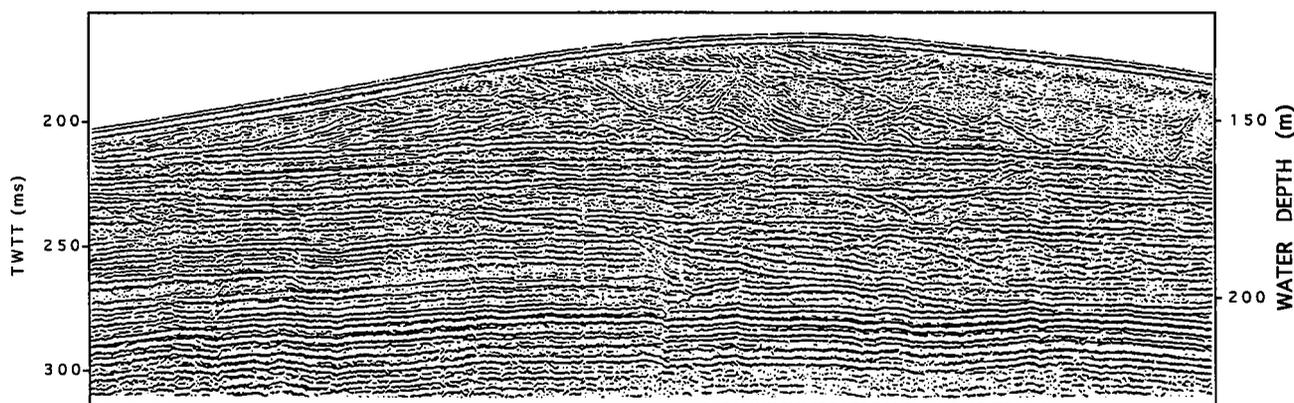
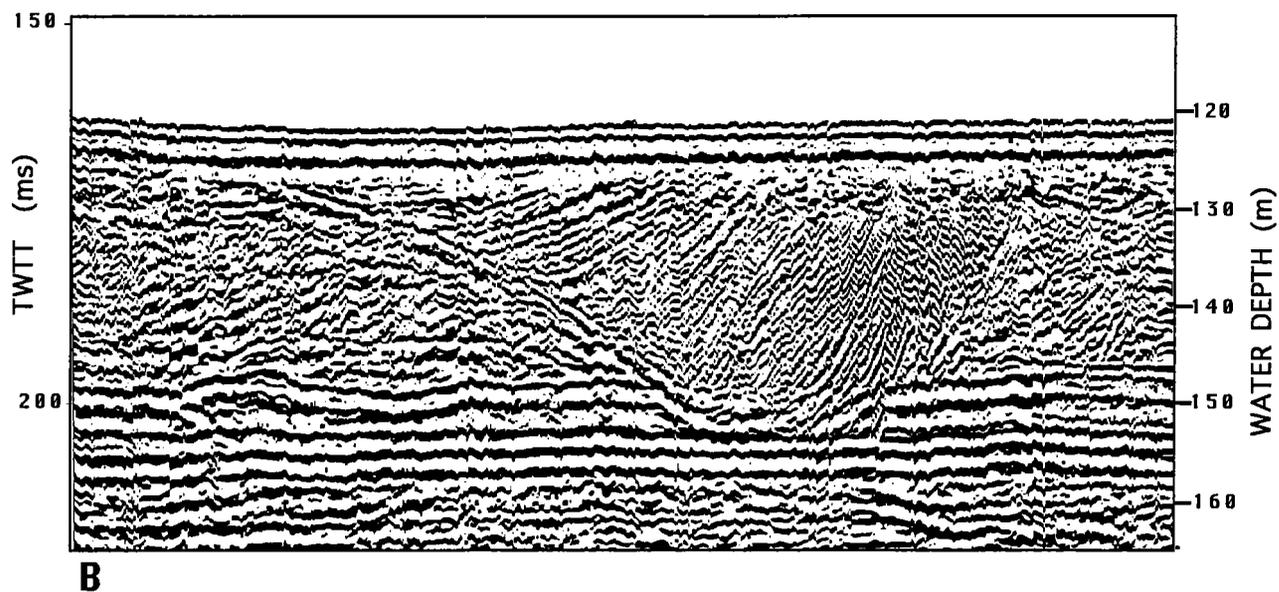
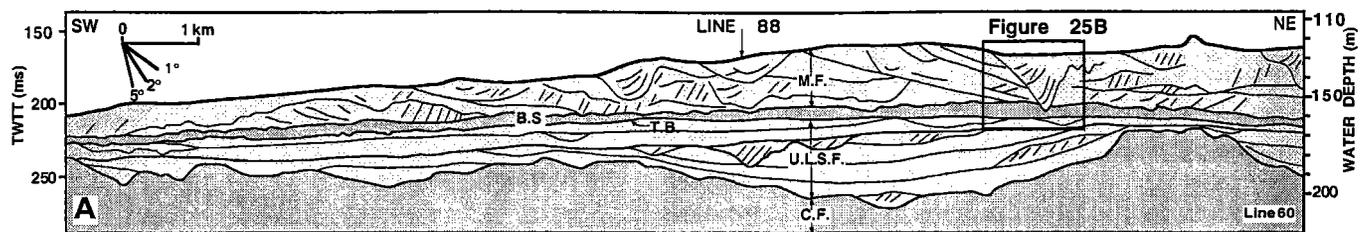
Figure 24 : Structure interne des bancs de la Manche et de la Mer d'Iroise. a : Ar Men, b : le Four, c : Les Trépieds, d : Trezen ar Gorejou, e : Trezen ar Skoden, f : le Rater, g : Ouessant. Voir la position des bancs sur la Figure 3. Données CNEXO/Ciments Français/Ciments Lafarge.

Nous examinerons seulement ici un aspect particulier, encore non résolu, qui concerne la genèse de ce banc. Reynaud et al. (1999) et Tessier (1997) ont proposé une origine du banc liée à la remontée eustatique postglaciaire, où les cliniformes décamétriques correspondraient à la migration de dunes (dont la hauteur devait atteindre 25 m) surimposées au banc, et les chenaux incisés à des "*swatchway channels*" similaires à ceux observés dans certains bancs d'estuaires. De notre côté, nous avons proposé que la partie interne du banc est constituée de dépôts formés durant les plus bas niveaux des principaux cycles glaciaires du Quaternaire (Berné et al., 1998b), à un moment où la Mer Celtique constituait un dépôt-centre au débouché du "fleuve Manche" (voir chapitre II). La morphologie des bancs actuels résulterait d'une action érosive des courants de marée combinés à la houle, qui auraient "sculpté" les dépôts de bas niveau, comme nous l'avons observé pour certaines dunes. Seule la partie sommitale de ces bancs serait donc d'origine postglaciaire, la partie inférieure étant constituée par des dépôts estuariens ou deltaïques. Faute de "vérité-terrain", nous nous sommes appuyés sur (a) des arguments géométriques et (b) sur les prélèvements britanniques.

(a) Les profonds chenaux mis en évidence, qui sont eux-mêmes tronqués au sommet par une discontinuité érosive, ne peuvent s'être formés en domaine de plate-forme ouverte car la formation des "*swatchway channels*" requiert une circulation confinée. Les faciès sismiques à l'intérieur de ces chenaux (dont la base est située à environ -150 m sous le niveau marin actuel) correspondent d'ailleurs à des faciès de remplissage (estuarien ?) et non à des figures de progradation de dunes (comme proposé par Reynaud et al. 1999). Une incision aussi importante ne peut correspondre qu'à une chute du niveau de base, durant les périodes glaciaires.

(b) Notre hypothèse est renforcée par les résultats des analyses sédimentologiques des vibro-carottages réalisés par le British Geological Survey sur des bancs situés légèrement plus au Nord qui montrent que, sous une fraction sableuse mobile d'épaisseur métrique, les bancs sont couverts par un niveau grossier daté du Flandrien par Evans (1990). Sous cet horizon des sables propres, parfois graveleux, ont été prélevés et datés du Devensien terminal/Weichseilien (stade isotopique 2 et phase initiale de la transgression post-glaciaire) par Pantin et Evans (1984). Enfin des blocs apportés par des glaces flottantes sont décrits par ces auteurs à la surface des bancs, prouvant que ceux-ci existaient avant le retrait des calottes glaciaires couvrant les îles britanniques, c'est à dire à environ 12000 BP (Lambeck, 1995). En définitive, les bancs celtiques sont donc couverts par une "armature" de sédiments grossiers qui correspond à la surface de ravinement (houle + marée) du dernier cycle glaciaire.

Contrairement au cas général, ces bancs seraient donc situés en-dessous (et non au-dessus) de la surface de ravinement, ce qui est compréhensible si l'on considère que dans notre hypothèse, seule la fraction sableuse sommitale (au dessus de cette surface de ravinement) est véritablement "tidale". Bien que la morphologie des bancs soit sans conteste d'origine tidale, une part importante des sédiments qui les constituent correspond donc probablement aux dépôts de



C Figure 25 : Structure interne du banc du Kaiser-I-Hind (Berné et al., 1998) (position Figure 4). CF : Formation Cockburn ; ULSF : Petite Sole supérieure ; TB : base topographique du banc ; BS : "système base" ; MF : Formation Melville. Les unités sont identifiées à partir des corrélations avec les forages du BGS (Evans, 1990) .

régression forcée des principales périodes glaciaires. Au début de la transgression postglaciaire, le renforcement de la dynamique tidale a contribué à la formation de bancs selon le modèle de Huthnance (1982), mais par érosion des dépôts sous-jacents plutôt que par accumulation. Notre interprétation apparaît cohérente avec les informations fournies par le modèle numérique montrant que, pour un niveau de la mer inférieur de 100 m au niveau actuel, la composante M2 du courant de marée était environ deux fois supérieure à l'actuelle, avec un angle de 12 à 23° entre le courant dominant (de jusant) et l'axe des bancs (Belderson et al., 1986). Les bancs de la Mer Celtique sont donc bien des bancs tidaux, mais ils incorporent des dépôts non tidaux.

Structure interne des bancs de sillage

Les bancs de sillage que nous avons étudiés présentent une structure interne complexe, résultat de la circulation de grandes dunes autour du banc. C'est le cas du banc de Sercq où s'observe un empilement complexe de "sets" pluri-métriques (jusqu'à 5 mètres) de stratifications entrecroisées. Globalement, les directions de progradation des dunes et l'orientation des cliniformes suggèrent une tendance à l'aggradation vers le centre du banc, conformément au modèle de Pingree et Maddock (1979). L'analyse de l'architecture du banc à partir de données "sparker" montre cependant que plusieurs phases ont dû ponctuer l'édification du banc. Une surface de discontinuité majeure tronque en effet la partie supérieure du banc (**Figure 26**).

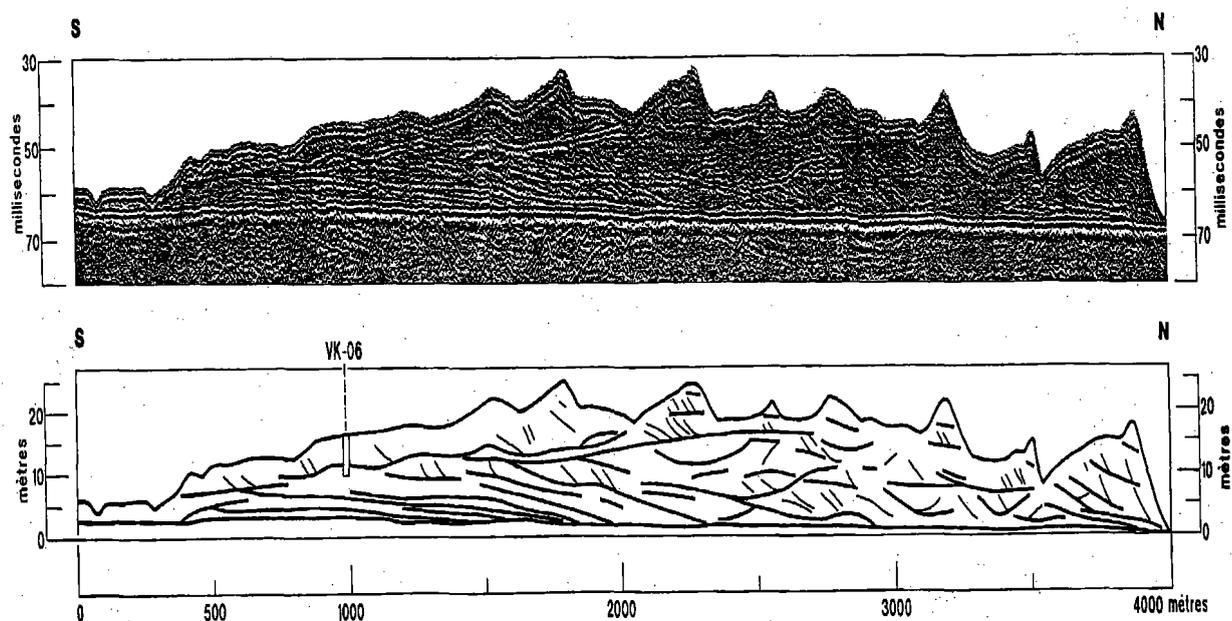


Figure 26 : Coupe sismique (*sparker*) le long du grand axe du banc de Sercq (M'Hammdi, 1994). VK06 : position du vibrocarottage. Noter la discontinuité érosive majeure affectant la partie méridionale du banc, atteinte par le vibro-carottage VK-06. Les autres discontinuités sont interprétées comme des surfaces liées à la migration des grandes dunes et/ou des surfaces d'arasement formées par les tempêtes.

A l'occasion des nombreux tests de sources sismiques en rade de Brest, nous avons reconnu un autre banc de sillage situé au centre d'une cellule de convergence hydrodynamique créée par la pointe des Espagnols (position **Figure 3**). A la différence du banc de Sercq qui repose sur un substrat grossier non érodable, il recouvre le tracé de l'ancienne vallée de l'Aulne. L'imagerie sismique montre qu'une partie du substrat meuble constitué par les dépôts alluviaux et surtout estuariens remplissant la vallée incisée a été érodée, les reliquats constituant le "noyau" du banc qui est surmonté par des dunes tidales en équilibre avec la dynamique actuelle (**Figure 27**).

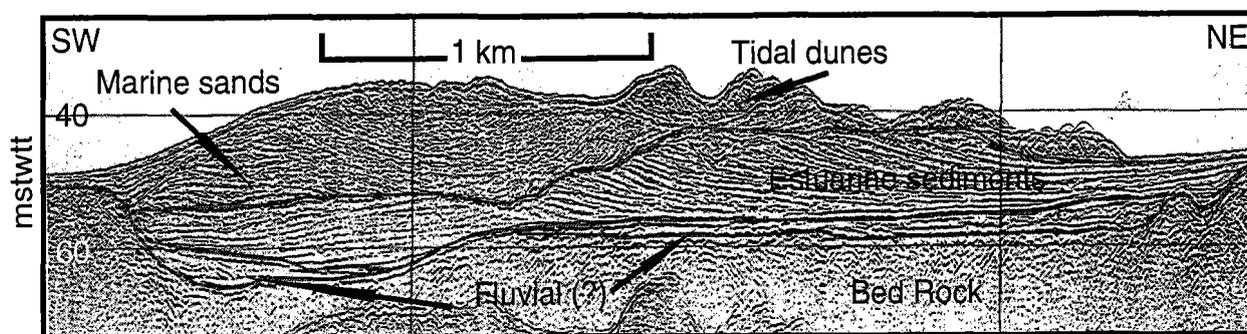


Figure 27 : Structure interne du banc des Espagnols en Rade de Brest. La vallée incisée au SW de la coupe est celle de l'Aulne. Comme le banc du Rater, ce banc semble se développer à partir des sédiments comblant une vallée incisée.

D- Faciès sédimentaires dans les bancs tidaux

Les carottages réalisés avec difficulté dans de nombreux environnements montrent que les bancs sableux sont bien... constitués de sable, avec généralement une grano-croissance vers le haut liée à l'énergie plus forte en sommet de banc (Houbolt, 1968; Stubblefield et al., 1984; Hoogendoorn et Dalrymple, 1986; Moslow et al., 1989; Rine et al., 1991; Davis et Balson, 1992; Harris et al., 1992; Davis et al., 1993; van de Meene, 1994).

La où nous disposons de séries de prélèvements suffisamment complets, nos résultats permettent cependant de mettre en évidence des changements lithologiques importants. Sur le banc du Middelkerke, on note une granocroissance vers le haut avec de fréquentes intercalations de silts ou d'argiles. Dans les niveaux supérieurs, le sédiment est un sable bioclastique grossier organisé en séquences décimétriques elles-mêmes granocroissantes, correspondant probablement chacune à une séquence élémentaire de progradation dunaire (Trentesaux, 1993). Cette séquence-type est comparable aux faciès des dunes tidales de Surtainville ou de Bourgneuf (Berné et al., 1991). Les carottes atteignant la partie interne du banc montrent par contre des sédiments hétérogènes, souvent argileux et à forte teneur organique, traduisant l'existence d'un "noyau" ("*core*") formé de dépôts lagunaires (**Figure 28**).

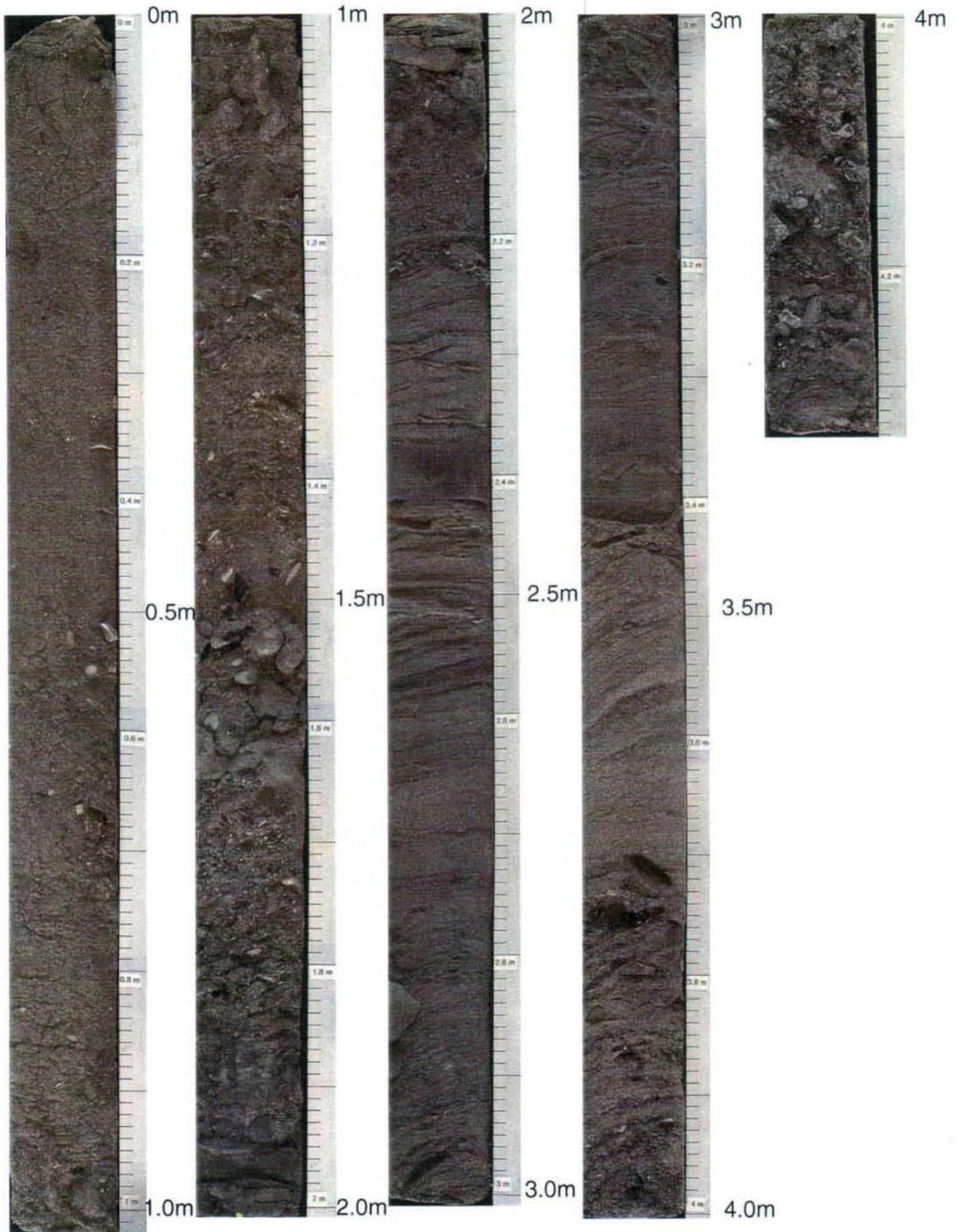


Figure 28 : Photographie de la carotte L93/DW/263 sur le banc du Middelkerke. Noter les drapages argileux à 2,30 m, les litages de mégarides à 2,50-2,70 et 3,40-3,60 m. La surface d'érosion à environ 1,5 m correspond à la limite des unités sismiques U4 et U7. Photographie réalisée à partir d'un "lacker peel".

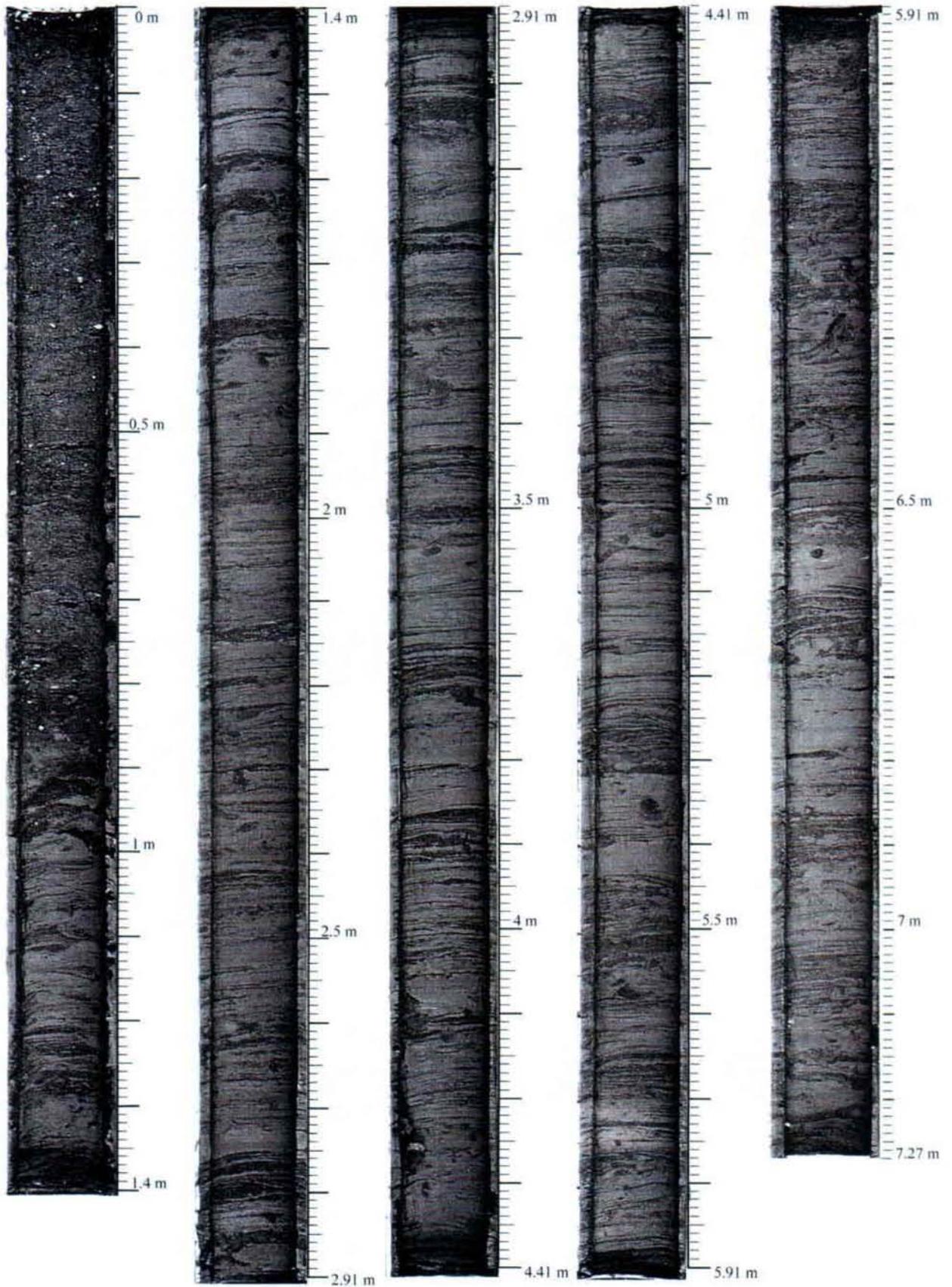


Figure 29 : Carotte DG9611 de la campagne Donghai en Mer de Chine. Les zones les plus sombres correspondent aux lits sableux. Noter l'existence de certains niveaux bioturbés. L'unité supérieure est entièrement sableuse et d'âge holocène.

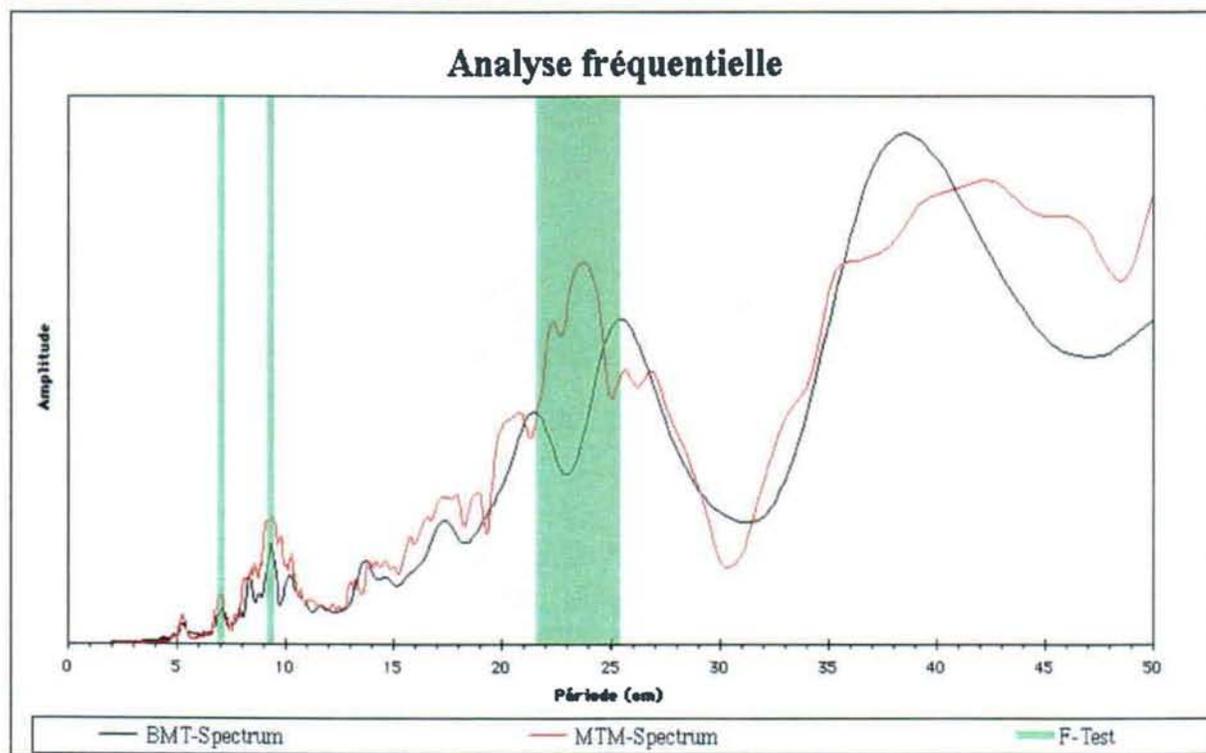
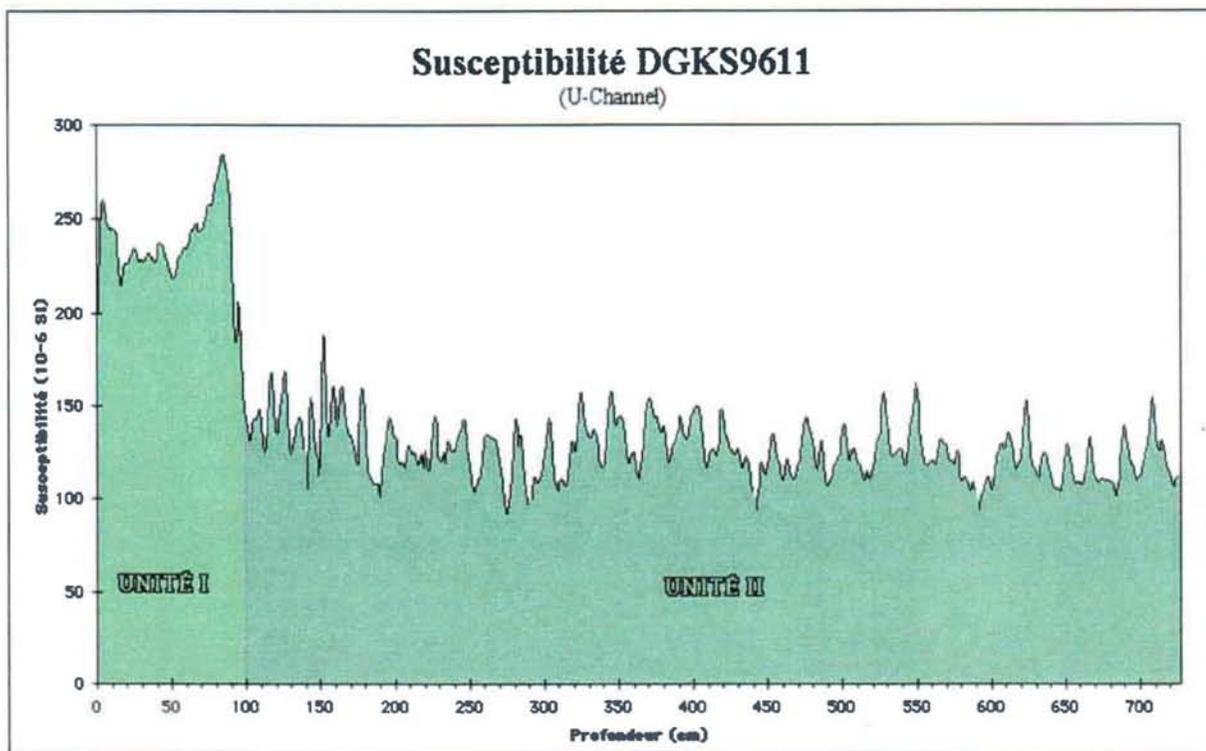


Figure 30 : Susceptibilité magnétique de la carotte DGKS9611 mesurée sur U-Channel et analyse spectrale du signal (Vagner, 1997). L'unité I correspond à l'unité supérieure sableuse, l'unité II aux alternances sable/silt.

Une série relativement complète de prélèvements a également été réalisée à différents niveaux d'un système de bancs de la plate-forme externe de la Mer de Chine orientale (carottes DGKS9608 à DGKS9614 de la campagne Donghai, (Berné, 1996)). Ces prélèvements montrent que le sommet des bancs est constitué de sable fin à moyen (la longueur de pénétration des carottiers est généralement inférieure à 1m), alors que leur base présente des alternances sables/silts (la longueur d'échantillon récupéré atteint alors 8 m) (**Figure 29**). Une analyse détaillée de la carotte DGKS11 montre l'emboîtement de trois ordres de cyclicités bien marqués, décrits en détail dans une publication soumise (Lofi et al, soumis) :

1- des alternances de lits sableux et silto-argileux millimétriques à centimétriques traduisent l'enregistrement de cycles de marée diurnes ou semi-diurnes,

2- la variation régulière de l'épaisseur des "doublets" sable/silt est interprétée comme une cyclicité morte eau/vive eau. Le nombre de "doublets" préservés (7,7 en moyenne) est largement inférieur au nombre théorique de 14 ou 28 que l'on pourrait espérer dans ce type de dépôt (Visser, 1980), soit en raison de l'incompétence du courant durant une partie des mortes eaux, soit à cause de l'érosion d'une partie des dépôts durant les vives eaux,

3- une variation cyclique du rapport sable/silt. Cette cyclicité, déjà visible à l'oeil nu (**Figure 29**) est mise en évidence de manière spectaculaire par la mesure de susceptibilité magnétique, les niveaux sableux présentant une susceptibilité plus forte (**Figure 30**). L'analyse spectrale de ce signal révèle une période de 20 à 25 cm qui peut s'expliquer par deux processus : diminution des apports en sédiments fins durant les périodes d'étiage (mousson d'hiver), vannage des sédiments fins durant les tempêtes hivernales. Dans les deux hypothèses, il s'agirait d'une cyclicité saisonnière avec des niveaux plus sableux qui pourraient se former à la fois durant les périodes hivernales et durant la mousson d'été.

En termes de milieux de dépôt, ces faciès correspondraient à des barres sableuses estuariennes d'un fleuve majeur (probablement le Yangtzé) au cours de la transgression postglaciaire. La partie supérieure de ces bancs, aujourd'hui situés à 90 m de profondeur, est remaniée épisodiquement par l'action combinée des courants de marée (qui dépassent 0.5 m/s près du fond) et des tempêtes, et constitue un niveau condensé transgressif et de haut niveau équivalent au "palimpseste" de Swift et al. (1971). Ce niveau est érosif par rapport aux dépôts sous-jacents, la morphologie actuelle des bancs résultant largement du remaniement de dépôts plus anciens comme nous l'avons proposé pour les bancs de la Mer Celtique.

Faciès sédimentaires dans les bancs de sillage

Tous les carottages réalisés dans le banc de Sercq montrent qu'il est constitué de sable. Cependant, l'un de ces carottages a atteint à 2,50 m sous le fond de la mer un lit de sables grossiers (médiane de 1,7 à 2 mm) incorporant des graviers de roches cristallines locales et des coquilles de mollusques atteignant 4 cm. Ce niveau grossier, épais d'environ 60 cm, surmonte des sables moyens similaires à ceux de la surface (**Figure 31**). Les datations réalisées sur trois

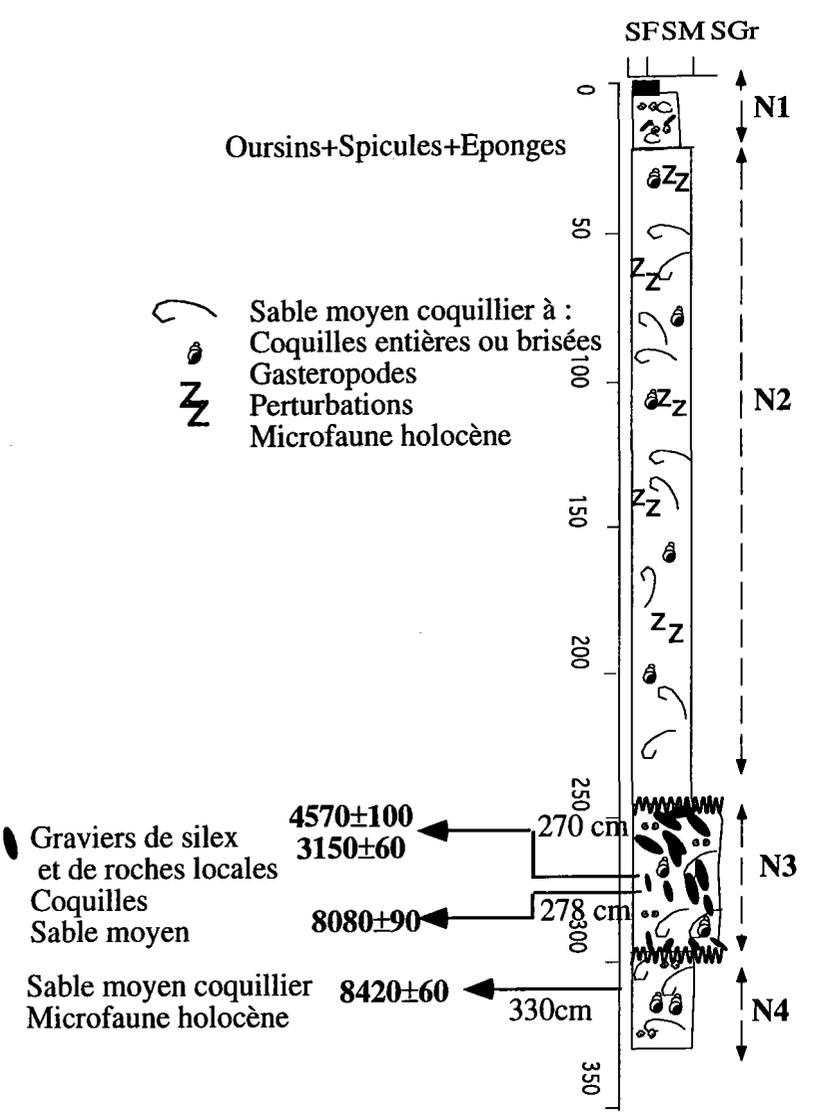
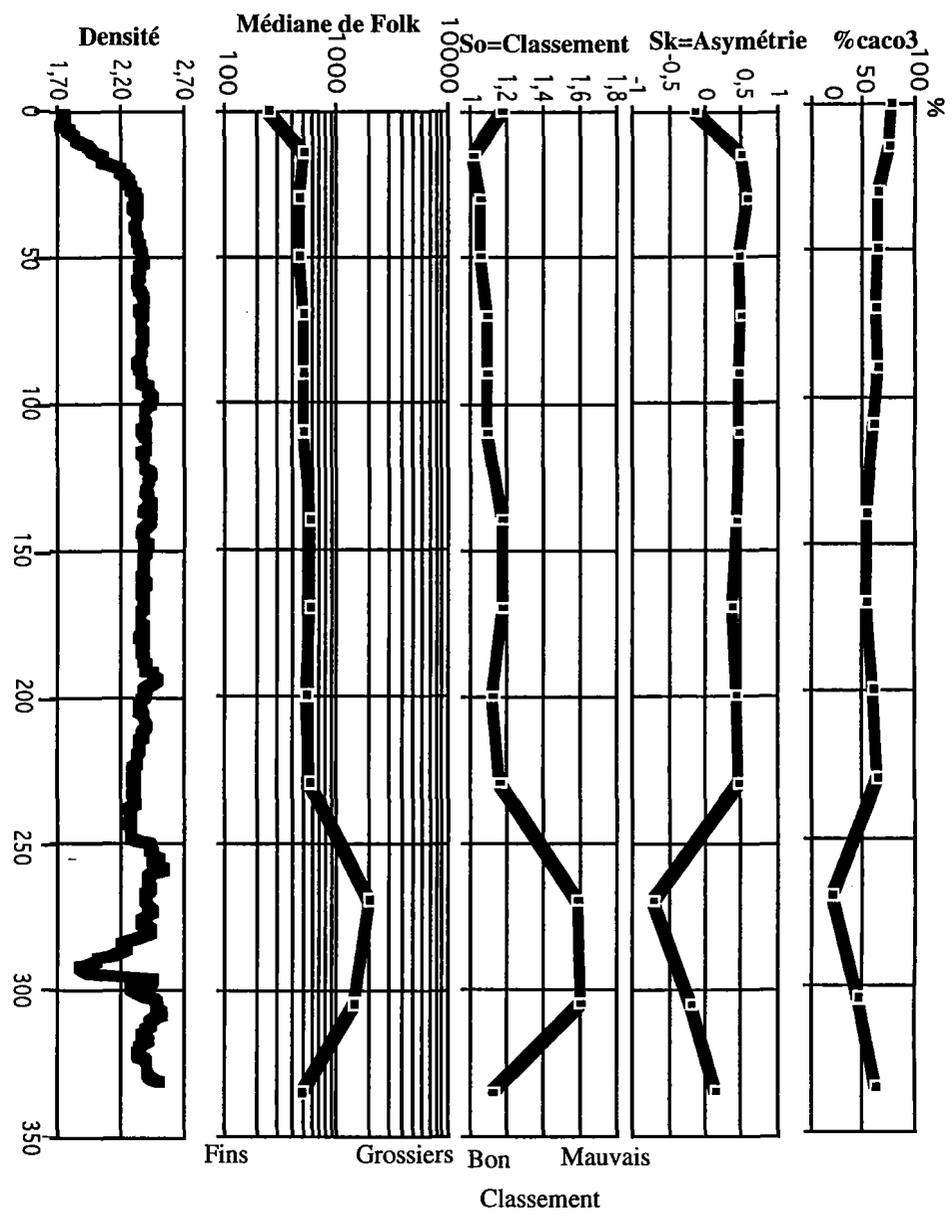


Figure 31 : Log et mesures physiques et sédimentologiques sur la carotte VK9206 de la campagne Sanba sur le banc de Serq (position figure 26). Le niveau très grossier correspond à la forte réflexion sismique du profil *sparker*. (M'hamdi, 1994).

mollusques issus du niveau grossier donnent des âges C14 de 8080 ± 90 , 4570 ± 100 et 3150 ± 60 ans B.P., tandis que le niveau sableux sous-jacent est daté à 8420 ± 60 ans B.P. Le niveau grossier ne peut donc s'expliquer que par un phénomène exceptionnel (forte tempête, raz de marée...) qui aurait eu lieu il y a moins de 3150 ± 60 ans B.P. (âge C14). L'hétérogénéité des datations obtenues s'explique facilement par la force des courants à l'origine de ce dépôt, responsables d'un remaniement important de formations antérieures d'âges variés. Des datations complémentaires dans l'unité sableuse supérieure pourraient permettre de préciser l'âge de cet événement.

3.2.2.2- *Les bancs des plates-formes dominées par les tempêtes*

Sur certaines plates-formes où les courants de marée sont faibles existent également des corps sableux longitudinaux, de taille généralement inférieure à celle des bancs "tidaux" mais néanmoins importante (**Tableau 3**). Il s'agit en particulier de la marge est-Atlantique des USA et de l'Argentine, et de la côte des Pays Bas. Certains auteurs ont proposé que le mécanisme décrit par Huthnance (1982a,b) pour la formation des bancs tidaux pouvait aussi expliquer la formation des bancs des plates-formes dominées par les tempêtes (Figueiredo et al., 1981) Ainsi, Trowbridge (1995) a réalisé un modèle de courant de dérive sur un fond incliné qui montre une déflexion du courant vers le large à l'approche d'un relief initial, avec un transport sédimentaire décroissant vers le large conduisant à la formation d'un banc. Il calcule que les courants de dérive seuls ne permettent pas d'expliquer la formation des bancs, qui résultent également de l'action des courants parallèles à la côte liés au déferlement des houles obliques. Cependant, la plupart des interprétations concernant l'origine de ces bancs font intervenir, au moins partiellement, un phénomène allocyclique lié à la remontée eustatique postglaciaire : corps sableux se formant au niveau du prisme littoral puis se détachant au fur et à mesure de la remontée eustatique. Ce processus est résumé par le schéma simple de Swift (1985), **Figure 32**) qui est basé sur le fait que la direction dominante des houles de tempête est oblique par rapport à la côte et correspond à l'orientation de l'axe des bancs. Durant la remontée eustatique, les sables érodés de la barrière littorale seraient donc remaniés en corps sableux dont la dynamique actuelle serait contrôlée par les tempêtes, avec une migration vers le large (Swift et Field, 1981). Cette migration est estimée à environ 0,5-1 m par an dans le cas des bancs connectés à la côte des Pays Bas (van de Meene, 1994). Une variante intéressante de ce modèle conceptuel est l'hypothèse de McBride et Moslow (1991) qui proposent que la position initiale des bancs est déterminée par l'existence de zones d'apports sédimentaires, en l'occurrence les passes tidales (*tidal inlets*) dont la migration vers l'amont serait ainsi enregistrée durant la transgression (**Figure 33**).

Il est intéressant de noter que les bancs des plates-formes dominées par les tempêtes montrent en général une migration vers le large (voir plus haut). Cette observation est à rapprocher du cas

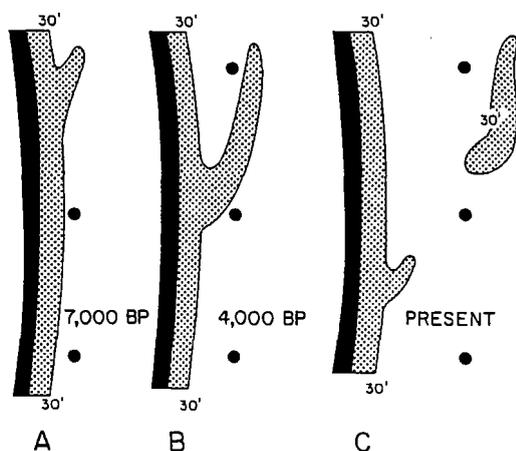


Figure 32 : Mise en place d'un corps sableux de plate-forme par "détachement", durant la transgression, d'un banc connecté à la côte (Swift, 1976).

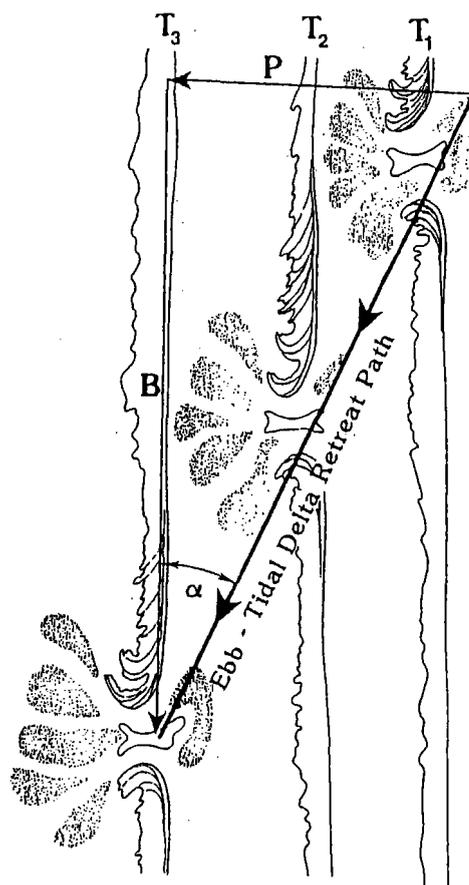


Figure 33 : Scénario de formation des bancs de plate-forme de Mc Bride et Moslow (1991). Entre T_1 et T_3 , le littoral recule de la distance P. L'angle α formé par la côte et les bancs connectés au rivage dépend de l'importance de la dérive littorale, ici orientée vers le bas du graphique.

du Middelkerke, où nous avons vu que la progradation vers le large était aussi très probablement attribuable aux tempêtes. Le cas des bancs attachés à la côte des Pays Bas étudiés par van de Meene (1994 ; 1996) et où nous avons réalisé des profils sismiques est intéressant car il permet de réfuter l'hypothèse d'une formation par détachement du corps sableux depuis la côte durant la transgression. Les carottes sédimentaires montrent en effet que la base du banc date de 3400 ans B.P. ou moins. (Cela n'exclut cependant pas que la source du sédiment provienne d'anciennes embouchures tidales, dont l'obstruction se serait produite vers 4000 ans B.P.).

En Mer Noire, où les courants de marée sont négligeables, il existe sur la plate-forme externe (70-90 m de profondeur) des corps sableux allongés similaires, bien que de dimensions plus modestes, à ceux de la marge est-américaine. Ils ont une extension latérale de 10 km au moins, un espacement moyen de 800m et une hauteur atteignant 7 m (5 m en moyenne) (Figure 34). En appliquant les mêmes calculs qu'au § 3.1, il apparaît qu'il doit s'agir de formes longitudinales par rapport au courant plutôt que de formes transverses. Leur orientation, ainsi que celle des dunes érosives situées à proximité (dont la crête est perpendiculaire au grand axe des bancs), suggèrent une direction de transport vers le SW. Les profils sismiques révèlent une

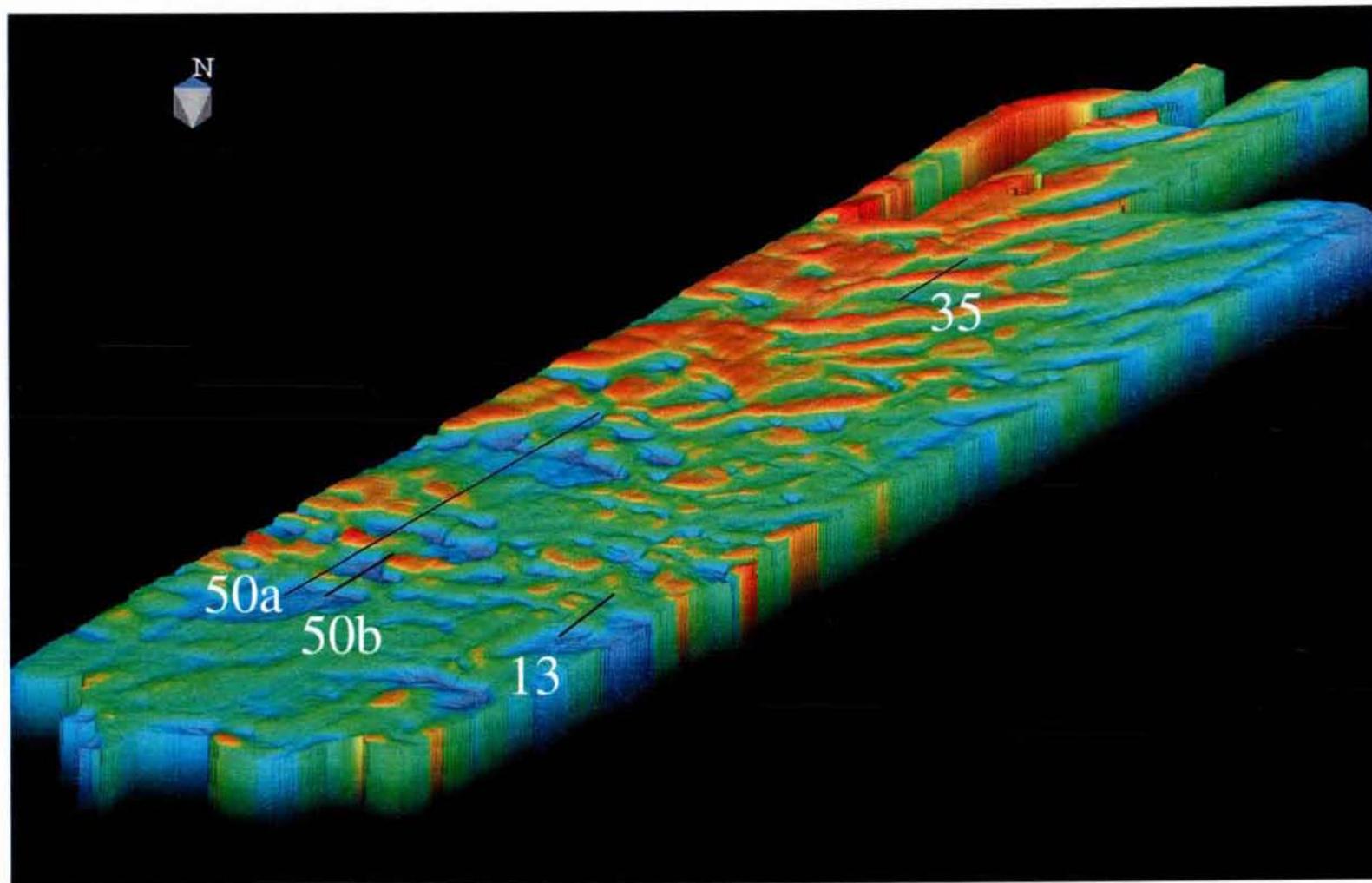


Figure 34 : Carte ombrée des bancs de la Mer Noire, (Campagne Blason, 1998) montrant également des dunes érosives dans la partie SW de la zone d'étude. Profondeur d'eau : 70m, au large du delta du Danube. Les chiffres se rapportent aux numéros des figures dans le texte.

structure interne simple, à cliniformes pentés de 4° en moyenne et traduisant une progradation vers le SW (**Figure 35**). Un niveau silteux d'épaisseur métrique nappe le sommet de ces bancs sableux, attestant qu'ils ne sont plus en équilibre avec l'hydrodynamique actuelle. L'orientation des bancs et leur position privilégiée au droit du débouché du Danube nous amènent à penser qu'il pourrait s'agir de corps sableux transgressifs issus du remaniement de dépôts d'embouchure durant la remontée post-glaciaire, selon un scénario similaire à celui proposé par McBride et Moslow (1991). La présence de dunes sableuses érosives suggère des vitesses de courant près du fond d'au moins 60 cms^{-1} au moment du dépôt, mais il n'est pas possible de savoir si les houles, les courants de dérive ou géostrophiques, ou tout autre mécanisme inconnu, sont responsables de l'édification de ces formes maintenant fossiles.

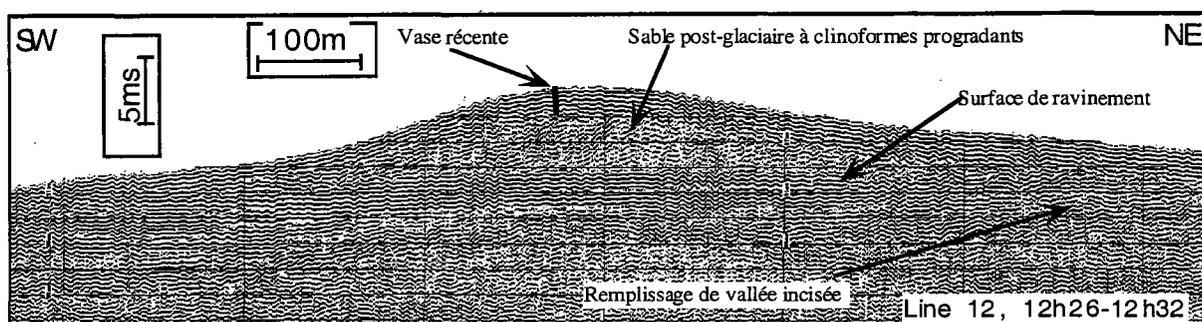


Figure 35 : Profil sismique d'un banc de plate-forme dominée par les tempêtes en Mer Noire au large du Danube. Campagne "Blason", 1998. Position sur la **Figure 34**.

3.2.2.3- *Préservation des bancs sableux*

La Mer Celtique, balayée par de fortes tempêtes et des courants de marée importants, est un terme ultime (*end member*) peu propice à la préservation des corps sédimentaires. C'est en Mer de Chine, où la subsidence est forte et les apports sédimentaires importants, que l'on trouve les seuls exemples publiés à ce jour de bancs sableux tidaux préservés dans les séries pléistocènes (Yang, 1989). La réalisation durant la campagne Donghai de 5600 km de profils sismiques permet de reconstituer l'histoire sédimentaire récente (depuis environ 400 ka B.P.) de la marge chinoise. Trois faciès sismiques principaux forment un motif qui se répète de manière régulière (**Figure 36**) :

- grands cliniformes très faiblement pentés ($<1^\circ$) à vergence SE (vers le bassin).
- faciès sismiques chaotiques et chenalisés, souvent oblitérés par la présence de gaz,
- bancs plus ou moins érosifs à cliniformes fortement pentés (3-4 degrés), déjà décrits au paragraphe 3.2.2.1-C.

Ces faciès sont calés, pour la séquence supérieure, par deux forages géotechniques qui ont fait l'objet d'une analyse biostratigraphique et palynologique détaillée. IL s'agit des forages YQ1

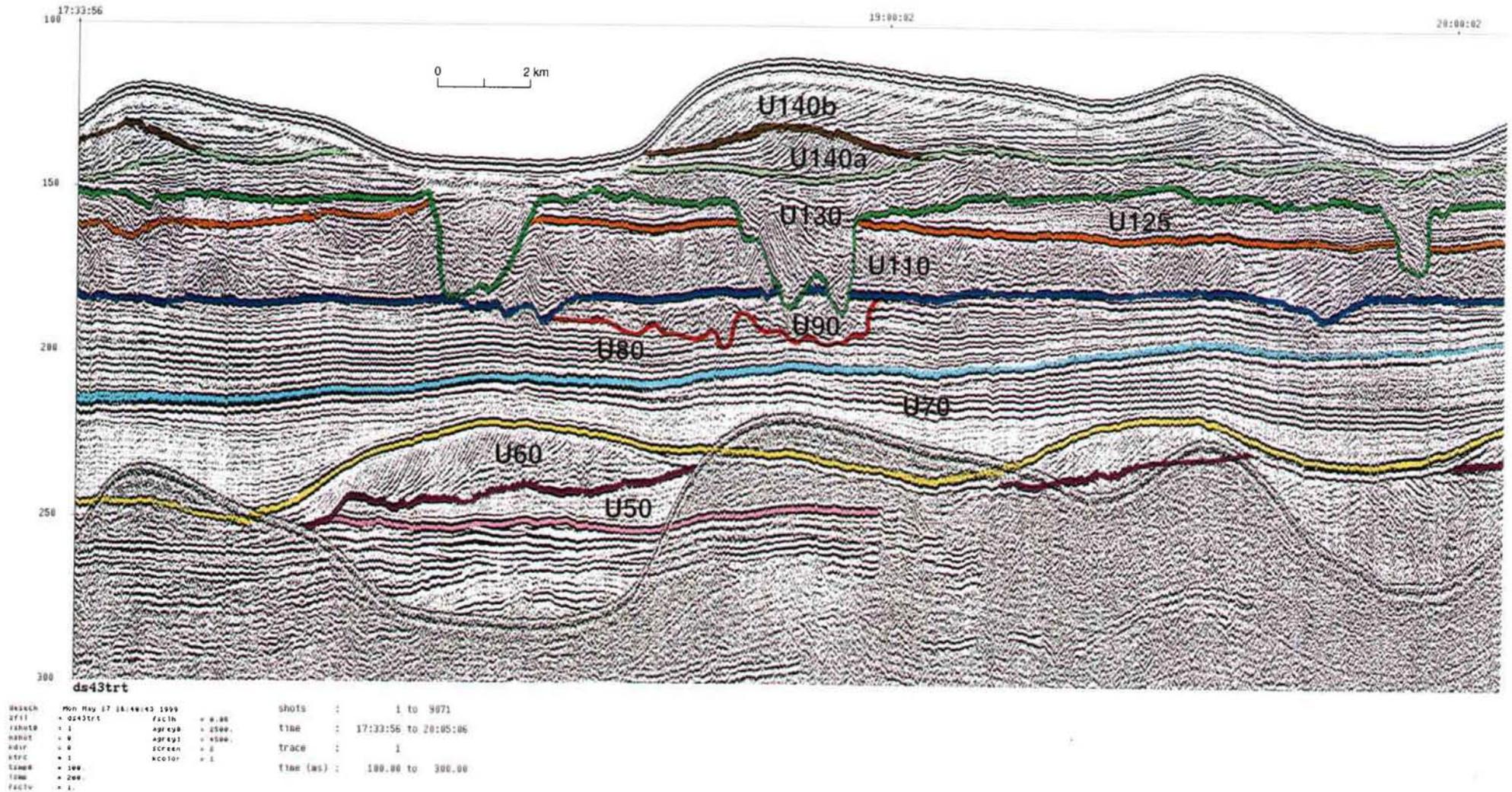


Figure 36 : Profil sismique de la campagne Donghai en Mer de Chine de l'Est. Les unités 140b, 140a, et 60 correspondent au faciès "banc sableux", les unités 140 et 110 au faciès "chaotique" et les unités 125, 100 et 80 au faciès à grands cliniformes faiblement pentés. Noter la nature légèrement érosive du banc sableux enfoui (U60).

(Yang, 1989) et DZQ4 (Tang, 1996), dont le second a fait l'objet de datations par thermoluminescence.

Le premier faciès correspond à des dépôts fins silto-argileux, avec quelques intercalations sableuses. Les foraminifères indiquent un milieu de plate-forme interne, situé à proximité d'un estuaire (présence de *Pseudonnonionella variabilis*). Les pollens sont typiques de périodes chaudes à tempérées. Ce faciès correspond à des dépôts pro-deltaïques.

Le second faciès est plus hétérogène et contient essentiellement du sable et des silts. Les assemblages de foraminifères sont typiques des milieux estuariens et les pollens indiquent un climat froid. Ce faciès correspond à des dépôts deltaïques ou estuariens formés pendant la dernière période glaciaire.

Le troisième faciès correspond à des sables fins avec quelques débris coquilliers et intercalations d'argile. Il est typique des bancs sableux tidaux.

L'analyse de l'imagerie sismique à l'échelle de toute la zone d'investigation permet d'établir une colonne stratigraphique composite, en retenant uniquement les surfaces et les unités corrélables sur de grandes distances.

On note une récurrence dans l'enchaînement des faciès sismiques, répétant le motif de base que nous avons identifié ci-dessus. Le faciès "banc", en particulier, apparaît quatre fois dans la zone étudiée. Celui correspondant à l'unité 115 n'est visible qu'au NE de la zone d'étude. Le plus profond, correspondant à l'unité 20, n'est visible que dans la partie la plus externe de la plate-forme, probablement parce que c'est le seul endroit où il apparaît au-dessus du multiple.

Le forage DZQ4, recoupé par deux profils sismiques de la campagne Donghai, permet de caler stratigraphiquement nos faciès jusqu'à une profondeur de 60 m sous le fond de la mer, correspondant à un âge d'environ 160 000 ans (âges absolus fournis par thermoluminescence). Les variations de paléobathymétrie mises en évidence par la biostratigraphie, ainsi que le calage climatique des pollens, permettent de préciser la position des unités sismiques supérieures par rapport à une courbe eustatique (**Figure 37**). La base du forage atteint une unité "chaotique" (U110) dont l'âge est celui du stade isotopique 6 (125 ka). Les bancs sableux de l'unité 115 (qui ne se trouvent pas dans la zone du forage) sont corrélés géométriquement par la sismique. Ils représentent l'intervalle transgressif entre les stades 6 et 5.5. De la même façon, la surface D130, très érosive, correspond à la limite de séquence du dernier maximum glaciaire.

Compte tenu de la très bonne adéquation entre la prévision de l'analyse sismique séquentielle³ et les résultats des forages, et parce que nous disposons d'un jeu de données à l'échelle de toute la marge, on peut tenter d'extrapoler l'interprétation au-delà de la zone forée. Les meilleures surfaces-repères sont ici les surfaces d'inondation maximum, généralement confondues avec les surfaces de transgression au niveau de la plate-forme externe (sauf au niveau des bancs). La

³On notera que la chute eustatique du stade 4 n'est pas marquée par une surface d'érosion dans la zone du forage, situé à 90 m de profondeur. Sur le plateau médian, on observe cependant une surface d'érosion séparant deux unités prodeltaïques, qui pourrait correspondre à cet épisode.

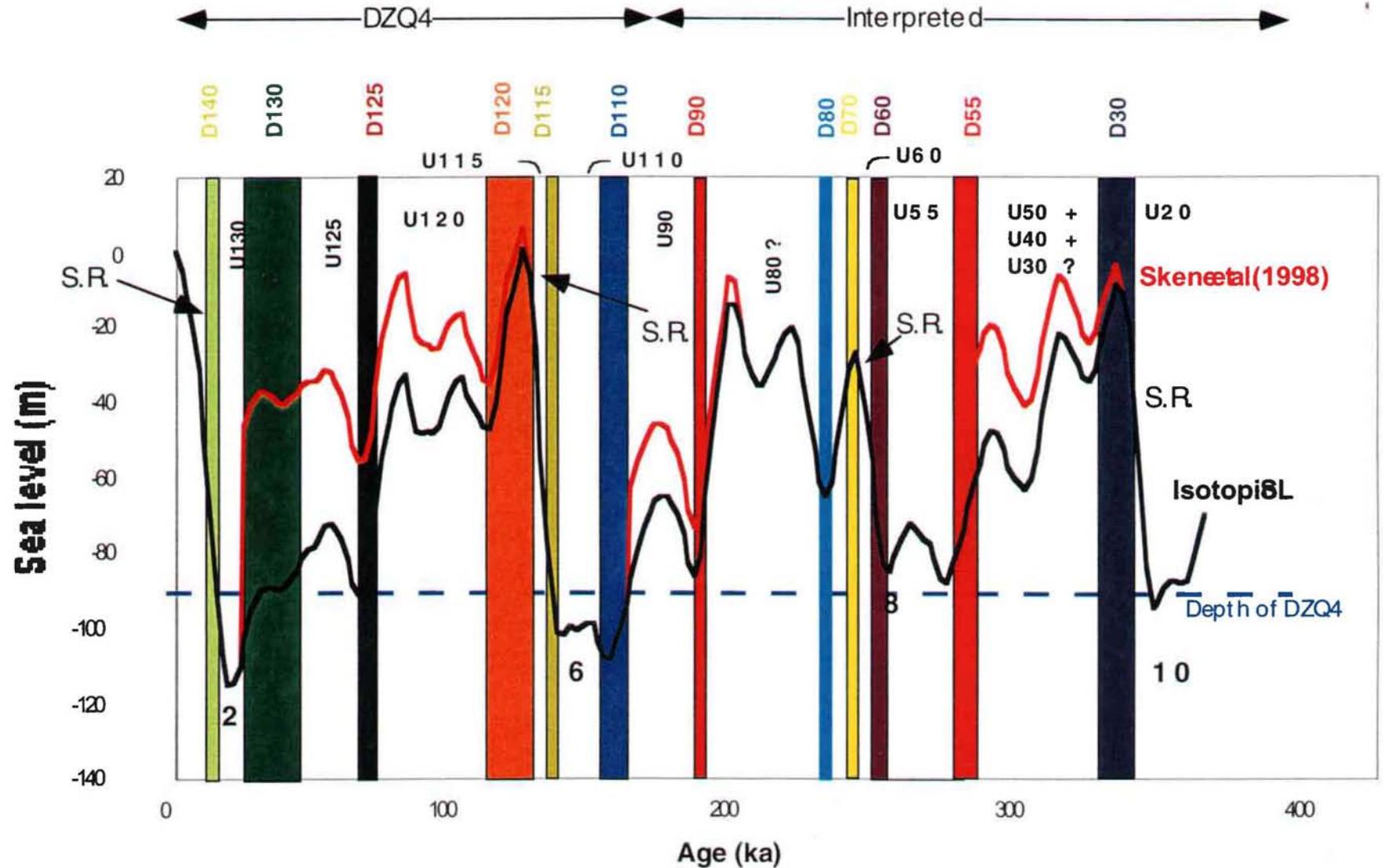


Figure 37 : Formation des unités et des surfaces pléistocènes en Mer de Chine de l'Est, par rapport aux variations glacio-eustatiques (1) déduites de l'analyse isotopique (courbe "Specmap") et (2) calculées à partir de la modélisation de la progradation des deltas (Skene et al., 1998) . Les périodes de formation des unités et surfaces comprises entre 150 et 110 (limite de pénétration du forage) sont déduites des informations du forage DZQ4. En dessous, les âges sont déduits de l'interprétation séquentielle. Berné, Vagner et al., en préparation.

surface D70 (jaune sur la **Figure 36**) est une surface d'inondation majeure, qui surmonte les bancs très bien préservés de l'unité 60. Ceux-ci se seraient formés durant la transgression entre le stade 8 et le stade 7, soit entre 280 et 200 ka B.P. (et non 300-400 k.a comme proposé par Yang (1989)). De la même manière, les bancs les plus profonds (unité 20) correspondraient à la phase transgressive entre les stades 10 et 9, mais dans ce dernier cas, il est difficile de reconstituer un scénario de mise en place des différentes surfaces et unités compte tenu de la profondeur plus importante.

En définitive, la Mer de Chine de l'Est permet, pour la première fois, de proposer une analyse séquentielle sur des dépôts tidaux, similaire à ce que nous avons entamé en domaine dominé par les vagues (§3.4). Le calage permis par le forage démontre la faisabilité de l'analyse séquentielle, sous réserve que l'on dispose d'une vision globale de la marge concernée. Ce travail démontre aussi, contrairement à de nombreuses affirmations récentes, la très bonne capacité de préservation des bancs sableux transgressifs. Surmontant des dépôts deltaïques/estuariens riches en matière organique, recouverts par des dépôts prodeltaïques silto-argileux, ces bancs, dont le volume individuel dépasse souvent 2 millions de m³, représentent d'excellents réservoirs pétroliers potentiels.

Dans les séries anciennes, de nombreux corps sableux ont été interprétés comme des bancs sableux tidaux ou de tempête⁴. Les progrès de l'imagerie sismique 3D vont certainement permettre de découvrir que d'autres réservoirs pétroliers ont la même origine. Il en serait ainsi pour les bancs sableux de 12 à 15 m d'épaisseur préservés dans le Miocène de l'offshore indonésien, qui constituent certains réservoirs pétroliers d'Arco dans cette région (Posamentier, communication personnelle, **Figure 38**). Nous verrons cependant plus loin que d'autres corps sableux, d'architecture équivalente, ont une tout autre origine.

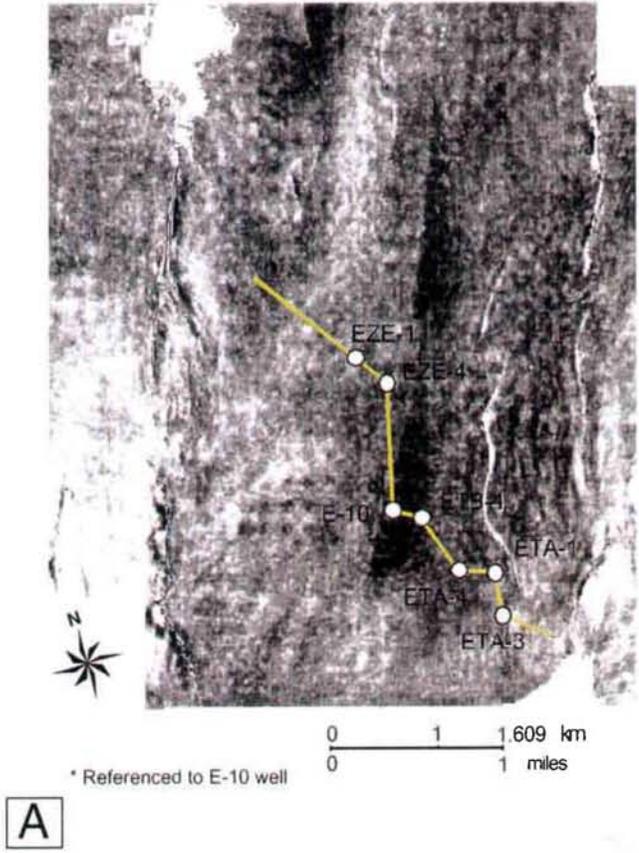
3.2.2.4- *Synthèse sur les bancs sableux*

Les résultats acquis ces dernières années nous ont permis de préciser la structure interne des grands bancs sableux, considérée par Dalrymple (1992) comme l'un des aspects les moins bien connus des environnements tidaux. Nous avons montré que le "modèle" de structure interne de Houbolt (1968) n'était pas universellement représenté. De nombreux bancs incorporent un "noyau" constitué par des dépôts lagunaires, estuariens ou deltaïques, les bancs pouvant fonctionner comme des formes d'érosion remaniant les dépôts antérieurs. Il n'existe pas un "modèle" de banc sableux, mais un large spectre de structures entièrement érosives (comme en Mer Celtique) ou "constructives" (comme en Mer du Nord), correspondant à différentes

⁴ Par exemple, les grès permien pétrolifères de White Rim dans l'Utah (Baars and Seager, 1970), les grès d'Eze Aku dans le Crétacé supérieur du Nigéria (Banerjee, 1980), les grès de la Dakovarra Formation dans le Précambrien du Nord de la Norvège (Johnson, 1977), les grès oolithiques du champ pétrolifère de Damme dans le Mississippien (Carbonifère inférieur) du Kansas (Handford, 1988), les grès pétrolifères de Hartzog Draw dans le Wyoming (Tillman and Martinsen, 1987), les grès carbonifères de Cottage Grove dans l'Oklahoma (Fruit and Elmore, 1988), la Raukvelv Formation du Jurassique supérieur du Groenland (Surlyk and Noe-Nyggard, 1991) ou les sables éocènes de Vlierzele en Belgique (Houthuys and Gullentrops, 1988).

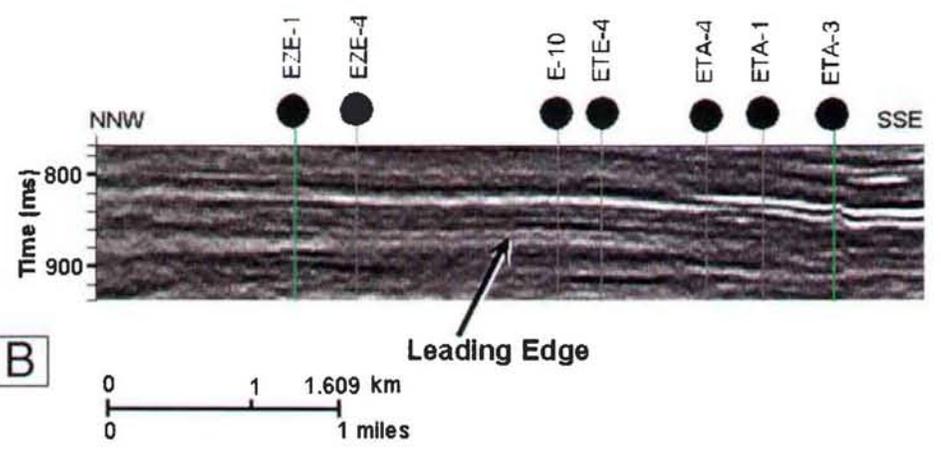
Figure 38 :
A- Image sismique 3D en coupe profondur ("time slice") d'un banc sableux du Miocène supérieur de la plate-forme indonésienne. **B-** Image sismique "2D" au travers du banc. **C-** Diagramme des forages recoupant le banc sableux.
 Communication personnelle, H. Posamentier, AFCCO.

Upper Main Shelf Ridge, E-Field
 2480 Level*
 Horizon Slice
 Referenced from Datum 30 msec above

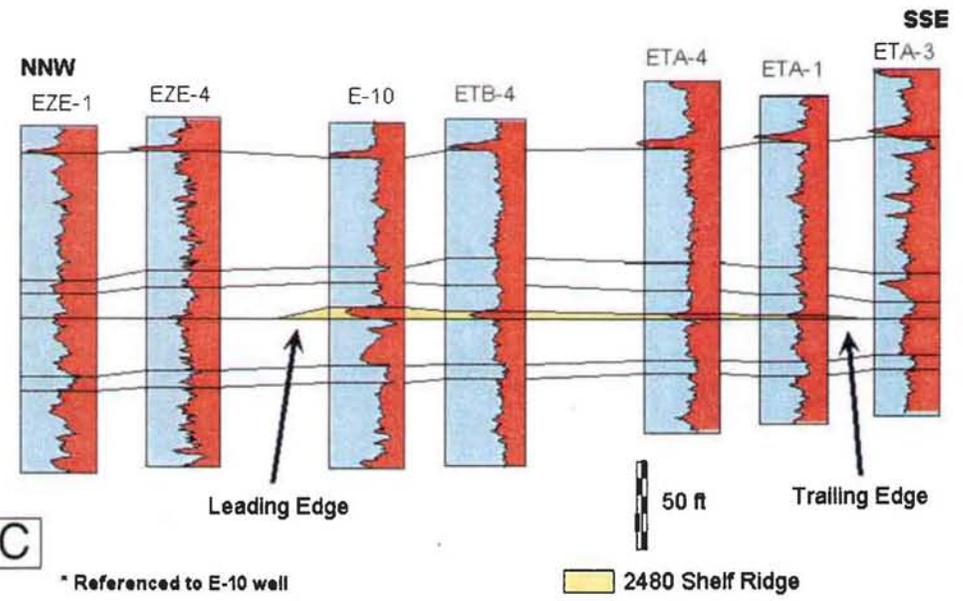


A

Upper Main Shelf Ridge, E-Field
 2480 Level*
 Random Traverse Parallel to Well-Log Section



B



C

combinaisons entre apport sédimentaire, variation du niveau relatif et régime hydrodynamique. Dans un même secteur géographique, la nature érosive ou "constructive" d'un banc peut dépendre de facteurs locaux. Nos travaux montrent aussi que les bancs sableux sont susceptibles d'être préservés, avec leur morphologie caractéristique, dans les séries pléistocènes. En Mer de Chine, où le régime de dépôt est caractérisé par de forts apports sédimentaires, la chronologie proposée à partir de l'analyse séquentielle est confirmée par les datations absolues et il est possible de proposer un "modèle" prédictif d'organisation séquentielle. Enfin, la distinction entre bancs de tempête et bancs de marée n'est pas toujours simple. En mer du Nord, les tempêtes jouent un rôle important dans la dynamique et l'orientation de bancs classés comme "tidaux", comme le Middelkerke.

Proposition de redéfinition des bancs sableux

Un banc sableux est une accumulation sableuse de grande taille ($L = x$ km, $l = y$ 100m, $H = z$ m) allongée ($L/l > 10$) dont la formation implique l'action des courants et/ou des tempêtes. Les bancs sont parfois parallèles, le plus souvent légèrement obliques par rapport à la direction du courant dominant.

A la différence de la définition de Swift (1985) puis Snedden et Dalrymple (1999), qui considèrent comme banc "tout corps sableux côtier ou de plate-forme de taille et de durée de vie plus importantes que celles des dunes", nous excluons de la notion de banc sableux les "shorefaces" de bas niveau ou transgressifs ou les îles-barrières submergées.

3.3- Les placages sableux (*sand patches*)

(Berné et al., 1986 ; Turcq et al., 1986 ; Cirac et al., 1997 ; Cirac et al., accepté)

Il s'agit de figures sédimentaires typiques des plates-formes dominées par la houle, où les courants près du fond sont insuffisants pour générer des formes transverses (dunes) ou longitudinales (bancs).

Sur ces fonds, lorsque les apports sont limités et proviennent principalement de l'érosion du prisme littoral, le sable forme des placages de forme irrégulière, reposant généralement sur une semelle constituée de sables grossiers, graviers et galets. L'épaisseur de ces dépôts dépasse rarement deux mètres, ce qui rend difficile une étude par méthodes sismiques. C'est grâce à l'utilisation de l'imagerie acoustique par sonar latéral que les chercheurs britanniques ont pu mettre en évidence les placages sableux (Belderson et al., 1972). En effet, le contraste de rétrodiffusion entre les sables et les graviers produit généralement un faciès acoustique très caractéristique à taches noires et blanches. A la traduction littérale en français par "empiècement sableux" de "*sand patch*" proposée par Vanney (1977), nous préférons celle de placage sableux, qui qualifie mieux le processus de mise en place de ces sables et leur superposition à un faciès grossier. Sur les marges françaises, c'est la plate-forme aquitaine qui présente les plus

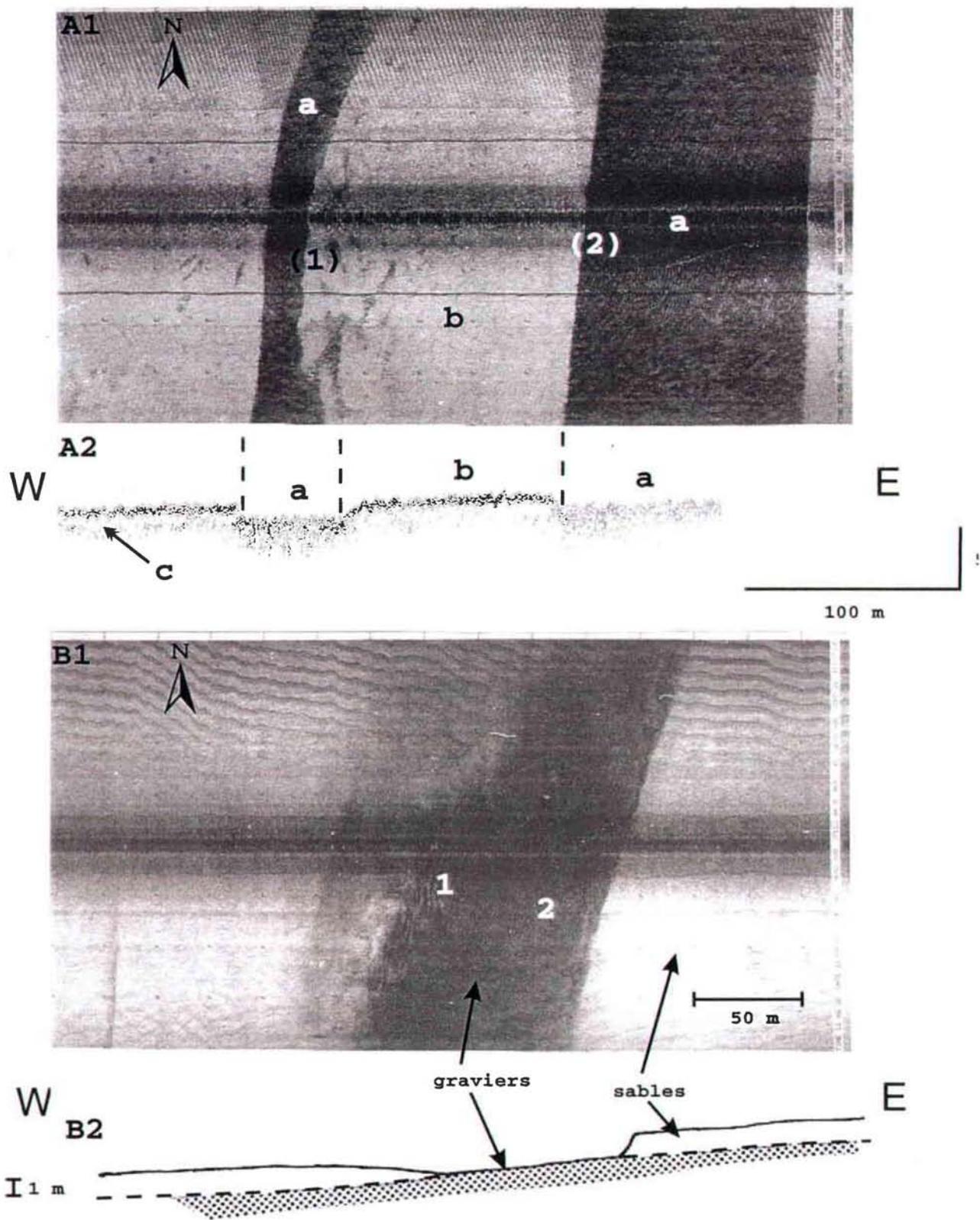


Figure 39 : Images acoustiques au sonar latéral et profil de sondeur de sédiment sur des placages sableux de la plate-forme aquitaine (profondeur d'environ 60 m). On note que les flancs exposés à l'ouest (2) sont plus pentés que ceux "protégés" des houles dominantes (1). (Cirac, Berné et al., accepté). Des rides de houle d'orientation NNE-SSW sont visibles dans les faciès grossiers (Figure 39-B1). Position Figure 5.

beaux exemples de placages sableux. Elle a fait l'objet depuis 1982 de nombreuses campagnes en collaboration entre l'Université de Bordeaux 1 et l'IFREMER.

Répartition et géométrie

Les placages sableux se trouvent sur la plate-forme aquitaine entre 30 et 90 m de profondeur (**Figures 39 et 40**), la couverture sédimentaire (généralement sableuse) devenant continue à la fois plus au large et plus à la côte (**Figure 41**). De manière systématique, on observe un changement dans leur morphologie selon la profondeur d'eau, les placages n'ayant pas d'orientation préférentielle vers le large alors qu'ils présentent un allongement Nord-Sud très net en se rapprochant du rivage. Ces formes allongées ressemblent aux placages sableux transverses (*transverse sand patches*) décrits par Kenyon (1970b). Notons sur la plate-forme externe, au sein de la couverture meuble continue, des linéations qui seraient des sillons d'érosion liés aux fortes houles océaniques.

Une caractéristique des placages sableux, en particulier des formes transverses du plateau interne, réside dans une certaine dissymétrie entre les deux bordures du corps sableux, le flanc occidental des placages présentant généralement une pente plus forte (**Figure 39**). On observe aussi sur la plate-forme aquitaine que les placages sont plus abondants dans les zones les plus pentues. Il s'agit en particulier des "marches" situées à 80-95m et 50-70m, qui pourraient correspondre à des stationnements marins vers 16000 et 11000 ans B.P. (Cirac et al., accepté).

Faciès sédimentaires

Les nombreux vibrocarottages réalisés au sein de ces placages sableux de la plate-forme aquitaine, ainsi que des carottages réalisés en 1978 sur des placages sableux de la baie de Morlaix, révèlent une structure sédimentaire plus complexe que ce que permettaient de prédire les images acoustiques et les données de sondeur de sédiment. En effet les placages ne constituent pas une unité sableuse unique reposant sur un substrat grossier, mais plutôt un "feuilleté" de sédiments grossiers et plus fins (**Figure 42**). Dans les deux régions s'observent plusieurs séquences grano-décroissantes et strato-décroissantes au sein des placages sableux identifiés sur les données acoustiques. Les séquences élémentaires sont généralement délimitées à leur base par une surface nette, souvent érosive, surmontée par des dépôts grossiers et coquilliers. La granularité diminue progressivement vers le haut, et il existe souvent au sommet de la séquence des litages de rides de courant ou de houle, parfois bioturbés. Cette organisation est caractéristique des séquences de tempête en domaine de plate-forme sableuse.

Dynamique sédimentaire des placages sableux

A la différence des dunes où des mesures *in situ* nous ont permis de quantifier la dynamique actuelle et la migration, nous ne disposons pas encore de mesures hydrodynamiques de longue durée permettant d'apprécier la dynamique actuelle des placages sableux, qui doivent

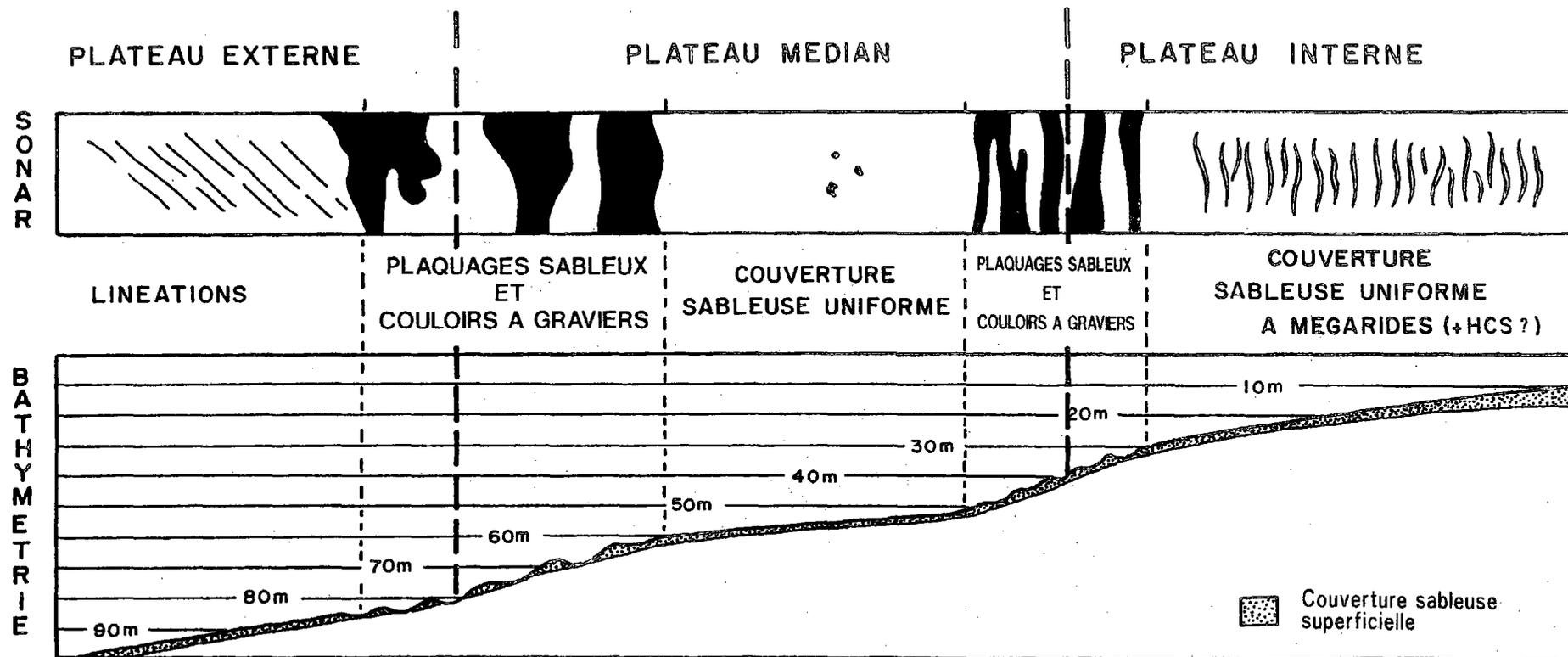


Figure 41 : Représentation simplifiée de la répartition des placages sableux sur la plate-forme aquitaine. Noter la concordance entre les "marches" et la position des placages sableux (Cirac, Berné et al., accepté).

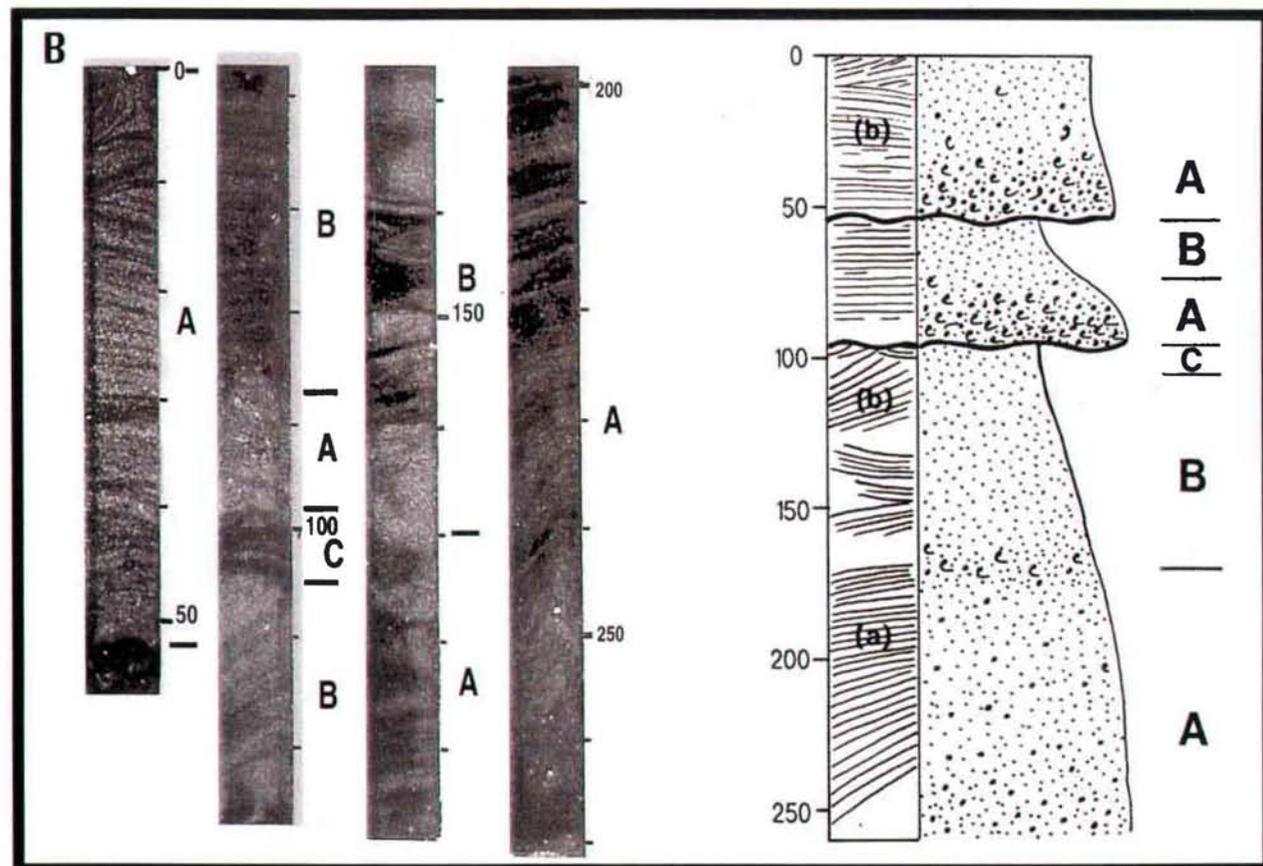
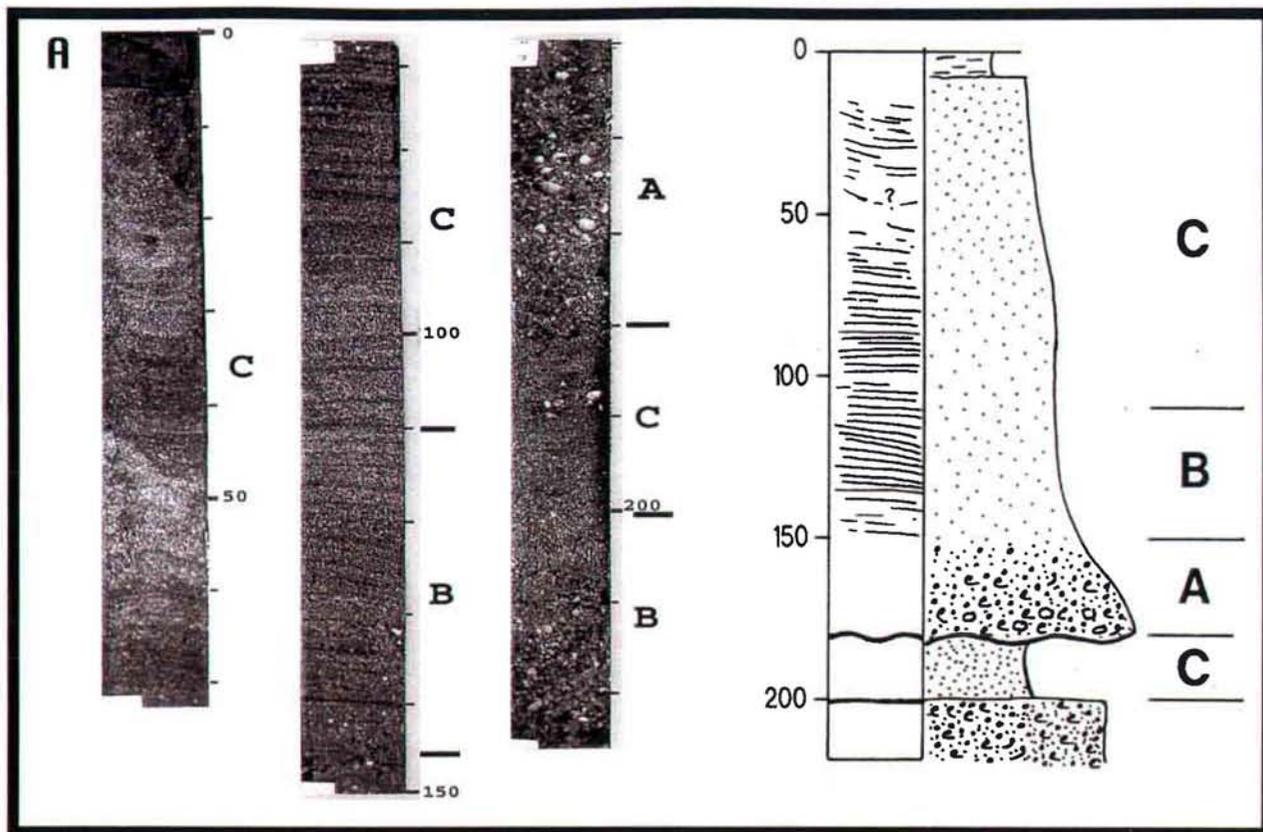


Figure 42 : Radiographies et "logs" de carottes prélevées au sein de placages sableux de la plate-forme interne nord-aquitaine. (Voir situation sur la figure 5).
 A : carotte VK8307 prélevée sur le proche plateau interne ;
 B : carotte VK8411 prélevée sur le plateau interne proprement dit, (a) et (b)=structures "en éventail" décrites dans le texte. (Cirac, Berné et al., accepté).

jouer un rôle important dans les échanges plate-forme/littoral. Seules l'analyse des figures sédimentaires et la comparaison de levés successifs peuvent nous renseigner. La dissymétrie des placages sableux serait indicative d'un transport résiduel et d'une migration vers le large si on assimile ces derniers à des dunes très aplaties. La forme en croissant de certains des placages (**Figure 40**) est cohérente avec cette interprétation, qui rejoint les observations de Cacchione et al. (1987) sur la plate-forme californienne. Ces auteurs ont mesuré le transport sédimentaire sur des corps sédimentaires similaires à ceux que nous avons étudiés, dans un environnement analogue à celui de la plate-forme aquitaine. Leur travail montre que le transport vers le large est lié aux périodes de tempête, qui produisent sur la plate-forme interne des courants de fond vers le large.

Sur la plate-forme externe, notre première mosaïque sonar réalisée en 1983 (Berné et al., 1984) sur la zone dite d'Hourtin, par 90m de profondeur, a été re-cartographiée avec l'EM 1000 durant l'été 1998. La précision du positionnement TORAN utilisé à l'époque ne permet pas d'estimer d'éventuelles migrations, mais il est possible de reconnaître la morphologie générale des sillons et placages présents dans cette zone. Les placages sableux du large sont donc très largement l'héritage d'une dynamique passée, événements exceptionnels ou plus probablement conditions ayant régné durant la transgression post-glaciaire.

Scénario de mise en place des placages sableux

Le schéma le plus simple de mise en place proposable à partir de l'analyse de l'imagerie sonar et de sondeur de sédiment, consiste dans une mise en place des placages sableux dans un contexte transgressif, ceux-ci reposant directement sur les dépôts fluviatiles grossiers ou de plaine côtière de la dernière régression forcée. La surface séparant les sables et les sédiments grossiers est, dans cette interprétation, la surface de transgression ou plutôt la surface de ravinement au sens de Swift (1968) dans la mesure où cette surface n'est pas synchrone (voir discussion de ce concept dans le lexique). Cependant la structure interne des placages révèle une mise en place polyphasée : chaque ensemble grossier/fin correspondrait à une séquence de tempête, au-dessus de laquelle se déposeraient des sables apportés en période de beau temps par l'effet de rugosité différentielle initiale créée par le contraste graviers/sables.

Un autre aspect à prendre en compte est l'origine des apports sédimentaires. Autant le premier scénario de mise en place est compatible avec une remobilisation sur place des sédiments (dépôts palimpsestes), autant l'existence de plusieurs séquences grano-décroissantes implique une contribution allochtone. Il est probable que c'est l'érosion du littoral qui fournirait les sables nécessaires à une certaine aggradation, en particulier durant la remontée marine. Cela implique que les séquences élémentaires sont d'autant plus épaisses que l'on est proche du littoral, et contiennent d'autant plus d'éléments grossiers que l'on est proche de la surface de base (surface de ravinement). Ce scénario s'accorde avec une séquence-type transgressive strato-décroissante et grano-décroissante vers le haut, puisque les apports ont progressivement

diminués au cours de la transgression. Dans un tel scénario, la surface de ravinement se trouve à la base de l'ensemble composite et non entre le dernier niveau grossier et le dernier niveau plus fin. La présence préférentielle de placages sableux au niveau des marches topographiques formées par les stationnements marins s'explique à notre avis par l'augmentation de l'énergie par rétrécissement de la colonne d'eau, favorisant le vannage du sable à cet endroit et/ou par la présence locale d'un stock de sédiments littoraux grossiers plus importants.

Conclusions sur les placages sableux

Les placages sableux indiquent l'existence d'apports sédimentaires faibles et d'énergies sur le fond modérées. La séquence transgressive semble représentée par un ensemble de plusieurs séquences élémentaires strato-décroissantes et grano-décroissantes, et non par une seule comme on le pensait auparavant (**Figure 43**). La comparaison de données disponibles sur les zones les plus côtières (la Salie, plate-forme interne Sud-Aquitaine) et de mesures hydrodynamiques et morphodynamiques devrait permettre de préciser le rôle des placages sableux transverses dans les échanges sédimentaires avec le littoral. Quant aux formes observées plus au large, elles représentent des formes reliques héritées de la transgression postglaciaire. Les placages sableux incorporent des sédiments marins (bioclastiques) et des dépôts fluviatiles ou côtiers, témoins de l'érosion du littoral durant la transgression. Ils sont constitués en grande partie de sédiments autochtones, ce qui correspond bien à la définition des plates-formes dominées par l'accommodation au sens de Swift et Thorne (1991).

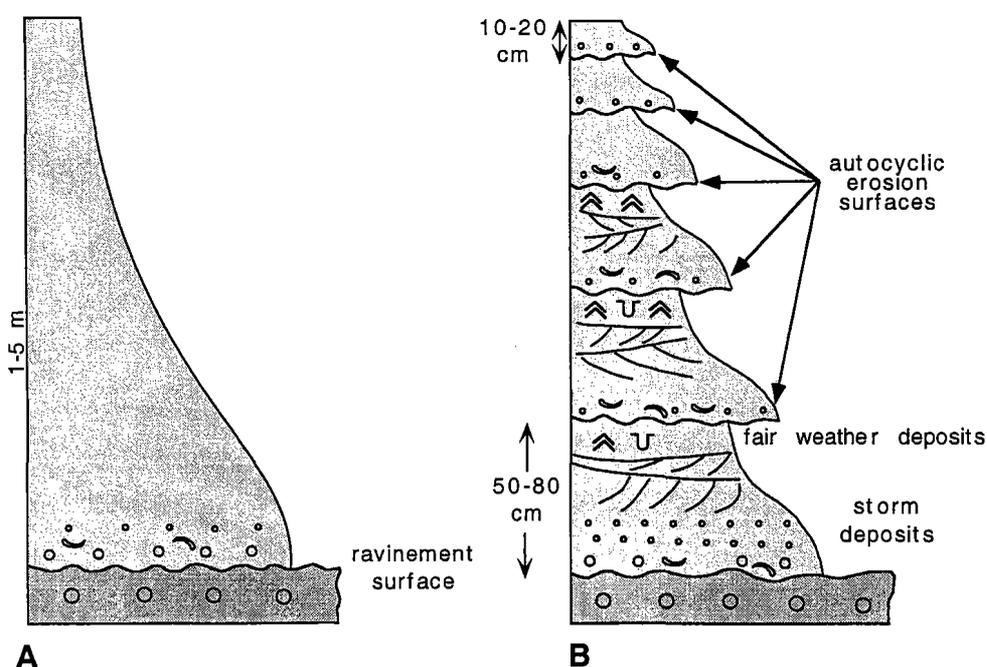


Figure 43 : Représentations simplifiées de la structure des placages sableux :

A : hypothèse antérieure (Belderson et al., 1972) ; B : hypothèse basée sur l'analyse des données de la marge aquitaine et de la baie de Morlaix.

3.4- Les épandages sableux (*sand sheets*)

(Berné et al., 1998a;b ; Liu et al., 1998; Rabineau et al., 1998; Berné et al., 1999)

Cette expression est employée indifféremment sur les plates-formes actuelles ou anciennes dominées par les courants de marée ou les tempêtes (Stride et al., 1982; Belderson, 1986; Swift et al., 1991b). Elle désigne des dépôts sableux de grande extension (plusieurs dizaines de km dans deux directions), tabulaires, dont l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, formés dans un milieu d'énergie assez faible (courants de 30 à 50 cm/s près du fond dans les milieux tidaux). Dans les **environnements actuels**, Les exemples les plus connus en domaine tidal concernent la zone située entre les côtes britanniques et hollandaises dans le sud de la mer du Nord (Johnson et al., 1981; Belderson, 1986), et en domaine dominé par les vagues, la plate-forme de la côte est-américaine (Swift et al., 1986b). Des exemples de **dépôts tidaux anciens** interprétés comme des *sand sheets* se trouvent dans les *Jura Quartzites* du Précambrien écossais (Anderton, 1976) ou les sables verts albo-aptiens du bassin londonien (Narayan, 1971; Allen, 1982a;b; Bridges, 1982). Les structures sédimentaires conservées correspondent généralement à des stratifications obliques de grande ou très grande taille formées par la migration de dunes métriques ou décamétriques (pour une revue des exemples décrits dans la littérature, voir le tableau 4D-1 de Berné, 1991). Des **dépôts anciens dominés par les vagues ou par les tempêtes**, en grands épandages d'épaisseur métrique à décamétrique, sont décrits dans les Book Cliffs du Crétacé supérieur en Utah (Swift et al., 1987) ou de la Cardium Formation dans le Crétacé de l'Alberta (Walker et Eyles, 1988). Les structures sédimentaires associées à ces dépôts sont généralement des stratifications de type *swaly* (Leckie et Walker, 1982)⁵ ou en mamelons (*Hummocky Cross Stratification*), ces derniers alternant parfois avec des argiles bioturbées.

Un exemple de "*sand sheet*" récent en domaine dominé par les vagues

Les "sables du large" de la plate-forme externe du Golfe du Lion, initialement décrits par Bourcart (1945) forment une couverture continue d'environ 3000 km², localisée à des profondeurs d'eau comprises entre 90 et 110/120 m (Figure 7, chapitre 2). Les profils sismiques montrent que ces sables atteignent une épaisseur de 32 m et que leur structure interne est caractérisée par de grands cliniformes pentés de 4° en moyenne, mais atteignant parfois 9° (Figure 44). Ils se terminent brutalement vers le large, cette limite formant généralement une marche topographique pouvant atteindre 20 m de dénivelé, et que l'on suit pratiquement sur toute la plate-forme sur une distance de 120 km (Figures 45 et 46). Des levés détaillés au sondeur multi-faisceaux indiquent que la pente moyenne de cette marche est de l'ordre de 4°, avec des valeurs locales de 7° (Berné et al., 1998b).

⁵Les "swaly cross stratifications" sont des stratifications planes ou légèrement ondulées dont les dépressions sont circulaires ou elliptiques en plan, et affectant des sables massifs (épais de plus de deux mètres). Il s'agirait d'équivalents des "HCS" formés en milieu de plus haute énergie (moins profond).

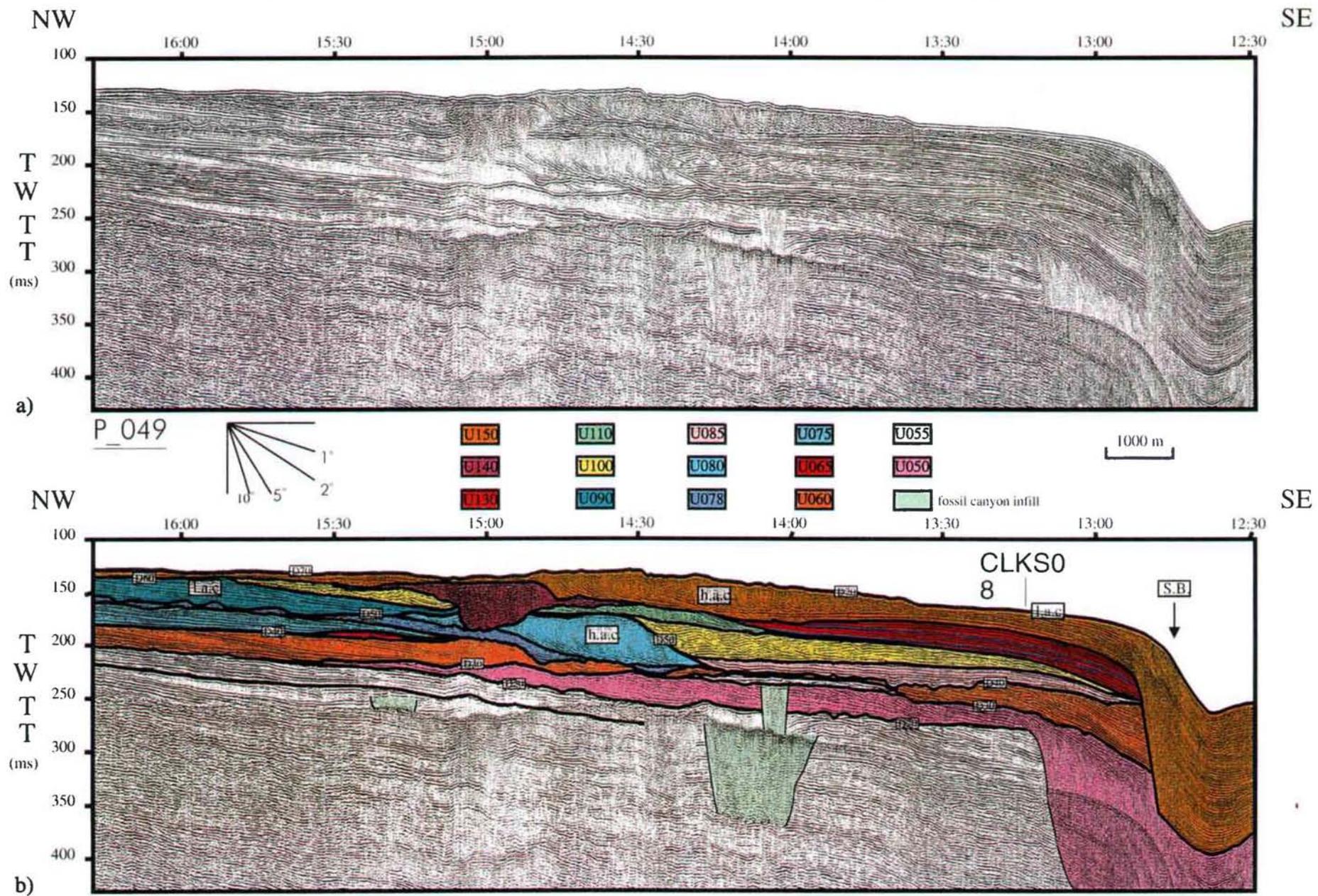


Figure 44 : Profil sismique dans les sables du large (position Figure 7) (Rabineau, Berné et al., 1998). La position (projetée) de la carotte CLKS08 (Figure 47) est indiquée. h.a.c.: cliniformes fortement pentés. l.a.c.: cliniformes faiblement pentés.

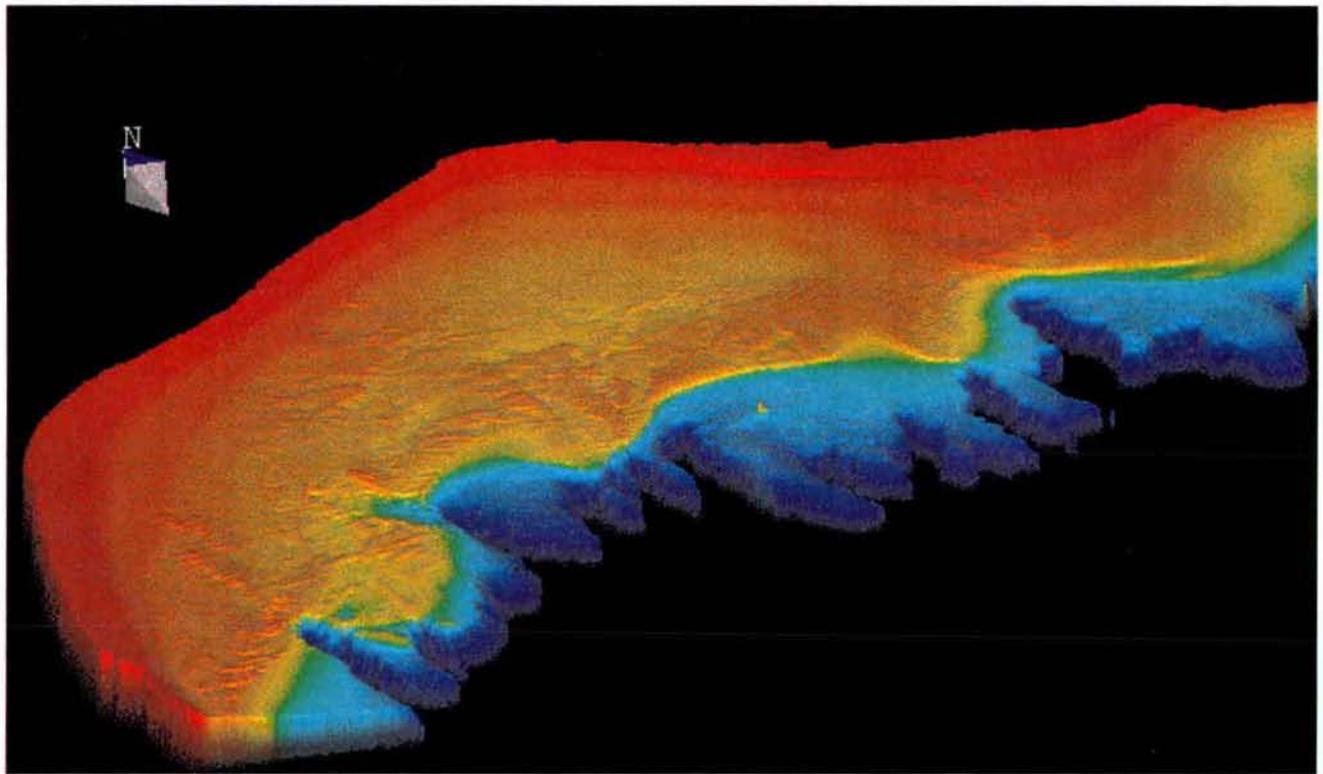


Figure 45 : Bloc diagramme 3D de la plate-forme externe du Golfe du Lion (Berné et al., 1998a). Document réalisé à partir de modèles numériques de terrain issus de l'interprétation digitalisée de minutes de sonde du SHOM au 1/20000. (Berné et al., 1998a).

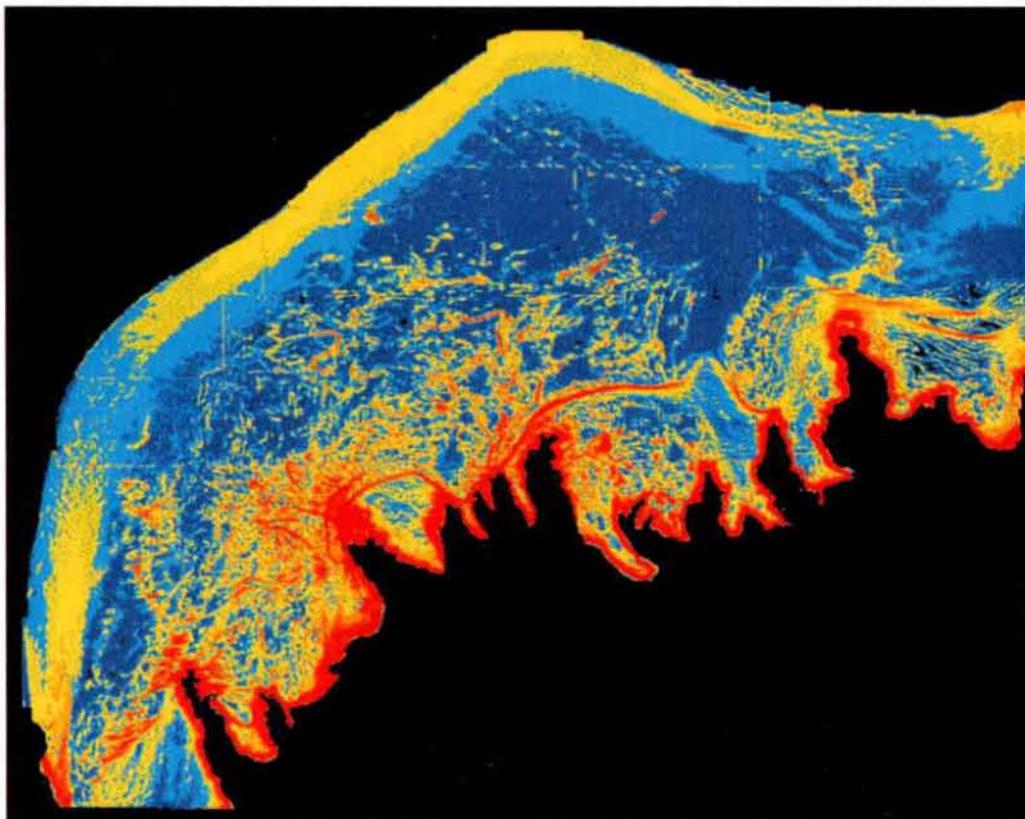


Figure 46 : Carte des pentes issue des modèles numériques de terrain de la plate-forme externe du Golfe du Lion. Le rouge correspond aux valeurs supérieures à 3%. Noter l'anomalie positive de pente située vers 110/120m, que l'on peut suivre sur presque toute la plate-forme externe. A noter également une seconde marche vers 90-100 m dans la partie orientale du Golfe. (Berné et al., 1998a).

Faciès sédimentaires

L'analyse granulométrique des "sables du large" montre une diminution progressive de la médiane, depuis des sables moyens à grossiers à l'Est (400-500 μm) jusqu'à des sables fins à l'Ouest (200 μm), avec une teneur en carbonates (essentiellement biogéniques) comprise entre 25 et 50 % (Monaco, 1971; Aloïsi, 1986; Berné et al., 1998b). Cette tendance granulométrique traduit la provenance rhodanienne dominante du matériel, sous l'effet de la dérive littorale et/ou du courant liguro-provençal. Les carottages et vibrocarottages, qui n'ont permis d'atteindre que la partie superficielle des dépôts, montrent souvent l'existence de "lags" très grossiers au sein de ces dépôts sableux. La nature sableuse, la progradation des clinofformes selon une direction perpendiculaire aux isobathes conduisent à interpréter les sables du large comme des dépôts de "shoreface", équivalents würmiens des formations littorales actuelles du Golfe du Lion (les "lidos") (Monaco, 1971; Aloïsi, 1986; Tesson et al., 1990).

Les clinofformes à fort pendage, essentiellement sableux, caractérisant le sommet du corps sédimentaire, passent progressivement vers le bas à des dépôts silto-argileux et bioturbés correspondant aux lits basaux ("*bottomsets*") de la structure progradante. On note dans ces *bottomsets* silto-argileux la présence de lits sableux centimétriques à base érosive, interprétés comme des dépôts de tempête (Figure 47). Ces lits sableux disparaissent lorsqu'on se dirige vers le large (carottes CLKS9708 et CLKS9711 de la campagne Calmar), et l'on observe alors des dépôts fins homogènes correspondant à des faciès distaux déposés au-delà de la limite d'action des vagues de tempêtes, ou plus précisément au-delà de la limite de "capacité de transport du sable". Cette interprétation est confirmée par les datations au C14 et par les analyses polliniques de la base de la carotte (côte 7 m), qui présente des flores polliniques typiques de l'interstade du Pléniwürm final (vers 23.000 ans B.P.) et des dynokystes indiquant un caractère prodeltaïque et infralittoral sous influence fluviale (30 à 40 m de profondeur) (Suc et Suballyova, 1998). Il en va de même pour l'étude des foraminifères benthiques et planctoniques, qui indiquent un milieu de plate-forme interne (50m) pour les échantillons de l'unité 150 situés à 4m sous la surface au niveau de la carotte CLKS08 (Bourdillon, 1994).

Nous n'avons jamais pu distinguer de structures sédimentaires dans les courtes carottes sableuses prélevées dans le Golfe du Lion (en raison de la déformation du carottage mais surtout à cause de la granularité grossière de ces sables). Dans des dépôts de *shoreface* équivalents du Pléistocène supérieur (stades isotopiques 6 et 5) de la paléo-baie de Tokyo (Kioroshi Formation), amenés à l'affleurement par la surrection du bassin d'avant-arc de Kazusa, on trouve que les stratifications obliques de type "*swaly*" (Leckie et Walker, 1982) se forment dans les sables massifs du *shoreface* supérieur, tandis que les stratifications obliques en mamelons (*Hummocky*) se situent en position plus distale, vers la transition sable/argile (Ito et al., 1999).

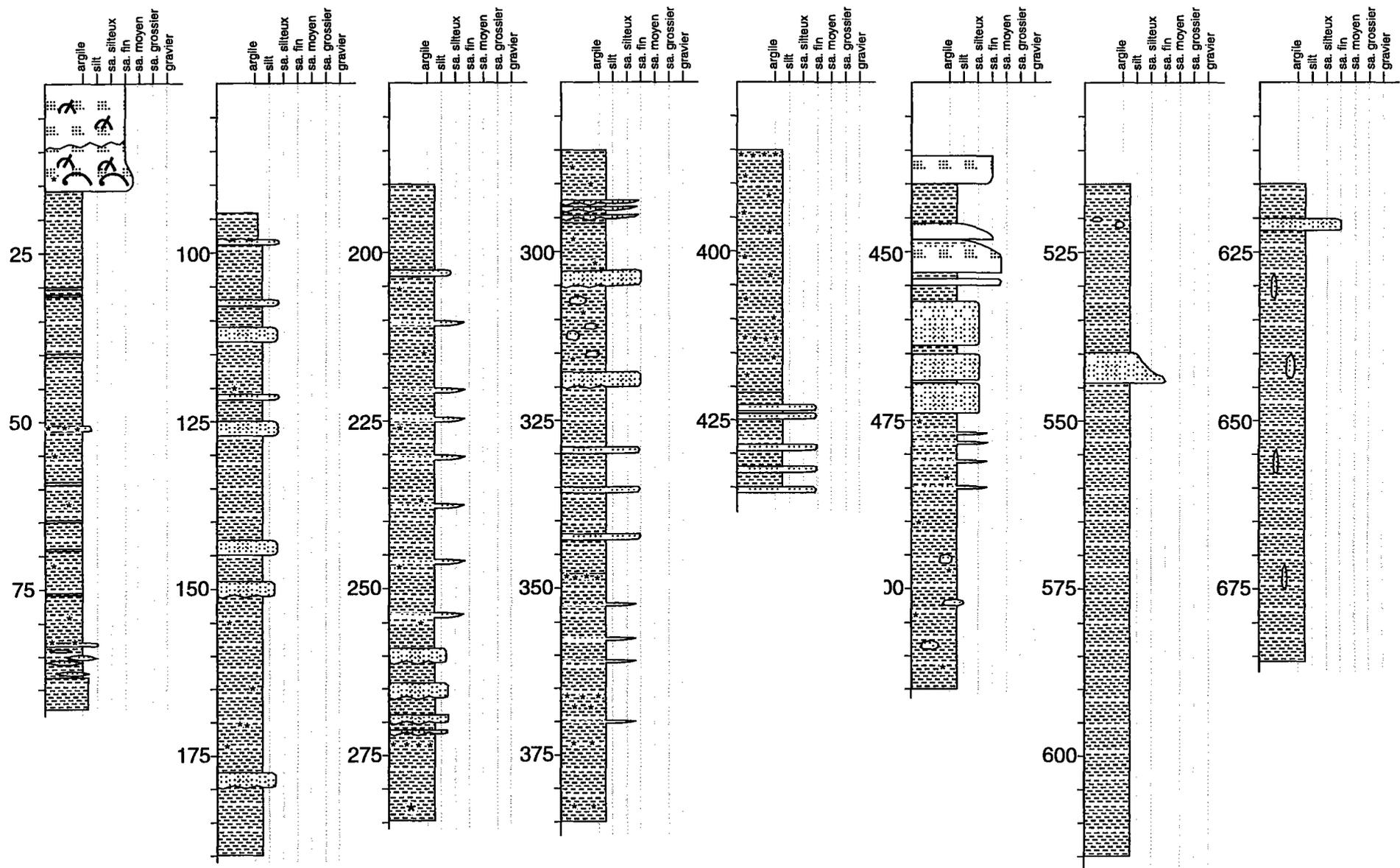


Figure 47 : "Log" lithologique de la carotte "Calmar KS08" dans les *bottomsets* silto-sableux de l'unité supérieure (position de la carotte figures 7 et 44).

Scénario pour la mise en place des "sables du large" du Golfe du Lion

En l'absence de forages carottés donnant accès à un calage chrono-stratigraphique suffisamment étendu, deux scénarios peuvent être proposés pour la mise en place des sables du large du Golfe du Lion. Dans le premier, ces sables représentent des paraséquences transgressives déposées au début de la remontée eustatique (entre 18 et 14,5 ka B.P.), c'est à dire durant une phase où ce taux de remontée est encore assez faible, de l'ordre de 0.5 cm/an) (Gensous et Tesson, 1996). Le second conduit, d'après l'analyse des données sismiques et des carottages dont nous disposons à interpréter les sables du large comme des dépôts régressifs dont seule la partie supérieure aurait été remaniée par la dynamique marine transgressive. Nous allons tenter de démontrer pourquoi nous privilégions le second.

Les sables du large présentent des structures de progradation indiquant une migration vers le large, qui peut atteindre 30 km. Lorsque les "topsets" des clinofformes sont préservés, ce qui se produit en particulier au large de l'interfluve des canyons Bourcart et de l'Hérault, on observe leur approfondissement sur plusieurs mètres au cours de la progradation. Si l'on considère que le point d'inflexion des "topsets" correspond à une même paléoprosfondeur au cours du temps (*shoreface* supérieur ou même plage sous-marine), autrement dit qu'il n'y a pas eu de changement notable du régime hydrodynamique durant l'intervalle de temps considéré, cela implique que les clinofformes se sont déposés durant une phase de chute légère du niveau marin relatif. Un autre critère, géométrique et stratigraphique, conduit à conforter le caractère régressif des sables du large. Sur la plupart des lignes sismiques, les clinofformes sableux se terminent en "downlap" sur une discontinuité érosive recoupant des dépôts silteux sous-jacents, qui sont eux-mêmes des clinofformes de très faible pendage. Cette géométrie amène Tesson et Gensous (1998) à interpréter cette surface comme transgressive (confondue avec la surface de ravinement, voir lexique). On note cependant qu'au niveau de la tête du canyon Boucart, en partie comblée par cette unité progradante, il y a *continuité* entre les clinofformes sableux et les dépôt silteux (**Figure 48**). Par ailleurs, les datations au C14 et l'analyse pollinique montrent que la partie supérieure des dépôts silteux correspond bien au dernier maximum glaciaire, simplement recouvert par un fin dépôt condensé postglaciaire (Acherki, 1997; Berné et al., 1998b). La carotte 93C12 (J.C. Aloïsi, université de Perpignan) prélevée à 126 m de profondeur donne ainsi à 4.50 m sous la surface un âge de $20\ 040 \pm 400$ ans BP (BRGM 94E116). On note enfin que la partie la plus superficielle des clinofformes silteux présente, au niveau de l'"offlap break", une légère tendance à l'aggradation qui traduirait l'inversion de tendance eustatique, observation cohérente avec notre interprétation.

Il résulte de ces observations que la discontinuité observée entre les clinofformes à fort pendage et les dépôts silteux n'est pas une surface de transgression mais une surface régressive d'érosion marine, se formant durant la fin de la chute glacio-eustatique par abaissement de la

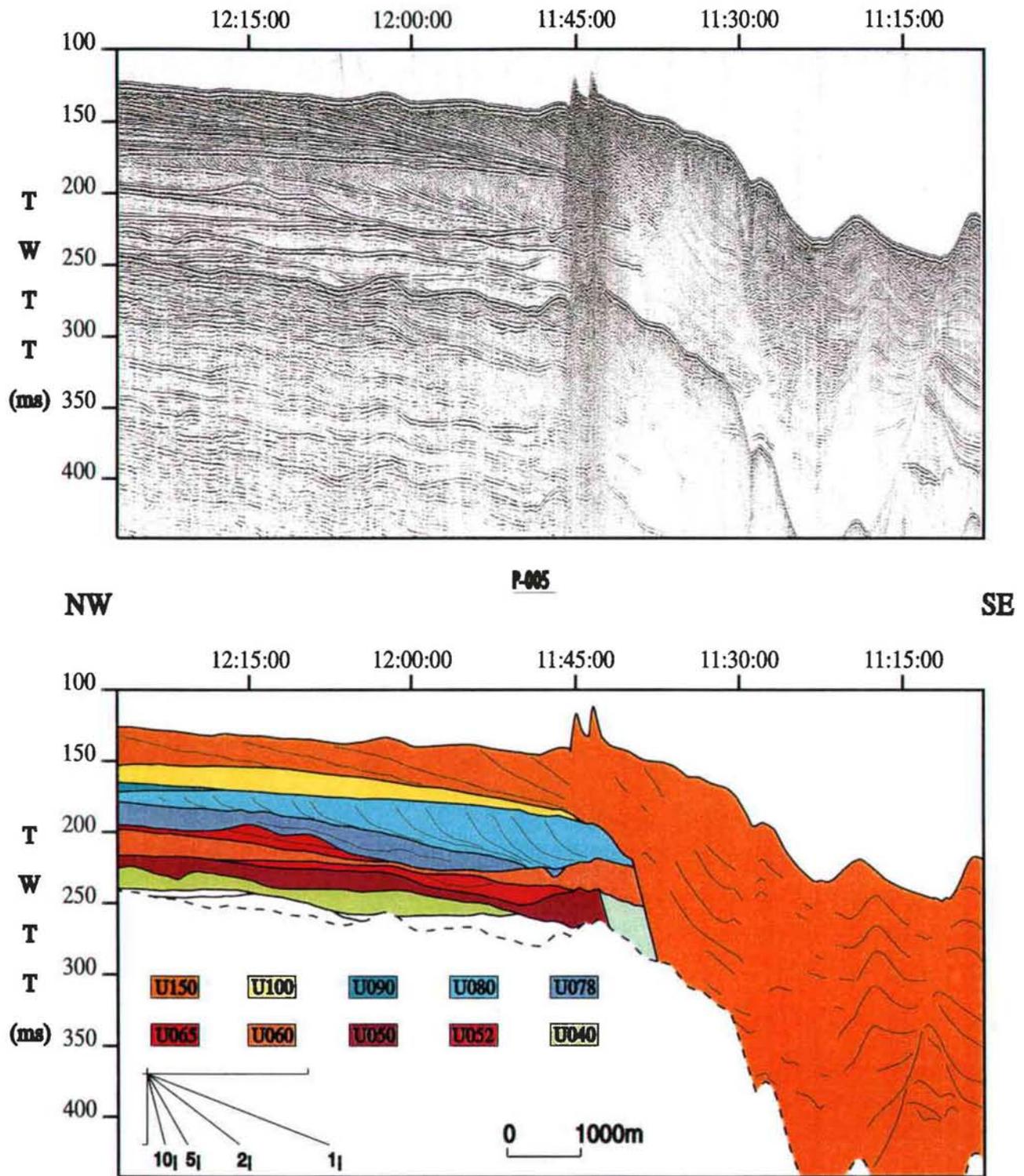


Figure 48 : Démonstration de la continuité entre les sables du large et les silts sous-jacents. Profil situé au niveau du canyon Bourcart (Berné et al., 1998a). Dans les têtes de canyon où l'espace d'accommodation est important, les prismes progradants acquièrent une épaisseur très importante, comme ici l'unité supérieure orange. Les sables de *shoreface* supérieur, en partie grésifiés, passent progressivement à des silts, sans discontinuité érosive. Position Figure 7.

limite d'action des vagues. L'importance de cette surface est accentuée sur l'imagerie sismique car elle correspond à une transition abrupte entre des lithologies sableuses et silteuses, provoquant un fort contraste d'impédance. Elle traverse des lignes-temps qui sont matérialisées par les cliniformes fortement pentés (sableux) et faiblement pentés (silteux). Le fait que la continuité entre ces deux faciès soit observée uniquement au niveau de la tête du canyon Bourcart s'explique par l'existence à cet endroit d'un espace disponible plus important, permettant aux sédiments de se déposer à l'abri de l'action des vagues. Dans les zones où l'espace disponible est plus réduit, il se développe une zone de "bypass" et/ou d'érosion qui se déplace vers l'aval durant la chute glacio-eustatique, les vases se déposant plus au large. Le processus de mise en place de ces dépôts régressifs, dans les deux cas où l'espace disponible est faible ou important, est résumé dans la **Figure 49**. Simultanément, l'amont du *shoreface* se trouve émergé et soumis à une érosion subaérienne. Les sables ont ensuite subi une cimentation carbonatée, à l'origine des "dalles" du large, bien connues des pêcheurs sètois, mais encore non décrites par les géologues (des formations peu profondes équivalentes ont été décrites sur la plate-forme interne par Monaco (1971)). Ces dalles sont des "buttes témoins" qui démontrent l'importance de l'érosion. Les Pierres de Sète, en particulier, culminent à 22 m au dessus du fond marin (**Figure 48**). Les échantillons dragués sur ce relief durant la campagne Calmar montrent un sable quartzueux grossier structuré en lits plans parallèles. La grande taille des grains (>1mm) exclut une hypothèse éolienne pour l'origine de ce dépôt, ou du moins pour l'échantillon prélevé (on ignore sa position exacte par rapport à l'affleurement).

Quant à la marche topographique qui délimite vers le large les dépôts sableux, sa profondeur de 100-120 m laisse penser qu'elle ne correspond pas à la position extrême atteinte par le "shoreface" durant le Dernier Maximum Glaciaire. Dans ce cas en effet, la profondeur devrait plus logiquement être de 120-140 m, si l'on retient une paléo-bathymétrie de 120 m pour cette période (une surrection de la zone étant totalement exclue). Il s'agit donc probablement de la marque d'un stationnement marin survenu durant la remontée postglaciaire. On observe du reste dans la topographie d'autres marches moins développées, qui pourraient correspondre à d'autres stationnements marins, en particulier dans la partie orientale du Golfe du Lion à 90-100 m de profondeur (**Figures 45-46**).

La transgression n'est pas seulement enregistrée sous forme de "marches d'érosion". Les niveaux grossiers décrits sur les carottes au sommet de l'unité sableuse pourraient résulter du ravinement transgressif, sans doute exprimé aussi par la présence de corps sédimentaires pluri-métriques, en particulier dans les zones proches des têtes de canyons où la dynamique est amplifiée et permet la construction de formes transverses au courant (**Figure 12**, paragraphe 3.1). Ces corps transgressifs peuvent d'ailleurs eux-mêmes présenter une structure "érosive" "recyclant" les dépôts antérieurs, comme les bancs de la Mer Celtique ou de la Mer de Chine orientale. Il serait intéressant de vérifier si ces corps transgressifs s'organisent dans l'espace en fonction de possibles stationnements marins ayant ponctué la remontée postglaciaire.

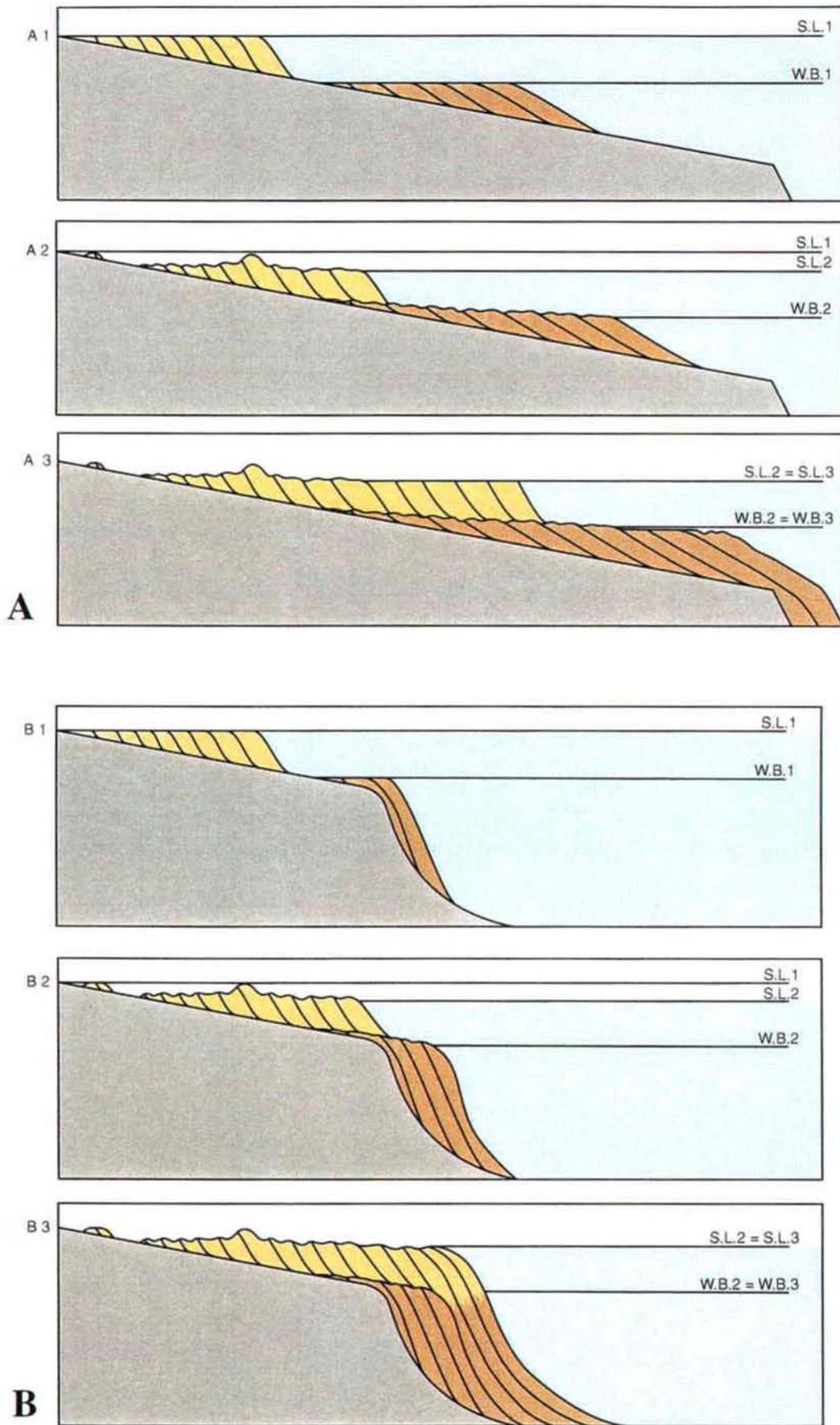


Figure 49 : Scénario pour la mise en place des "sand sheets" du Golfe du lion. A : espace disponible restreint. Les dépôts du shoreface inférieur sont partiellement érodés durant la chute du niveau marin (s.l.) et sont recouverts, en discordance, par les sables du shoreface supérieur. B : espace disponible important. Les sédiments fins se déposent essentiellement au delà de la limite d'action des vagues et sont très peu érodés durant la chute. Il y a passage progressif des sables aux silts.

Préservation des dépôts de shoreface

Les profils sismiques du Golfe du Lion présentent un empilement de séquences sismiques comprenant plusieurs unités à cliniformes fortement pentés, très analogues à l'unité supérieure que nous avons décrite précédemment. En l'absence de forage carotté fournissant un cadre chrono-stratigraphique précis, on peut supposer que ces différentes unités se sont mises en place selon un mécanisme similaire à celui proposé pour l'unité supérieure, durant les fins de chute des cycles glacio-eustatiques qui ont ponctué le Pléistocène. Chaque unité représenterait la partie sableuse (proximale) d'un "cortège de régression forcée" (*forced regressive systems tract*) au sens de Hunt et Tucker (1992; 1995). Il ne nous est pas possible de déterminer si chaque unité correspond à chacun des grands cycles glaciaires, ou à des cycles de plus haute fréquence au sein de chaque cycle glaciaire/interglaciaire. Les modélisations stratigraphiques en cours dans le cadre de la thèse de M. Rabineau permettront peut-être de répondre à cette question. On note cependant une forte similitude entre les unités 150 et 80 (**Figure 44**), qui suggère qu'elles correspondraient à deux phases glacio-eustatiques équivalentes. Dans la mesure où l'unité supérieure, datée, correspond au stade 2, on peut proposer que l'unité 80 corresponde au stade 6. Une forte analogie dans l'organisation des cortèges de dépôt entre le Golfe du Lion et la Mer de Chine (où nous disposons d'un calage chrono-stratigraphique) renforce cette hypothèse.

Une difficulté tient à la variabilité latérale des unités étudiées. Certaines unités (80, 110, 150) ont une extension latérale supérieure à 100 km, avec un allongement parallèle aux anciens rivages. Elles ont donc une signification globale (glacio-eustatique) indéniable, et peuvent être interprétées comme des "*shorefaces*". D'autres par contre, bien que de structure similaire en deux dimensions, montrent en trois dimensions une extension beaucoup plus faible (une dizaine de km), une forme lobée, des directions de progradation divergentes. Il pourrait s'agir de lobes deltaïques très sableux (de type "Gilbert-delta") dans le cas de l'unité 130, de barre de méandre ou de barre d'embouchure ("*tidal inlet mouth bar*") dans le cas de l'unité 140. Compte tenu de l'épaisseur importante que peuvent atteindre ces corps sableux (jusqu'à 45 m pour l'unité 140), la question se pose du mécanisme de leur mise en place. S'agit-il des seuls témoins non érodés de cycles eustatiques, ou correspondent-ils à des phénomènes exceptionnels, tels que des crues importantes en climat très humide ou tout autre événement catastrophique ?

Synthèse sur les "*sand sheets*" du Golfe du Lion

Les corps sableux de la plate-forme externe du Golfe du Lion ont été déposés à la fin de la chute glacio-eustatique du niveau marin, les dépôts formés en début de chute ayant été éliminés par érosion subaérienne. Ce sont les équivalents proximaux des vases prodeltaïques du large. Les surfaces qui séparent ces deux faciès sont des surfaces d'érosion marine régressive, recoupant les "lignes-temps", l'ensemble constituant un cortège de dépôt ("*systems tract*") au sens littéral. Le sommet des sables est tronqué par une surface d'érosion subaérienne qui migre vers l'aval au fur et à mesure de la chute eustatique. Du point de vue de la stratigraphie séquentielle,

chacune de ces deux surfaces peut être considérée comme une limite de séquence. L'espace qu'elles délimitent contient un cortège de dépôt régressif au sens de Hunt et Tucker (1992; 1995). La transgression postglaciaire remanie et érode ces dépôts, et les surfaces régressives d'érosion subaérienne, de transgression et de ravinement se trouvent le plus souvent confondues, au moins à l'échelle de résolution de la sismique employée. Dans notre interprétation, la surface de ravinement (+ surface de transgression) est située **au sommet et non à la base** des cliniformes sableux, et les surfaces les plus caractéristiques sont les surfaces d'érosion marine.

Contrairement aux trois catégories précédentes de corps sableux de plate-forme, les "*sand sheets*" ne correspondent pas à un processus hydrosédimentaire ni un milieu de dépôt particuliers, mais plutôt au remaniement par des processus divers (houle, marée, ravinement transgressif...) de dépôts préexistants (sables de "*shoreface*" dans le cas du Golfe du Lion).

4- CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

4.1- Géométrie des corps sableux de plate-forme

Mes travaux m'ont tout d'abord amené à préciser la géométrie en trois dimensions des principaux corps sableux de plate-forme. Ces critères sont importants pour la reconnaissance d'équivalents dans les séries anciennes. Certaines relations empiriques permettent d'estimer les paléop profondeurs des milieux de dépôts (exemples : relation entre la profondeur d'eau et la hauteur des dunes, ou celle entre l'espacement des bancs et la profondeur). Ces résultats sont résumés dans le **Tableau 3**, avec une indication du régime hydrodynamique à l'origine des dépôts. On note que, sur la base des seuls critères géométriques, il n'est pas possible de distinguer les bancs des "épandages" sableux. Cette difficulté est à l'origine du débat en cours sur l'interprétation de nombreux corps sableux anciens fournissant de bons réservoirs dans les bassins de l'intérieur du Canada et des États Unis, et fait l'objet d'une discussion particulière ci-après (4.2).

	Longueur ou extension latérale (km) E (moy.-max.)	Largeur ou espacement L (moy.-max.)	Hauteur (m) H (moymax.)	Relations caractéristiques (avec h, profondeur d'eau)	Orientation par rapport au courant dominant (α) et vitesse du courant près du fond (V_f)
Dunes	0,5-3 (I)	100- 500m (I)	2-19 (I)	$H = 0,0677L^{0,8098}$ (VI) $H=0,086h^{1,19}$ (VII)	$\alpha=70-90^\circ$ $V_f=50-100\text{cm/s}$
Rubans sableux	1-15 (II)	10-200m (II)	1-4 m	$L=4h$ (VIII)	$\alpha=0^\circ$ $V_f=60-100\text{cm/s}$
Bancs de plate-forme				$H/L = 0.003$ (9)	
dominés marée actifs moribonds	5-70 5-200	2-30km 2-30km	13-43 55 (III,IV)	$L=250h$ (X)	$\alpha=7^\circ-15^\circ$ (III) $V_f=50-120\text{cm/s}$
dominés tempêtes	1-20	0,5-7km	7-12 (III-IV)		$\alpha=35-40^\circ(3)$, $V_f=?$
Bancs de sillage	2-33	0,5-1,5km (V) (Sercq)	32		au centre de "tourbillons" ; $V_f = 1,00$ à $1,5 \text{ m/s}$
Placages sableux	1-20		2-5		$V_f < 50 \text{ cm/s}$
Épandages	5-100 km	5-100 km	5-50		$V_f=30-55 \text{ cm/s}$ (marée dominé)

Tableau 3 : caractéristiques des principaux corps sableux de plate-forme. I : Berné (1991); II : Belderson et al. (1982), III : Belderson (1986); IV : Amos et King (1984) ; V : M'hammdi (1994) ; VI : Flemming (1988) ; VII : Allen (1984) ; VIII : McLean (1981) ; IX : Off (1963) ; X : Huthnance (1982b).

4.2- Corps sableux érosifs ou construits ? Implications pour la définition de critères de reconnaissance faciologiques

L'analyse sismique de nombreux corps sédimentaires révèle que leur morphologie provient de phénomènes d'érosion, et non de dépôt comme communément admis. Il en résulte que ces corps vont inclure, en particulier à leur base, des faciès sédimentaires totalement étrangers aux conditions de leur formation. Nous avons ainsi observé des **dunes érosives** remaniant des dépôts estuariens en baie de Bourgneuf (Berné et al., 1991), des dépôts deltaïques en Mer Noire (**Figure 50**) ou des "*shorefaces*" de bas niveau dans le Golfe du Lion. De la même manière, nous avons observé des **bancs érosifs** en Mer Celtique, en Mer de Chine de l'Est, en Mer de Bohai et en Mer Noire. En Mer Celtique méridionale, l'ensemble des bancs semble être constitué de dépôts anciens de bas niveau remodelés par la dynamique des houles et des marées. En Mer de Chine, la nature érosive des bancs est marquée par l'inclinaison de la surface de "*downlap*" dans le sens de la direction de progradation, la partie du banc située sous cette surface étant constituée par des dépôts estuariens ou deltaïques datés du dernier maximum glaciaire.

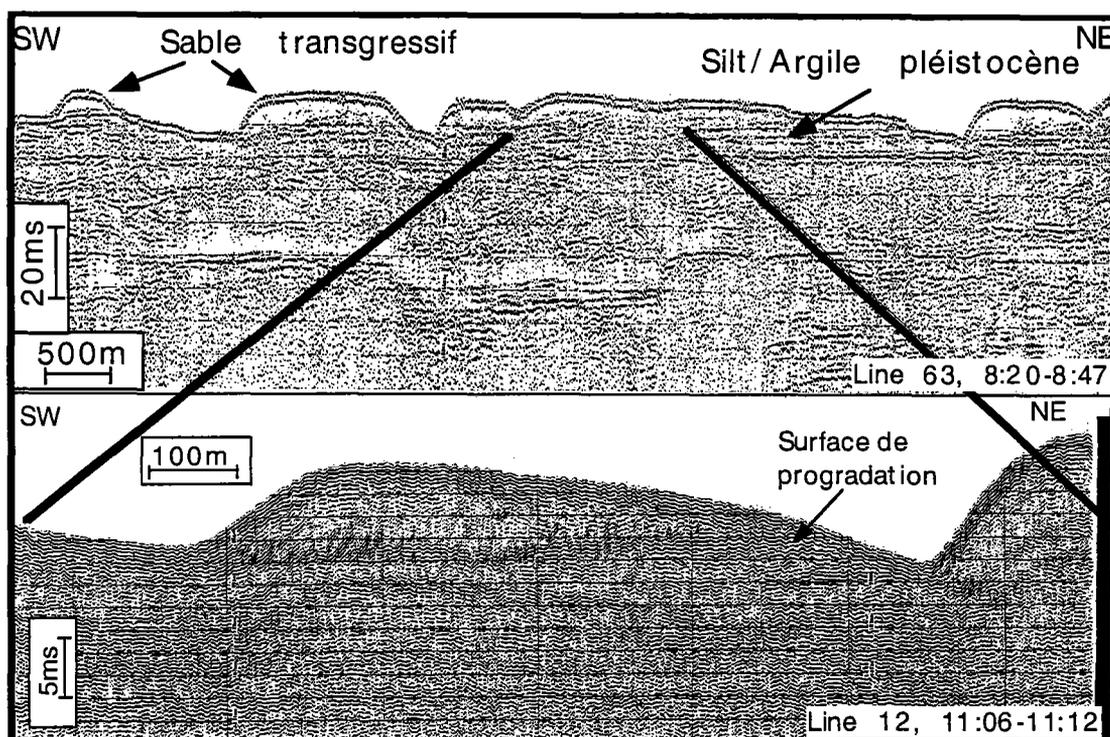


Figure 50 : Profils "mini-GI gun" (en haut) et sondeur de sédiment (en bas) des dunes érosives de la marge deltaïque du Danube (position **Figure 34**).

D'un point de vue hydrodynamique, le type de figure sédimentaire (ride, dune, ...) dépend de dv/dx , tandis que sa nature érosive ou de dépôt est contrôlée par la variation dans l'espace du taux de transport dq/dx (avec x , distance, q : taux de sédimentation, v : vitesse du courant). Selon la quantité de sédiment disponible et l'érodibilité du substrat, des figures sédimentaires peuvent se déposer avec un angle de chevauchement ("*angle of climb*") positif ou nul (formes

dites de dépôt) ou négatif (formes dites érosives). En d'autres termes, le mécanisme à l'origine des formes érosives est le même que celui des formes construites, c'est le flux sédimentaire et l'érodibilité du fond marin qui déterminent leur nature. Les formes érosives sont aussi fréquentes que les autres, mais elles sont moins bien décrites car elles ont moins de chance d'être préservées dans les séries anciennes, et les exemples dans les environnements actuels n'avaient pas encore été mis en évidence par manque de résolution des outils sismiques.

4.3- Application à l'étude des corps sableux anciens : distinction entre les bancs sableux et les "shorefaces"

Le "*Western Interior Seaway*" des Etats Unis et du Canada fournit les exemples les mieux étudiés de corps sableux de plateforme fossiles, en raison des très nombreux puits forés par l'industrie pétrolière et des affleurements de très bonne qualité du Sud-Ouest des États Unis (Swift et Rice, 1984; Walker et Wiseman, 1995). Les recherches les concernant fournissent les "modèles conceptuels" de corps sableux de plate-forme utilisés par les géologues de réservoir du monde entier. Classiquement interprétés comme des bancs sableux de plates-formes dominées par les marées ou les houles, ces corps sableux ont fait l'objet de réinterprétations à la faveur du développement des concepts de la stratigraphie séquentielle, de nombreux auteurs proposant désormais une origine liée à un processus allocyclique (*shorefaces* de bas niveaux et/ou transgressifs) (par exemple, Walker et Wiseman, 1995). Dans la mesure où nous avons étudiés des bancs sableux et des *shorefaces* récents, il paraît intéressant de comparer ces exemples quaternaires avec ceux décrits dans les roches sédimentaires, et de voir si nos travaux peuvent fournir des critères de reconnaissance pour les séries anciennes.

Les corps gréseux fossiles concernés sont généralement allongés de plusieurs dizaines de km, pour une largeur de quelques km, et leur épaisseur atteint 30 à 40 m. Ils sont constitués de sables souvent glauconitiques et présentent généralement une tendance granocroissante vers le haut. Les structures sédimentaires (litages de rides et de mégarides ou *swaly* et *hummocky cross stratifications*), indiquent des milieux de plate-forme dominés par les marées ou par les vagues. Généralement encadrés par des dépôts argileux, ils forment d'excellents réservoirs pétroliers. Leur géométrie et leurs structures sédimentaires ont amené plusieurs auteurs à les interpréter comme des bancs sableux (Tillman et Martinsen, 1984; 1987; Gaynor et Swift, 1988; Krause et Nelson, 1991) alors que d'autres proposaient un schéma de mise en place similaire à celui que nous avons décrit pour les "sables du large" du Golfe du Lion (Wright et Walker, 1981; Bergman et Walker, 1987; Plint et Walker, 1987; Bergman et Walker, 1988; Eyles et Walker, 1988; Pattison, 1988; Plint, 1988; Walker et Eyles, 1988; Keith, 1991; Wadsworth et Walker, 1991; Walker et Eyles, 1991; Pattison et Walker, 1992; Mellere et Steel, 1995a;b; Mellere, 1996).

Quels sont les critères qui permettraient de distinguer les deux types de corps sableux :

D'un point de vue géométrique, les deux catégories présentent un allongement de plusieurs dizaines de km, une largeur de quelques km et une épaisseur de 10 à 40 m.

Du point de vue de la stratigraphie sismique, les deux types de corps sédimentaires présentent souvent des réflexions obliques pentées de 4 à 5°, traduisant la direction de progradation.

Du point de vue des faciès sédimentaires, nous avons observé dans les bancs de la Mer de Chine comme dans les "*shorefaces*" du Golfe du Lion l'existence de sables massifs au sommet passant vers la base à des lits silto-argileux, au sein du même cortège de dépôt.

Les critères géométriques, architecturaux et sédimentologiques ne sont donc pas suffisants pour discriminer les deux types de dépôt. Lorsque les données de subsurface sont suffisamment nombreuses et précises pour montrer plusieurs corps sableux allongés et parallèles entre eux, une interprétation en terme de bancs sableux est la plus probable. C'est le cas par exemple de grès pétrolifères et gazifères de Cottage Grove dans l'Oklahoma (Fruit et Elmore, 1988). En l'absence de cette information, la seule différence notable tient à l'orientation des corps sédimentaires. Les bancs sableux, qu'ils soient formés par les vagues ou les courants de marée, sont obliques ou perpendiculaires aux anciennes lignes de rivage, et donc aux isobathes. Au contraire, les "*shorefaces*" de bas niveaux ou transgressifs sont, par définition, parallèles aux isobathes. Seule une bonne connaissance de la paléogéographie peut donc permettre une discrimination indiscutable entre les deux types de dépôt. Cette distinction peut avoir des implications importantes en exploration. Dans le premier cas, les corps sableux auront tendance à se répartir le long du tracé des embouchures durant les phases transgressives (les "*shoal retreat massifs*" (Swift et al., 1978)). L'exploration devra donc être menée perpendiculairement aux anciennes lignes de rivage. A l'inverse, l'exploration des "*shorefaces*" de bas niveaux devra plutôt être conduite parallèlement aux anciennes lignes de rivage.

4.4- Rôle des facteurs autocycliques et allocycliques dans la préservation des corps sableux

L'engouement pour la stratigraphie séquentielle a conduit à des excès amenant à rechercher systématiquement une cause allocyclique (variation de l'espace disponible ou du rapport accommodation/sédimentation) comme processus de formation des corps sableux de plate-forme, et donc à sous-estimer l'origine hydrodynamique de certains corps préservés dans les séries anciennes. Nos travaux montrent que de "véritables" bancs sableux tidaux pléistocènes sont préservés en Mer de Chine, leur morphologie étant parfaitement bien préservée. Il en va de même pour certaines dunes holocènes, qui sont recouvertes par un nappage silto-argileux en

Mer Noire, ou entièrement recouvertes par les dépôts de haut niveau dans le Pertuis breton. Avant de rechercher les causes les plus complexes (allocycliques) il convient donc de s'assurer que les plus simples (autocycliques) ne sont pas à l'origine des dépôts rencontrés dans les séries anciennes. Dans certains cas, la distinction entre le rôle des deux facteurs n'est pas aisée :

- les bancs de la Mer Celtique sont d'anciens dépôts de bas niveau remaniés par l'hydrodynamisme,

- au sein de la série pléistocène du Golfe du Lion, certains corps sableux préservés sont d'origine glacio-eustatique alors que d'autres correspondraient à des phénomènes d'avulsion (peut-être liés à des phénomènes catastrophiques -crues- ou à des phases climatiques humides).

La formule de Peter Vail "*sedimentology is the random noise of stratigraphy*" (cité par P. Homewood, comm. pers.) contient certainement une part de vérité, ou du moins les sédimentologues ne sont pas en mesure aujourd'hui d'expliquer une part du "bruit de fond" présent dans l'enregistrement sédimentaire.

En ce qui concerne la préservation de corps sableux, ce sont les deux marges dominées par la sédimentation où l'on observe un empilement de corps sableux pléistocènes (Golfe du Lion et Mer de Chine). A l'inverse, sur les deux marges dominées par l'accommodation (Mer Celtique, Aquitaine) seule la dernière séquence de dépôt est préservée à l'exception de remplissages de vallées fluviales et de prismes de bas niveaux perchés. Ces derniers (que l'on peut aussi qualifier de cortèges de régression forcée) sont situés au-delà du rivage de bas niveau marin, alors qu'ils occupent une bonne part de la plate-forme externe sur les marges dominées par la sédimentation. On pourrait s'étonner de voir préservées en Mer de Chine d'épaisses séquences régressives et des corps sableux transgressifs, alors que l'énergie des vagues et des courants est très forte. Comme rappelé au chapitre 2, c'est en fait le rapport Q/P (supérieur à 1 pour les marges dominées par la sédimentation) qui conditionne le dépôt en tout point de la plate-forme. Ce rapport peut présenter une forte variabilité, des secteurs caractérisés par les apports pouvant cotoyer des secteurs dominés par l'accommodation.

Un dernier point concerne la détermination des phases des cycles de changement du niveau de base (à notre échelle, les cycles glacio-eustatiques) les plus propices à la préservation des corps sableux. En théorie, les périodes transgressives (ou mieux encore, les phases transgressives des cycles à très haute fréquence au sein des grandes phases transgressives) permettent la création du maximum d'espace disponible, et sont donc favorable à la préservation. En Europe occidentale comme en Chine, le processus devrait être amplifié par l'augmentation des flux (sédimentaires et d'eau) liés à la fonte des glaciers alpins/himalayens et à l'augmentation de la pluviosité. A l'exception des bancs sableux de la Mer de Chine, on constate pourtant que ce sont essentiellement des dépôts régressifs qui sont préservés. Cela tient à deux facteurs :

- les apports continentaux sont piégés en amont (dans les estuaires) durant la transgression,

- les dépôts regressifs préservés sont ceux déposés en fin de période de chute et de bas niveau (et même au début de la remontée, comme l'atteste la géométrie des clinofformes dans le Golfe du Lion). A ce moment, les dépôts-centres sont situés en bordure de plate-forme, là où la subsidence (et donc l'accommodation) est la plus forte.

Paradoxalement, dans les environnements où l'énergie est plus forte, la probabilité de préserver des dépôts transgressifs sera meilleure (si les apports sont suffisants) car les courants joueront un rôle dans le tri et l'accumulation des particules sableuses. Si les apports sont faibles et le fond marin meuble, on aboutira à une érosion des dépôts pré-existants, modelés en bancs.

4.5- Perspectives

Quels sont les processus qui gouvernent la mise en place des corps sédimentaires, quelle est la part des facteurs globaux et locaux dans leur architecture et leur distribution sur les plates-formes, comment et à quelles périodes leur érosion fournit-elle une alimentation sédimentaire du domaine profond ? Ces trois axes de recherche complémentaires concernent des échelles de temps comprises entre le cycle de marée et le cycle eustatique. Elles relèvent de programmes de recherches nationaux ou internationaux -"Processus sédimentaires" de l'IFREMER, GDR "Marges", PNEC, ODP et I-ODP, IMAGES, 5ème PCRD- qui ont des applications pour l'exploration des ressources et la pose d'ouvrages en mer ou l'étude du climat.

A- Les processus de mise en place des corps sableux

L'étude des corps sableux est l'un des rares domaines des géosciences marines où les échelles de temps entre la vie humaine et la durée des processus en cause s'accordent. C'est le cas en particulier pour les dunes des milieux à haute énergie, dont les vitesses de migration sont de plusieurs dizaines de mètres par an. Une direction de recherche intéressante est d'aboutir à un modèle prédictif d'évolution des dunes en réponse aux variations de l'environnement, et de déterminer les faciès sédimentaires et l'architecture qui en résultent. Nos travaux au large du Cotentin constituaient une première approche de ce travail, et ils ont permis de quantifier la part de l'action des courants de marée et de la houle dans l'évolution et la migration des dunes, ainsi que de déterminer les échelles de temps des phénomènes à l'origine des discontinuités majeures mises en évidence par sismique. Le travail de thèse en cours de S. Le Bot devrait permettre d'obtenir des informations similaires dans le cas des dunes du sud de la Mer du Nord, où des courants de dérive produisent l'inversion épisodique du transport résiduel.

La limitation de ces études tient au manque de mesures des paramètres hydrodynamiques durant une période suffisante (plusieurs mois) et aux difficultés de reconstitution de l'architecture fine des corps sableux, liées aux limites de la méthode sismique. Les développements technologiques

récents et la possibilité de mettre en place des projets en collaboration européenne fournissent de nouvelles opportunités. La mise en oeuvre de stations de mesure près du fond durant plusieurs mois est réalisable et l'utilisation combinée d'un sonar rotatif peut fournir une bonne évaluation du charriage réel à partir de la mesure de déplacement des rides sableuses. Simultanément, des levés sismiques 3D très haute résolution successifs doivent permettre de mettre en évidence la morphologie et la structure interne de la dune étudiée, et donc de reconstituer l'évolution de cette structure dans le temps en fonction des variations du régime hydrodynamique⁶. Dans un premier temps, ce travail pourrait s'effectuer dans un domaine de plate-forme interne soumis à un hydrodynamisme fort, Manche ou Pas-de-Calais, ou un estuaire où l'on dispose d'un modèle hydrodynamique 3D, comme la Gironde. Des techniques analogues pourraient s'appliquer aussi à des domaines de rebord de plate-forme continentale, comme le haut fond de La Chapelle en Mer Celtique méridionale, où la migration des dunes rend inefficace l'enfouissement des câbles sous-marins.

B- Stratigraphie à très haute résolution et étude de la variabilité climatique

Le travail engagé en collaboration avec l'IFP dans le cadre de la thèse de Marina Rabineau montre l'intérêt de la modélisation stratigraphique pour le couplage entre nos données géophysiques et les travaux des climatologues, puisqu'il est possible de modéliser des géométries similaires à la réalité en utilisant la courbe SPECMAP comme paramètre eustatique. Inversement, il est maintenant envisagé d'utiliser la stratigraphie haute résolution pour corriger les courbes eustatiques construites à partir des données isotopiques ou de l'étude des coraux (Skene et al., 1998).

La prise en compte par le logiciel "Dionisos" de l'IFP, ou d'autres programmes équivalents, du flux et de la nature sédimentaires permet de tester la sensibilité de la réponse stratigraphique aux phénomènes climatiques à haute fréquence, en complément de paramètres classiques comme la subsidence et le glacio-eustatisme. Même si les résultats ne sont que semi-quantitatifs, ils permettent, par une procédure d'essais multiples, de tester différentes hypothèses, d'éliminer les solutions impossibles et de bâtir des scénarios réalistes. Deux questions importantes ne sont pas résolues en ce qui concerne les corps sableux du Golfe du Lion, et *a fortiori* dans les zones où nous disposons de données plus éparées. (1) Comment varient la quantité (et la nature) des flux (d'eau et de sédiment) durant les cycles glacio-eustatiques ? (2) Les corps sableux préservés correspondent-ils chacun à un grand cycle glaciaire du Pléistocène supérieur ("ordre 4") ou aux pulsations d'"ordre 5" qui ponctuent chacun de ces grands cycles ?

Pour répondre à ces questions, nous avons proposé la réalisation de carottages longs (campagne Interpol du Marion Dufresne, septembre 1999) et de forages (proposition ODP 467 soumise par Droz et al., en cours d'évaluation). L'objectif essentiel de ces propositions consiste à échantillonner la partie distale des prismes progradants, au-delà des surfaces d'érosion liées

⁶A une échelle très différente, cette opération s'apparente aux techniques de sismique 4D utilisées pour le suivi des réservoirs pétroliers.

aux plus bas niveaux marins, afin de disposer d'un enregistrement sédimentaire continu du Pléistocène supérieur. Le site sélectionné doit donc se trouver suffisamment profond pour ne pas être affecté par l'érosion durant les bas niveaux marins et en amont des glissements qui affectent toute la pente du Golfe du Lion. Les interfluves des canyons Bourcart/Hérault et Petit Rhône/Grand Rhône se prêtent très bien à cette approche, et ils présentent des taux de sédimentation élevés qui permettraient de disposer d'un enregistrement dilaté des périodes glaciaires, en particulier de la phase critique du "Dernier Maximum Glaciaire" particulièrement intéressante du point de vue paléoclimatique. Une fois bien établie la chronostratigraphie au niveau des interfluves, il sera possible de disposer de surfaces-repères (les "*correlative conformities*" de la stratigraphie séquentielle) qui, vers l'amont, nous permettront de dater les limites de séquences sur la plate-forme. La réponse à nos questions nécessite aussi une bonne estimation des volumes sédimentaires à l'échelle de toute la marge, bassin versant compris. Pour la partie marine, la réalisation d'une base de données (système d'information géographique) intégrant toutes les informations géophysiques et sédimentologiques disponible est un objectif prioritaire, qui devra être mené en collaboration. Un rapprochement sera aussi engagé avec les équipes travaillant à terre sur les massifs alpins (notamment celles s'intéressant à la sédimentation lacustre et aux glaciers), afin d'établir une chronologie comparée des phases de sédimentation/érosion à terre et en mer.

Étendre ces travaux à des domaines différents

Les travaux de modélisation actuels portent surtout sur les systèmes de "*shoreface*" dominés par les houles, alors qu'aucun ne traite des environnements dominés par les marées. Nos reconnaissances ont montré la bonne préservation des corps sableux tidaux en Mer de Chine de l'Est, qui se prêteraient bien à des modélisations stratigraphiques. Une difficulté réside dans les échelles de temps à prendre en compte pour la modélisation, les dépôts de marée correspondant par définition à des phénomènes semi-diurnes alors que leur préservation implique des cycles de 20000 ans. Plutôt que d'utiliser des modèles de processus morpho-dynamiques, il faudrait donc utiliser un modèle hydrodynamique simplifié qui permettrait de voir les modifications des zones potentielles de dépôt/érosion durant les cycles eustatiques. Les mêmes questions que celles présentées pour le Golfe du Lion pourraient être examinées en Mer de Chine, dans un contexte hydrodynamique, tectonique et climatique différent. Un intérêt de la zone tient à l'existence d'un ensemble de systèmes prodeltaïques épais (>40m) enregistrant les fluctuations du niveau de base du Pléistocène supérieur. Au lieu d'être empilés les uns sur les autres, ils sont distribués latéralement en raison du déplacement des dépôts-centres, à portée de carottages longs ou de forages géotechniques. Une bonne couverture sismique (en particulier vers le rebord de la plate-forme dont l'accès nous fut interdit pas des problèmes diplomatiques avec le Japon) permettrait de choisir judicieusement les meilleurs sites de prélèvement, et donc de reconstituer avec une résolution inégalée l'histoire des cycles eustatiques et climatiques dans la région.

C- Processus de dépôt et d'érosion sur le rebord de plate-forme

"*The shelfbreak, critical interface*" était le titre d'un ouvrage publié voici 16 ans (Stanley et Moore, 1983). Cette affirmation demeure fondée et prend une dimension plus appliquée au fur et à mesure que l'activité humaine (pêche et exploration pétrolière) se déplace vers le domaine plus profond. Le rebord de plate-forme, que nous avons identifié comme la zone où la pente excède 3%, est situé à des profondeurs comprises entre 90 et 500 m, selon l'histoire tectonique *s.l.* (incluant la glacio-isostasie) de la marge, le régime hydrodynamique, les apports sédimentaires et la morphologie de la pente continentale (présence ou non de canyons). C'est une zone de dépôts très importants durant les périodes glaciaires, d'initiation des phénomènes gravitaires et de focalisation de l'énergie des océans, par le biais en particulier des ondes internes (Huthnance, 1995). Il s'agit donc d'une zone particulièrement complexe à étudier, qu'il s'agisse de produire des images sismiques en domaine de forte pente, de déployer des capteurs *in situ* ou de modéliser les différents processus qui interagissent.

Nos travaux ont démontré l'importance de l'érosion par les courants dans les apports de sédiment (en particulier de sable) au domaine profond, en complément des phénomènes gravitaires *s.l.* et des apports en suspension à partir des embouchures durant les bas niveaux marins. Cela implique que les phases transgressives, et non pas seulement les phases de fin de chute du niveau de base, seraient propices aux transferts sédimentaires. La reconnaissance générale des marges étant largement avancée, au moins à l'échelle européenne, il convient de proposer désormais des études plus ciblées sur des zones sensibles, têtes de canyons, champs de dunes en rebord de plate-forme, afin de dresser un bilan et une chronologie des événements sédimentaires récents. Le Golfe du Lion et la Mer Celtique en France, et la marge de Cadix au plan européen, sont des sites favorables à de telles études. Une proposition de travaux a été déposée en juin 1999 dans le cadre d'un groupement de projets ("*cluster Margin*") présenté dans le cadre du 5ème PCRD de la Communauté Européenne. Elle vise dans un premier temps à définir avec précision la géométrie d'une tête de canyon ayant fonctionné depuis le dernier maximum glaciaire (le canyon Bourcart), afin de mettre en évidence les zones de transfert sédimentaire. Une analyse sismique détaillée (3D ou pseudo-3D) doit permettre de reconstituer les différentes phases d'incision et de remplissage de ce canyon, et d'en établir une chronologie relative. Le calage des discontinuités sur les limites de séquence de la plate-forme, et leurs surfaces corrélatives conformes (*correlative conformities*) doit nous fournir une chronologie absolue à partir des carottages longs et des forages (voir ci-dessus). A terme, il serait intéressant de savoir s'il existe une synchronisme entre les phases d'incision des canyons à l'échelle d'une marge comme le Golfe du Lion, ou d'un bassin comme la Méditerranée occidentale, et quels sont les mécanismes à l'origine de ces événements (séismicité, glacio-eustatisme, apports sédimentaires, déstabilisation d'hydrates de gaz...). Même si nos études s'orientent vers la très haute résolution et l'analyse détaillée de zones restreintes, elles doivent s'accompagner de raisonnements globaux et d'un va-et-vient incessant entre les différentes échelles de temps et d'espace.

Postface

Vers une étude intégrée des systèmes sédimentaires sur les marges

(Field, Berné et al., 1999)

Nous avons cité à plusieurs reprises le programme américain "Strataform" d'étude des processus et enregistrements sédimentaires sur les marges. Plus modestement en France, après l'échec de l'initiative "Process", l'Unité de Recherches Marines 17 de l'IFREMER⁷ s'attache à une étude intégrée de la sédimentation sur les marges. Cette intégration comprend la prise en compte de différents domaines physiographiques (estuaires, plate-forme interne et externe, pente et glaciaire), et de différentes approches (géophysique, sédimentologie, géochimie, mesures in situ, modélisation hydrodynamique et stratigraphique). Ce groupe et cette approche représentent une voie intéressante et un progrès important par rapport à la situation antérieure, où les disciplines et les domaines d'investigation étaient très cloisonnés. Il ne s'agit pas de créer de nouvelles barrières isolant les "géoscientifiques sédimentaires" des autres domaines de recherche. La géodynamique des marges, la paléocéanographie et la paléoclimatologie, la géomorphologie des bassins versants à terre sont autant de disciplines nécessaires à la compréhension de l'enregistrement sédimentaire. Cette URM, de taille plus raisonnable et de fonctionnement plus souple que certains grands programmes, présente un cadre intéressant et opérationnel pour la compréhension des "systèmes sédimentaires", depuis les vallées incisées jusqu'aux éventails sédimentaires profonds. Les rapprochements en cours avec la communauté européenne et américaine concernée (conférence en Sicile, septembre 1998, réunion "Eurostrataform" à Paris en novembre 1999) vont dans le même sens.

⁷ associant le laboratoire "Environnements Sédimentaires" de l'Ifremer, le Département Géologie et Océanographie de l'Université de Bordeaux 1 et le Laboratoire "Sédimentologie et Géodynamique" de l'université de Lille 1

LEXIQUE

Lexique commenté des principaux termes anglo-saxons utilisés.

Absolute sea level : niveau de la mer absolu ou niveau eustatique. Il est mesuré par rapport à un référentiel fixe, par exemple le centre de la Terre

Bay line : limite entre les environnements de dépôt de type fluvial et deltaïque (Posamentier et al., 1988b)

Depositional system : système de dépôt. C'est un assemblage de faciès liés à des processus sédimentaires déterminés (exemple : *shoreface* supérieur)

Depositional shoreline break : rupture de pente de la ligne de rivage. (van Wagoner et al., 1988). C'est la ligne de la plate-forme continentale séparant une zone interne où la surface de dépôt correspond sensiblement au niveau de base (en général le niveau marin), et une zone externe où cette surface est en dessous de la ligne de base. Elle correspond en général à un escarpement (*prograding scarp*) limitant des clinofformes progradants, comme dans les exemples du Golfe du Lion. En fait, cette limite pourrait se former en domaine sous-marin, et correspondre à la limite de progradation des systèmes deltaïques. Au large de l'Amazone, Kuehl et al. (1982) ont montré que de tels systèmes pouvaient s'auto-entretenir au delà de la zone d'action des "vagues de beau temps". A partir d'un escarpement initial se développe une surface de *by-pass* au sommet et une surface piégeant les sédiments sur le flanc penté ; il en résulte une augmentation de la taille et de l'inclinaison des clinofformes. De la même manière, Flemming et Martin (1985) mettent en évidence des cordons littoraux submergés (*submerged spit-bars*). Cette limite est trop souvent confondue avec l'"*offlap break*" (voir plus bas).

In-place drowning : submersion *in situ* : à l'opposé de la "*shoreface retreat*" (voir plus bas) où les faciès migrent horizontalement, les sédiments d'îles barrières et de lagune aggradent verticalement en réponse à une remontée du niveau marin relatif. Les faciès sont donc préservés intacts sans remaniement. Ce processus n'est possible que lorsque la remontée n'est pas trop rapide ; sinon, une surface de ravinement se développe avec formation d'une nouvelle ligne de rivage plus vers le continent.

Marine erosion surface : surface d'érosion sous-marine (Nummedal et Swift, 1987). C'est une surface d'érosion qui se forme sur le plateau continental simultanément à la surface de ravinement formée au niveau du *shoreface*. La diminution des apports sédimentaires pourrait favoriser l'érosion. Cette surface est marquée par un lag grossier. Cette surface a le plus de

chance de se former au début de la transgression car c'est le moment où les sédiments sont piégés dans les estuaires et les lagunes (Q diminue) et l'action des courants et des houles n'a pas encore diminué.

Offlap break : Point d'inflexion supérieure des clinofformes progradants observés à l'échelle de la sismique pétrolière, et correspond au rebord de la plate-forme continentale. Cette limite est trop souvent assimilée à celle des clinofformes sableux du "shoreface" supérieur. On trouvera dans l'article de Steckler et al. (1999) une discussion de cette terminologie et des processus en jeu.

Offshore bar : Barre d'*offshore*. Il s'agit d'un terme général désignant tout corps sableux de plate-forme. Il ne correspond pas à un processus sédimentaire particulier, ni à un milieu de dépôt déterminé.

Ravinement surface : Surface de ravinement. C'est une surface d'érosion créée par le retrait d'un *shoreface* sous l'action des houles de tempêtes (Swift, 1968). Dans le concept des "régimes de dépôt" (Thorne et Swift, 1991b), cette surface se forme lorsque $Q.M < R.D$ (§1.4). **Ce n'est pas une surface isochrone**, puisqu'elle suit le déplacement du *shoreface*. Les dépôts situés en dessous de cette surface peuvent même être plus jeunes que ceux situés au dessus d'elle. Certains auteurs en ont conclu que l'on pouvait distinguer, au sein d'un cortège transgressif, le cortège d'arrière-barrière (*back barrier systems tract*) et le cortège de plateforme transgressif (*transgressif shelf systems tract*) (Swift et al., 1991b). Pourtant, deux des mêmes auteurs considèrent dans le même ouvrage que ces deux unités sont des paraséquences rétrogressives constituant un seul cortège de dépôt, le cortège rétrogradant ("*back-step wedge*") (Thorne et Swift, 1991b).

Regression : migration d'une ligne de rivage vers l'océan

Relative sea level : niveau marin relatif. Il est mesuré par rapport à un niveau indépendant de la série sédimentaire, le toit du substratum. Il dépend donc de la variation du niveau marin absolu (eustatique) et de la tectonique, mais pas des apports sédimentaires.

Sand bank : banc sableux. Ce terme est généralement employé par les auteurs britanniques travaillant sur les dépôts tidaux, alors que les auteurs nord-américains emploient généralement le terme de "*sand ridge*". A la différence de ce dernier, le terme de "*sand bank*" n'implique pas nécessairement une notion d'allongement, et Dyer et Huntley (1999), dans une synthèse récente, utilisent ce terme pour désigner des deltas de jusant.

Sand ridge : banc sableux (le terme de ride sableuse, traduction littérale, entraînerait une confusion avec les *ripples*). Corps sableux d'épaisseur métrique à pluri-métrique, de largeur kilométrique et d'extension latérale déca-kilométrique. Le terme implique une notion d'allongement du corps sableux (voir "sand bank").

Sharp based shoreface (Plint, 1988) (aussi appelé *incised shoreface* (Walker et Wiseman, 1995) : *shoreface* érosif. Il est constitué de sables propres à stratifications obliques en mammelons (HCS) reposant brutalement (surface d'érosion) sur des dépôts fins de sables et silts interstratifiés. Ce type particulier de *shoreface* se forme en contexte de bas niveau ou transgressif lorsque l'érosion qui se produit en avant du *shoreface* élimine les HCS interstratifiés qui constituent généralement le faciès de transition entre les dépôts de *shoreface* et ceux de plateforme. Il correspond à une diminution de l'accommodation.

Shoreface : avant-côte ou avant-plage (traduction approximative, nous préférons le terme de "prisme littoral" utilisé par exemple par Aloïsi et al. (1977)). Le "*shoreface*" est défini par les auteurs anglo-saxons comme la zone située entre la plage et la limite d'action des "vagues de beau temps". Il s'agit à notre avis d'une définition particulièrement vague (si l'on peut dire), sans aucune base quantitative : quelle est la définition d'une vague de beau temps ? Est-ce à dire qu'il n'existe pas de *shoreface* dans les zones à faible énergie (où l'action des "vagues de beau temps" ne se fait pas sentir à plus de quelques centimètres de profondeur ?). Ceci étant dit, le *shoreface* est un système de dépôt bien individualisé dans les environnements actuels et fossiles, où il fournit de bons réservoirs pétroliers.

shoreface retreat : régression littorale (Fischer, 1961; Kraft, 1971; Swift, 1975). Phénomène durant lequel la base du *shoreface* se déplace vers le continent en tronquant les faciès sous-jacents. La signature stratigraphique en est une discordance érosive appelée surface de ravinement.

Systems tract : cortège de dépôts. c'est un ensemble de systèmes de dépôts contemporains. Pour Thorne et Swift (1991b), il convient de parler des cortèges géométriques (*geometric systems tract*), définis sur la base de la géométrie de l'empilement des paraséquences plutôt que de cortèges de dépôt (*depositional systems tract*) établis à partir de l'architecture des faciès les constituant.

Transgressive surface : surface de transgression. C'est une surface **isochrone** séparant des cortèges de dépôt. Dans la terminologie de Vail (1987), elle sépare le cortège de bas niveau du cortège transgressif. Elle se forme au moment du "*turnaround*", et sépare des paraséquences à disposition progradante de paraséquences à disposition rétrogradante (*backstepping*) (Thorne et Swift, 1991b). Elle peut se confondre avec une surface d'érosion marine, une surface de

ravinement ou une surface d'érosion fluviale. Beaucoup d'auteurs assimilent surface de transgression et surface de ravinement, ou considèrent que celle-ci est un type particulier de surface transgressive se formant au niveau du *shoreface* (simultanément avec la surface d'érosion marine) (Nummedal et Swift, 1987).

Transgression : migration d'une ligne de rivage vers le continent

Transgressive submergence : submersion transgressive (Penland et al., 1988). Ce processus, décrit dans le Golfe du Mexique devant le delta du Mississippi, explique la formation de corps sableux sur le plateau interne, résultant de la submersion d'îles barrières qui sont elles-mêmes les lambeaux de lobes deltaïques abandonnés par la rétrogradation d'un système deltaïque. La formation de tels corps sableux requiert une remontée rapide du niveau relatif de la mer ainsi qu'une plate-forme de faible gradient de pente. Il s'agit d'un cas intermédiaire entre la submersion *in situ* et la retraite littorale (*shoreface retreat*). Le corps sableux résultant est très fortement remanié et il continue à migrer vers la côte au fur et à mesure de la remontée du niveau marin.

RÉFÉRENCES

- Acherki, N., 1997. Analyse palynologique de quatre carottes du golfe du Lion: application à la restitution de la végétation et du climat du midi de la France pendant le dernier cycle climatique et à la stratigraphie marine., *thesis*, Université de Montpellier 2, Montpellier, 146 p.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., and Yasar, D., 1998. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara-Black Sea drainage corridor, *Mar. Geol.*, 153, p. 275-302.
- Allen, G.P., and Castaing, P., 1977. Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne, *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, p. 255-260.
- Allen, J.R.L., 1970. Physical processes of sedimentation: New York, Elsevier, 433 p.
- Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure, *Sedim. Geol.*, 26, p. 281-328.
- Allen, J.R.L., 1982a. Simple models for the shape and symmetry of tidal sand waves : (1) Statically stable equilibrium forms, *Marine Geol.*, 48, p. 31-49.
- Allen, J.R.L., 1982b. Simple models for the shape and symmetry of tidal sand waves : (2) Dynamically stable symmetric equilibrium forms, *Mar. Geol.*, 48, p. 51-73.
- Allen, J.R.L., 1984. Principles of physical sedimentology, George Allen & Unwin, 272 p.
- Aloïsi, J.C., 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque: contribution à la connaissance des marges passives, *Unpublished Doctorat Thesis, University of Perpignan*, 162 p.
- Aloïsi, J.C., Auffret, G.A., Auffret, J.P., Barusseau, J.P., Hommeril, P., Larssonneur, C., and Monaco, A., 1977. Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français, *Bull. Soc. Géol. France*, 19, p. 183-195.
- Amos, C.L., and King, E.L., 1984. Bedforms of the Canadian eastern seaboard: a comparison with global occurrences, *Mar. Geol.*, 57, p. 167-208.
- Anderson, J.B., and Thomas, M.A., 1991. Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: the record of such events and their influence on sedimentation, *Sediment. Geol.*, 70, p. 87-104.
- Anderton, R., 1976. Tidal-shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian, *Sedimentology*, 23, p. 429-458.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms : a new look at an old problem, *J. Sediment. Petrol.*, 60, p. 160-172.
- Auffret, J.P., Alduc, D., Larssonneur, C., and Smith, A.J., 1980. Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche Orientale, *Ann. Inst. océanogr.*, 56, p. 21-35.
- Baars, D.L., and Seager, W.R., 1970. Stratigraphic control of petroleum in White Rim Sandstones (Permian) in and near Canyonlands National Park, Utah, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 54, p. 709-718.
- Banerjee, I., 1980. A subtidal bar model for the Eze-Aku sandstones, Nigeria, *Sedim. Geol.*, 25, p. 291-309.
- Belderson, R.H., 1986. Offshore tidal and non-tidal sand ridges and sheets : differences in morphology and hydrodynamic setting, in Knight, R.J., and McLean, J.R., eds., *Shelf Sands and Sandstones: Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists*, p. 293-301.
- Belderson, R.H., Johnson, M.A., and Kenyon, N.H., 1982. Bedforms, in Stride, A.H., ed., *Offshore tidal sands: London, Chapman and Hall*, p. 27-57.
- Belderson, R.H., Kenyon, N.H., Stride, A.H., and Stubbs, A.H., 1972. *Sonographs of the sea floor: Amsterdam, Elsevier*, 185 p.
- Belderson, R.H., Pingree, R.D., and Griffiths, D.K., 1986. Low sea-level tidal origin of Celtic Sea sand banks- Evidence from numerical modelling of M2 tidal streams, *Mar. Geol.*, 73, p. 99-108.
- Bergman, K.M., and Walker, R.G., 1987. The importance of sea-level fluctuations in the formation of linear conglomerate bodies: Carrot creek member of Cardium Formation, Cretaceous Western interior seaway, Alberta, Canada, *J. Sediment. Petrol.*, 57, p. 651-665.
- Bergman, K.M., and Walker, R.G., 1988. Formation of Cardium erosion surface E5, and associated deposition of conglomerate: Carrot Creek field, Cretaceous Western interior seaway, Alberta, in James, D.P., and Leckie, D.A., eds., *Sequences, stratigraphy, sedimentology: surface and subsurface: , Canadian Society of Petroleum Geologists*, p. 15-24.

- Berné, S., 1991. Architecture et dynamique des dunes tidales. Exemples de la marge atlantique française, *thesis*, Lille, 295 p.
- Berné, S., 1996. Donghai Cruise, preliminary report: Brest, IFREMER, p. 74.
- Berné, S., Allen, G., Auffret, J.P., Chamley, H., Durand, J., and Weber, O., 1989a. Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles, *Bull. Soc. Géol. de France*, 6, p. 1145-1160.
- Berné, S., Aloïsi, J.C., Bourillet, J.F., Carré, D., Constantin, V., Gorini, C., Mazé, J.P., Normand, A., and Rabineau, M., 1998a. Morphologie et structures sédimentaires de la plate-forme continentale du Golfe du Lion: hydrodynamique, niveaux de la mer et tectonique: 17ème Réunion des Sciences de la Terre proceedings, p. 74.
- Berné, S., Auffret, J.P., and Walker, P., 1988. Internal structure of subtidal sand waves revealed by high-resolution seismic reflection, *Sedimentology*, 35, p. 5-20.
- Berné, S., Bourillet, J.F., Durand, J., Lericolais, G., and Ondreas, H., 1989b. Les dunes subtidales géantes de Surtainville (Manche Ouest), *Bull. Centres. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 13 2, p. 395-415.
- Berné, S., Castaing, P., Le Drezen, E., and Lericolais, G., 1993. Morphology, internal structure and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the Gironde lower estuary (France), *J. Sediment. Petrol.*, 63, p. 780-793.
- Berné, S., Collote, P., Faugères, J.C., and Weber, O., 1984. Mosaïques d'images sonar dans deux secteurs du plateau central aquitain: intérêt pour l'interprétation de la distribution des faciès: 5th European Regional Meeting of Sedimentology proceedings, p. 58-59.
- Berné, S., Durand, J., and Weber, O., 1991. Architecture of modern tidal dunes (sand waves), Bay of Bourgneuf, France, in Miall, A.D., and Tyler, N., eds., Three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery: Concepts in sedimentology and paleontology: Tulsa, Oklahoma, SEPM, p. 245-260.
- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J.F., and de Batist, M., 1998b. Erosional shelf sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide and wave dominated environments of France, *J. Sediment. Res.*, 68, p. 540-555.
- Berné, S., Loubrieu, B., and party, a.t.c.s., 1999. Canyons and recent sedimentary processes on the western Gulf of Lions margin. First results of the Calmar cruise., *C.R. Acad. Sci. Paris*, 328, p. 471-477.
- Berné, S., Trentesaux, A., Stolk, A., Missiaen, T., and De Batist, M., 1994. Architecture and long-term evolution of a tidal sandbank: the Middelkerke Bank, Southern North Sea, *Mar. Geol.*, 121, p. 57-72.
- Berthois, 1974. Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne: Brest, CNEXO.
- Berthois, L., 1955. Contribution à l'étude de la sédimentation et de la géologie sous-marine dans le Golfe de Gascogne, *Rev. Travaux Institut Pêches Maritimes*, 19, p. 501-579.
- Bessis, F., and Burrus, J., 1986. Etude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée occidentale), *Bull. Cent. Rech. Explor. -Prod. Elf Aquitaine*, 10, p. 123-141.
- Biju-Duval, B., 1984. Les marges continentales françaises de la Méditerranée, in Boillot, G., ed., Les marges actuelles et fossiles autour de la France: Paris, Masson, p. 249-334.
- Boothroyd, J.C., and Hubbard, D.K., 1975. Genesis of bedforms in mesotidal estuaries, in Cronin, ed., Estuarine research: New York, Academic press, p. 217-234.
- Bourcart, J., 1945. Etude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon, *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 45, p. 395-476.
- Bourdillon, C., 1994. Micropaléontologie de sédiments de sondage dans le Golfe du Lion (mer Méditerranée): Orleans, BRGM internal report N1864, 15 p.
- Bourillet, J.F., and Loubrieu, B., 1995. Bathymetry and physiography of the western approaches margin: Ifremer.
- Bouysse, P., Horn, R., Lapiere, F., and Le Lann, F., 1976. Etude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique, *Mar. Geol.*, 20, p. 251-275.
- Bridges, P.A., 1982. Ancient offshore tidal deposits, in Stride, A.H., ed., Offshore tidal sands: London, Chapman & Hall, p. 172-192.
- Butenko, J., Yinean, Y., and Milliman, J.D., 1983. Morphology, sediments and Late Quaternary history of the East China Sea, in Qingming, J., and Milliman, J.D., eds., Sedimentation on the continental shelf with special reference to the East China Sea: Beijing, China Ocean Press, p. 653-677.

- Cacchione, D.A., Field, M.E., Drake, D.E., and Tate, G.B., 1987. Crescentic dunes on the inner continental shelf off northern California, *Geology*, 15, p. 1134-1137.
- Canals, M., and Got, H., 1986. La morphologie de la pente continentale du Golfe du Lion: une résultante structuro-sédimentaire, *Vie Milieu*, 36, p. 153-163.
- Castaing, P., 1981. Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde, *thesis*, Université de Bordeaux I.
- Chapelier, J.M., 1986. Résultats des mesures d'océanographie physique (courantométrie - température) réalisées sous la responsabilité de l'UBO lors de la campagne ONDINE 85: Brest, Université Bretagne Occidentale.
- Chen, Z., and Stanley, D.J., 1995. Quaternary subsidence and river channel migration in the Yangtze delta plain, Eastern China, *Journal of Coastal Research*, 11, p. 927-945.
- Cirac, P., Berné, S., Castaing, P., and Weber, O., soumis à *Oceanologica Acta*. La couverture sédimentaire superficielle du plateau continental Nord-Aquitain, .
- Cirac, P., Berné, S., Lericolais, G., and Weber, O., 1997. Séquences de dépôt dans le Quaternaire terminal du plateau continental aquitain, *Bull. Soc. Géol. France*, 168, p. 717-725.
- Clauzon, G., in press. L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma, .
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A., and Loutre, M.F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved ?, *Geology*, 24, p. 363-366.
- Coleman, J.M., Roberts, H.H., Murray, S.P., and Salama, M., 1981. Morphology and dynamic sedimentology of the Eastern Nile delta shelf, *Mar. Geol.*, 42, p. 301-326.
- Cravatte, J., Dufaure, P., Prim, M., and Rouaix, S., 1974. Les sondages du Golfe du Lion: Stratigraphie, Sédimentologie: Notes et Mémoires, 11: Paris, Compagnie Française des Pétroles, 65 p.
- Cross, T.A., Baker, M.A., Chapin, M.S., Clark, M.S., Gardner, M.H., Hanson, M.S., Lessenger, M.A., Little, L.D., McDonough, K.J., Sonnenfeld, M.D., Valasek, D.W., Williams, M.R., and Witter, D.N., 1993. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis, in Eschard, R., and Doligez, B., eds., *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*: Paris, Technip, p. 11-33.
- Curray, J.R., 1965. Late Quaternary history, continental shelves of the United States, in Wright, H.E., Jr, and Frey, D.G., eds., *The Quaternary of the United States*: Princeton, NJ, Princeton University Press, p. 723-735.
- Dalrymple, R.W., 1992. Tidal depositional systems, in Walker, R.W., and James, N.P., eds., *Facies models: response to sea level change*: St John's, Canada, Geological Association of Canada, p. 195-238.
- Dangeard, L., 1928. Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche: *Annales de l'Institut Océanographique*, 6: Paris, 295 p.
- Davis, R.A., and Balson, P.B., 1992. Stratigraphy of a North Sea tidal sand ridge, *J. Sediment. Petrol.*, 62, p. 116-121.
- Davis, R.A.J., Klay, J., and Jewell, P.I., 1993. Sedimentology and stratigraphy of tidal sand ridges, Southwest Florida inner shelf, *J. Sediment. Petrol.*, 63, p. 91-104.
- Dyer, K.R., and Huntley, D.A., 1999. The origin, classification and modelling of sand banks, *Cont. Shelf. Res.*, in press.
- Emery, K.O., 1968. Relict sediments on continental shelves of the world, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 52, p. 445-464.
- Evans, C.D.R., 1990. The geology of the western English Channel and its western approaches: United Kingdom Offshore Regional Report: London, HMSO for the British Geological Survey, 94 p.
- Eyles, C.H., and Walker, R.G., 1988. "Geometry" and facies characteristics of stacked shallow marine sandier-upward sequences in the Cardium formation at Willesden Green, Alberta, in James, D.P., and Leckie, D.A., eds., *Sequences, stratigraphy, sedimentology: surface and subsurface*: , Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 85-96.
- Field, M., Berné, S., Colella, A., Nittrouer, C., and Trincardi, F., 1999. Conference stresses relevance of marine strata to today's issues, *EOS*, 80, p. 135.
- Figueiredo, A.G., Swift, D.J.P., Stubblefield, W.L., and Clarke, T.L., 1981. Sand ridges on the inner Atlantic shelf of North America: morphometric comparisons with the Huthnance stability model, *Geo-Mar. Lett.*, 1, p. 187-191.

- Fischer, A.G., 1961. Stratigraphic record of transgressing seas in light of sedimentation on Atlantic coast of New Jersey, *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 45, p. 1656-1666.
- Flemming, B.W., 1980. Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (southeast African continental margin), *Sediment. Geol.*, 26, p. 179-205.
- Flemming, B.W., 1988. Zur klassifikation subaquatischer, stromungstransversaler Transportkorper, *Boch. geol. u. geotechn. Arb.*, 29, p. 44-47.
- Flemming, B.W., and Martin, A.K., 1985. Nearshore submerged spit-bars : A facies model, *Terra Cogn.*, 5, p. 60.
- Fruit, D.J., and Elmore, R.D., 1988. Tide and Storm-dominated Sand Ridges on a Muddy Shelf : Cottage Grove Sandstone (Upper Pennsylvanian), northwestern Oklahoma, *A.A.P.G. Bull.*, 72, p. 1200-1211.
- Gaynor, G.C., and Swift, D.J.P., 1988. Shannon Sandstone depositional model: sand ridge dynamics on the Campanian Western Interior Shelf, *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, p. 868-880.
- Gensous, B., and Tesson, M., 1996. Sequence stratigraphy, seismic profiles, and cores of Pleistocene deposits on the Rhône continental shelf, *Sediment. Geol.*, 105, p. 183-190.
- Gensous, B., Williamson, D., and Tesson, M., 1993. Late-Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône delta, France), in Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.A., and Allen, G.P., eds., *Sequence stratigraphy and facies associations*: Oxford, International Association of Sedimentologists Spec. Pub. 18, Blackwell, p. 197-212.
- Gibbard, P.L., 1988. The history of the great northwest European rivers during the past three million years, *Phil. Trans. R. Soc. London Ser. B*, 318, p. 559-602.
- Gilbert, G.K., 1877. Report on the geology of the Henry Mountains, U.S. Geol. Survey Rocky Mtn. Region, 160 p.
- Gorini, C., Mauffret, A., Guennoc, P., and Le Marrec, A., 1994. Structure of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea), in Mascle, A., ed., *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*: Berlin, Springer-Verlag, p. 223-243.
- Gorsline, D.S., and Swift, D.J.P., 1977. Continental shelf sediment dynamics: a national overview, in Swift, D.J.P., and Gorsline, D.S., eds., *Report of a workshop held in Vail: Colorado, USA*, p. 134.
- Gubler, Y., 1966. *Essai de nomenclature et de caractérisation des principales structures sédimentaires*: Paris, Technip, 291 p.
- Handford, C.R., 1988. Review of carbonate sand-belt deposition of ooid grainstones and application to Mississippian reservoir, Damme field, Southwestern Kansas, *Amer. Assoc. Petroleum. Geol. Bull.*, 72 10, p. 1184-1199.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present), *Science*, 235, p. 1156-1167.
- Harbaugh, J., and Bonham-Carter, G., 1977. Marine modeling, in Goldberg, E., McCave, I.N., O'Brien, J.J., and Steele, J.H., eds., *The Sea*, Vol. 6: New York, Wiley Interscience, p. 623-674.
- Harms, J.C., Southard, J.B., and Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic rocks: SEPM Short course number 9, second edition: Tulsa, Oklahoma, 239p p.
- Harris, P.T., Pattiaratchi, C.B., Cole, A.R., and Keene, J.B., 1992. Evolution of subtidal sandbanks in Moreton Bay, eastern Australia, *Mar. Geol.*, 103, p. 225-247.
- Heathershaw, A.D., 1985. Some observations of internal wave current fluctuations at the shelf-edge and their implication for sediment transport, *Cont. Shelf Res.*, 4, p. 485-493.
- Herman, J.P., 1996. *Caractérisation des phénomènes hydrodynamiques responsables des mouvements des dunes géantes dans le détroit du Pas-de-Calais*: Lille, Mémoire de Diplôme d'Etudes Approfondies, Université de Lille 1, 49 p.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., and Cross, T.A., 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16, p. 357-381.
- Hoogendoorn, E.L., and Dalrymple, R.W., 1986. Morphology, lateral migration, and internal structures of shoreface-connected ridges, Sable Island Bank, Nova Scotia, Canada, *Geology*, 14, p. 400-403.

- Houbolt, J.J.H.C., 1968. Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea, *Geologie en Mijnbouw*, 47, p. 245-273.
- Houthuys, R., 1996. Chronosequential depth measurements in very shallow waters by overcraft: recording and processing, in Heyse, I., and de Moor, G., eds., *Sediment transport and bedform mobility in a sandy shelf environment (Starfish)*: Gent, University of Gent, p. 5/1-5/25.
- Houthuys, R., and Gullentrops, F., 1988. The Vlierzele sands (Eocene, Belgium): A tidal ridge system, in al., P.L.d.B.e., ed., *Tide-Influenced Sedimentary Environment and Facies*: , D. Reidel publishing Company, p. 139-152.
- Houthuys, R., Trentesaux, A., and De Wolf, P., 1994. Storm influences on a tidal sandbank's surface (Middelkerke Bank, Southern North Sea), *Mar. Geol.*, 121, p. 23-41.
- Hulscher, S.J.M.H., De Swart, H.E., and De Vriend, H.J., 1993. The generation of offshore tidal sand banks and sand waves, *Cont. Shelf. Res.*, 13, p. 1183-1204.
- Hunt, D., and Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall, *Sediment. Geol.*, 81, p. 1-9.
- Hunt, D., and Tucker, M.E., 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-reply, *Sediment. Geol.*, 95, p. 147-160.
- Hunter, R.E., 1985. Subaqueous sand-flow cross strata, *Jour. Sed. Petro.*, 55 6, p. 886-894.
- Huthnance, J.M., 1982a. On one mechanism forming linear sand banks, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 14, p. 279-99.
- Huthnance, J.M., 1982b. On the formation of sand banks of finite extent, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 15, p. 277-299.
- Huthnance, J.M., 1995. Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge, *Prog. Oceanog.*, 35, p. 353-431.
- Ikehara, K., and Kinoshita, Y., 1989. Bedforms in the Southern Bungo Strait, Japan: 2nd Int. Res. Symp. Clastic Tidal Deposits proceedings, p. 41.
- Ito, M., Nishikawa, T., Sugimoto, H., and O'Hara, S., 1999. Late Pleistocene shallow marine depositional systems in Paleo-Tokyo Bay, Northern Boso Peninsula: Field trip guide book of International Workshop on Land-Sea link in Asia: Tuskuba, Science and Technology Agency in Japan and Geological Survey of Japan.
- Johnson, H.D., 1977. Shallow marine sand bar sequences: an example from the late Precambrian of North Norway, *Sedimentology*, 24, p. 245-270.
- Johnson, H.D., and Baldwin, C.T., 1996. Shallow clastic seas, in Reading, H.G., ed., *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd edition: Oxford, Blackwell Science Ltd, p. 232-280.
- Johnson, M.A., Stride, A.H., Belderson, R.H., and Kenyon, N.H., 1981. Predicted sand-wave formation and decay on a large offshore tidal-current sand-sheet, in Nio, E.D., Schüttenhelm, R.T.E., and Van Veering, T.C.E., eds., *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin: Special pub. no. 5*, International Association of Sedimentologists: Oxford, Blackwell, p. 247-256.
- Karl, H.A., 1980. Speculations on processes responsible for mesoscale current lineations on the continental shelf, Southern California, *Mar. Geol.*, 34, p. M9-M18.
- Keith, D.A.W., 1991. Truncated prograding strandplain or offshore sandbody?-sedimentology and geometry of the Cardium Formation (Turonian) sandstone and conglomerate at Willesden Green Field, Alberta., in Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., and Thorne, J.A., eds., *Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*: Oxford, Blackwell, p. 457-487.
- Kenyon, N.H., 1970a. The origin of some transverse sand patches in the Celtic Sea, *Geol. Mag.*, 107, p. 389-394.
- Kenyon, N.H., 1970b. Sand ribbons of european tidal seas, *Mar. Geol.*, 9, p. 25-39.
- Kraft, J.C., 1971. Sedimentary facies patterns and geologic history of a Holocene marine transgression, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, p. 2131-2158.
- Krause, F.F., and Nelson, D.A., 1991. Evolution of an upper Cretaceous (Turonian) shelf sandstone ridge: analysis of the Crossfield-Cardium pool, Alberta, Canada, in Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., and Thorne, J.A., eds., *Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*: Oxford, Blackwell, p. 427-456.
- Kuehl, S.A., Nittrouer, C.A., and DeMaster, D.J., 1982. Modern sediment accumulation and strata formation on the Amazon continental shelf, *Mar. Geol.*, 49, p. 279-300.

- Lambeck, K., 1995. Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound, *J. Geol. Soc. London*, 152, p. 437-448.
- Larsonneur, C., Vaslet, P., and Auffret, J.P., 1978. Les sédiments superficiels de la Manche: B.R.G.M.
- Le Bot, S., Herman, J.P., Trentesaux, A., Garlan, T., Berné, S., and Chamley, H., 1999. Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroit du Pas-de-Calais, *Oceanol. Acta*, accepté.
- Leckie, D.A., and Walker, R.G., 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower gates interval-outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada, *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 66, p. 138-157.
- Lericolais, G., 1997. Evolution plio-quaternaire du fleuve Manche: stratigraphie et géomorphologie d'une plate-forme continentale périglaciaire, *thesis*, Bordeaux 1, Bordeaux, 265 p.
- Lericolais, G., Féliès, H., Berné, S., and Tastet, J.P., 1998. Reconnaissance par stratigraphie sismique haute résolution de la paléovallée de la Gironde sur le plateau continental, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 326, p. 701-708.
- Lesueur, P., Tastet, J.P., and Marambat, L., 1996. Shelf mud fields formation within historical times: examples from offshore the Gironde estuary, France, *Cont. Shelf. Res.*, 16, p. 1849-1870.
- Lewis, K.B., 1979. A storm-dominated inner shelf, Western Cook Strait, New Zealand, *Mar. Geol.*, 31, p. 31-43.
- Li, Q., 1990. Marine Atlas of Bohai Sea, Yellow Sea East China Sea: Beijing, China Ocean Press, 99 p.
- Liu, Z., Huang, Y., and Zhang, Q., 1989. Tidal current ridges in the southwestern Yellow Sea, *J. Sedim. Petrol.*, 59, p. 432-437.
- Liu, Z.X., Berné, S., and party, a.t.A.s., 1999. Paleoenvironments in the continental shelf of the East China Sea during the Late Quaternary, *Journal of Asian Earth Sciences*.
- Liu, Z.X., Xia, D., Berné, S., Wang, K., Marsset, T., Tang, Y., and Bourillet, J.F., 1998. Tidal depositional systems of China's continental shelf, with special reference to the eastern Bohai sea, *Mar. Geol.*, 145, p. 225-253.
- Lofi, J., Vagner, P., Berné, S., Guichard, F. et Weber, O., soumis à Marine Geology. High frequency cyclicities preserved in a tidal sand ridge in the East China Sea
- M'hammdi, N., 1994. Architecture du banc sableux tidal de Sercq (îles anglo-normandes), *thesis*, Lille, Lille, 203 p.
- Mallet, C., 1998. Etude de la dynamique des sédiments non-cohésifs de l'embouchure de la Gironde, *thesis*, Bordeaux 1, Bordeaux, 184 p.
- Marsset, T., Berné, S., Bourillet, J.F., Dia, D., Liu, Z.X., and Wang, K., 1996. Stratigraphy and sedimentary environments since the late Quaternary in the eastern Bohai Sea, *Mar. Geol.*, 135, p. 97-114.
- McBride, R.A., and Moslow, T.F., 1991. Origin, evolution, and distribution of shoreface sand ridges, Atlantic inner shelf, U.S.A., *Mar. Geol.*, 97, p. 57-85.
- McCave, I.N., 1985. Recent shelf clastic sediments, in Brenchley, and Williams, eds., *Sedimentology-recent developments and applied aspects*, p. 49-65.
- McLean, S.R., and Smith, J.D., 1979. Turbulence measurements in the boundary layer over a sand wave field, *Journal of Geophysical Research*, 84 12, p. 7791-7808.
- Mellere, D., 1996. Seminoe 3, a tidally influenced lowstand wedge and its relationships with subjacent highstand and overlying transgressive deposits, Haystack Mountains Formation, Cretaceous Western Interior, Wyoming (USA), *Sediment. Geol.*, 103, p. 249-272.
- Mellere, D., and Steel, R., 1995a. Variability of lowstand wedges and their distinction from forced-regressive wedges in the Mesaverde Group, southeast Wyoming, *Geology*, 23, p. 803-806.
- Mellere, D., and Steel, R.J., 1995b. Facies architecture and sequentiality of nearshore and "shelf" sandbodies; Haystack Mountains Formation, Wyoming, USA, *Sedimentology*, 42, p. 551-574.
- Menard, H.W., and Smith, S.M., 1966. Hypsometry of ocean basin provinces, *J. Geophys. Res.*, 71, p. 4305-4325.
- Middleton, G.V., and Southard, J.B., 1977. Mechanics of sediment transport: SEPM Sort Course number 3, 232 p.

- Middleton, G.V., and Southard, J.B., 1984. Mechanics of sediment movement: SEPM Short course number 3, second edition, 3: Providence, 401 p.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., Browning, J.V., Mokin, M., Sugarman, P.J., Christie-Blick, N., Katz, M.E., and Wright, J.D., 1998. Cenozoic global sea-level, sequences, and the New Jersey transect: results from coastal plain and continental slope drilling, *Reviews of Geophysics*, 36, p. 569-601.
- Milliman, J.D., 1999. Fluvial fluxes to the sea: importance of South Asian rivers: Land-Sea link in Asia proceedings, p. 259-262.
- Milliman, J.D., Shen, H.T., Yang, Z.S., and Meade, R.H., 1985. Transport and deposition of river sediment in the Changjiang estuary and adjacent continental shelf, *Cont. Shelf. Res.*, 4, p. 37-45.
- Millot, C., 1981. La dynamique marine du plateau continental du golfe du Lion en été: Unpublished Doctor thesis, University of Paris 6, 175 p.
- Millot, C., 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics, *Cont. Shelf. Res.*, 10, p. 885-894.
- Millot, C., and Crépon, M., 1981. Inertial oscillations on the continental shelf of the Gulf of Lions. Observations and theory, *Journal of Physical Oceanography*, 11, p. 639-657.
- Mitchum, R.M., Jr, and Van Wagoner, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles, *Sediment. Geol.*, 70, p. 131-160.
- Monaco, A., 1971. Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon, *thesis*, Perpignan, Perpignan, 295 p.
- Monaco, A., Biscaye, P.E., Soyer, J., Pocklington, R., and Heussner, S., 1990. Particulate fluxes and ecosystem response on a continental margin: the 1985-1988 Mediterranean ECOMARGE experiment, *Cont. Shelf. Res.*, 10, p. 809-839.
- Moslow, T.F., Barrie, J.V., and Luternauer, J.L., 1989. Sedimentary facies of a high energy, tide-dominated continental shelf, Western Canada, in Reinson, G.E., ed., Modern and ancient examples of clastic tidal deposits - A core and peel workshop: Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 25-36.
- Mulder, T., and Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans, *J. Geol.*, 103, p. 285-299.
- Narayan, J., 1971. Sedimentary structures in the Lower Greensand of the Weald, England and Bas-Boulonnais, France, *Sediment. Geol.*, 6, p. 73-109.
- Nio, S.D., 1976. Marine transgressions as a factor in the formation of sandwave complexes, *Geol. en Mijnbouw*, 55, p. 18-40.
- Nittroer, C.A., 1999. Latitudinal impacts of sediment supply and accumulation on Pacific collision margins: Land-Sea link in Asia proceedings, p. 332-335.
- Niu, Z., 1983. Deposition Environment subdivisions of the East China Sea and their basic features, in Qingming, J., and Milliman, J.D., eds., Sedimentation on the continental shelf with special reference to the East China Sea: Beijing, China Ocean Press, p. 602-613.
- Nummedal, D., and Swift, D.J.P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples, in Nummedal, D., Pilkey, O.H., and Howard, J.D., eds., Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 242-260.
- O'Connor, B., and Group, C., 1995. Circulation and sediment transport around sandbanks. Project CSTAB.: 2nd MAST days and Euromar Market proceedings, p. 597-613.
- Off, T., 1963. Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents, *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 47, p. 324-341.
- Orbi, A., and Salomon, J.C., 1988. Dynamique de la marée dans le golfe Normano-breton, *Oceanol. Acta*, 11, p. 55-63.
- Pantin, H.M., and Evans, C.D.R., 1984. The Quaternary history of the Central and Southwestern Celtic Sea, *Mar. Geol.*, 57, p. 259-293.
- Pattiaratchi, C.B., and Collins, M.B., 1987. Mechanisms for linear sandbank formation and maintenance, in relation to dynamical oceanographic observations, *Prog. Oceanogr.*, 19, p. 117-166.
- Pattison, S.A.J., 1988. Transgressive, incised shoreface deposits of the Burnstick member (Cardium "B" sandstone) at Caroline, Crossfield, Garrington and Lochend; Cretaceous Western interior seaway, Alberta, Canada, in James, D.P., and Leckie, D.A., eds., Sequences,

- Stratigraphy, Sedimentology: surface and subsurface: , Canadian Society of Petroleum Geologists memoir 15, p. 155-166.
- Pattison, S.A.J., and Walker, R.G., 1992. Deposition and interpretation of long, narrow sandbodies underlain by a basinwide erosion surface: Cardium Formation, Cretaceous Western Interior Seaway, Alberta, Canada, *J. Sediment. Petrol.*, 62, p. 292-309.
- Penland, S., Boyd, R., and Suter, J., 1988. Transgressive depositional systems of the Mississippi delta plain: a model for barrier shoreline and shelf sand development, *J. Sediment. Petrol.*, 58, p. 932-949.
- Peyre, S., 1997. Interprétation de profils sismiques et cartographie de paléovallées au large de Brest: Brest, Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), p. 48.
- Pingree, R.D., 1978. The formation of the Shambles and other banks by tidal stirring of the seas, *Journal of the Marine Biological Association UK*, 59, p. 497-513.
- Pingree, R.D., and Maddock, L., 1979. The tidal physics of headlands flows and offshore bank formation, *Mar. Geol.*, 32, p. 269-289.
- Plint, A.G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level, in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., Sea-level changes: an integrated approach: Tulsa, SEPM Special Publication No. 42, p. 357-370.
- Plint, A.G., and Walker, R.G., 1987. Cardium Formation 8. Facies and environments of the Cardium shoreline and coastal plain in the Kakkwa field and adjacent areas, Northern Alberta, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 35, p. 48-64.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., and Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance, *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 76, p. 1687-1709.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., and Vail, P.R., 1988a. Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual framework, in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., Sea-Level Changes- an Integrated Approach: Tulsa, SEPM Spec. Pub. 42, p. 102-124.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., and Vail, P.R., 1988b. Eustatic controls on clastic deposition II. Sequences and system tract models, in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., Sea-Level Changes- an Integrated Approach: Tulsa, SEPM Spec. Pub. 42, p. 125-154.
- Rabineau, M., Berné, S., Le Drezen, E., Lericolais, G., and Rotunno, M., 1998. 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lions, France, *Marine and Petroleum Geology*, 15, p. 439-452.
- Radakovitch, O., 1995. Etude du transport et du dépôt du matériel particulaire par le ^{210}Po et le ^{210}Pb . Application aux marges continentales du Golfe de Gascogne (NE Atlantique) et du Golfe du Lion (NW Méditerranée). n° 47D, *thesis*, Perpignan, 185 p.
- Reading, H.G., 1986. Sedimentary environments and facies, 2nd Edition: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 615 p.
- Réhault, J.P., Boillot, G., and Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean basin geological evolution, *Mar. Geol.*, 27, p. 187-230.
- Reineck, H.E., and Singh, I.B., 1980. Depositional sedimentary environments: Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 549 p.
- Ren, M., 1986. Modern Sedimentation in the Coastal and Nearshore Zones of China: Beijing, China Ocean Press, 466 p.
- Reynaud, J.Y., 1996. Architecture et évolution d'un banc sableux de Mer Celtique Méridionale: Lille, France, 256 p.
- Reynaud, J.Y., B., T., Berné, S., Chamley, H., and De Batist, M., accepted. Tide and swell dynamics on a sand bank from the deep shelf of the Western Channel approaches, *Mar. Geol.*
- Reynaud, J.Y., Tessier, B., Proust, J.N., Dalrymple, W., Marsset, T., De Batist, M., Bourillet, J.F., and Lericolais, G., 1999. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea), *Sedimentology*, XX, p. XX.
- Reynaud, J.Y., Tessier, B., Proust, J.N., Lericolais, G., Marsset, T., Berné, S., and Chamley, H., 1995. Apports de la sismique très haute résolution à l'interprétation génétique d'un banc sableux de la Mer Celtique, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 320, p. 125-132.

- Rine, J.M., Tillman, R.W., Culver, S.J., and Swift, D.J.P., 1991. Generation of late Holocene sand ridges on the middle continental shelf of New Jersey, USA-evidence for formation in a mid-shelf setting based on comparison with a nearshore ridge, *in* Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., and Thorne, J.A., eds., Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy: Oxford, Blackwell, p. 395-423.
- Ryan, W.B.F., 1973. Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity, *in* Drooger, D.W., ed., Messinian events in the Mediterranean: Amsterdam, Elsevier, p. 26-38.
- Ryan, W.B.F., and Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surface-indication of a several kilometer-deep Mediterranean in the Miocene, *Mar. Geol.*, 27, p. 193-230.
- Saito, Y., and Yang, Z., 1995. Historical change of the Huanghe (Yellow River) and its impact on the sediment budget of the East China Sea, *in* Tsunogai, S., Iseki, K., Koike, I., and Oba, T., eds., Global fluxes of carbon and its related substances in the coastal Sea-Ocean-Atmosphere system: Yokohama, M&J International, p. 7-12.
- Shepard, F.P., 1932. Sediments on the continental shelves, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 43, p. 1017-1040.
- Sibuet, J.C., Hsu, S.-K., Shyu, C.-T., and Liu, C.-S., 1995. Structural and kinematic evolutions of the Okinawa trough back arc basin, *in* Taylor, B., ed., Back arc basins: Tectonics and magmatism: .
- Skene, K.I., Piper, D.J.W., Aksu, A.E., and Syvitski, J.P.M., 1998. Evaluation of the global oxygen isotope curve as a proxy for Quaternary sea level by modeling of delta progradation, *J. Sediment. Res.*, 68, p. 1077-1092.
- Sloss, L.L., 1962. Stratigraphical models in exploration, *J. Sediment. Petrol.*, 32, p. 415-422.
- Snedden, J.W., and Dalrymple, R.W., 1999. Modern shelf sand ridges: historical review of modern examples and a unified model of ridge origin and evolution, *in* Bergman, K.M., and Snedden, J.W., eds., Isolated Shallow Marine Sand Bodies: SEPM Special Concepts in Sedimentology and Paleontology: Tulsa, Society for Sedimentary Geology (SEPM).
- Stanley, D.J., and Moore, G.T., 1983. The shelfbreak: critical interface, 33: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 467 p.
- Steckler, M.S., Mountain, G.S., Miller, K.G., and Christie-Blick, N., 1999. Reconstruction of Tertiary progradation and clinof orm development on the New Jersey passive margin by 2D-backstripping, *Mar. Geol.*
- Stolk, A., Porter, C., Vincent, C., Backers, J., de Blauwe, J.P., and Pollentier, A., 1996. Middelkerke Bank: hydrodynamic measurements, *in* Heyse, I., and de Moor, G., eds., Sediment transport and bedform mobility in a sandy shelf environment (Starfish): Gent, University of Gent, p. 17/1-17/30.
- Stride, A.H., 1982. Offshore tidal sands: processes and deposits: New York, Chapman and Hall, 222 p.
- Stride, A.H., Belderson, R.H., Kenyon, N.H., and Johnson, M.A., 1982. Offshore tidal deposits: sand sheet and sand bank facies, *in* Stride, A.H., ed., Offshore tidal sands: processes and deposits: New York, Chapman and Hall, p. 95-125.
- Stubblefield, W.L., McGrail, D.W., and Kersey, D.G., 1984. Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey continental shelf, *in* Tillman, R.W., and Siemers, C.T., eds., Siliciclastic shelf sediments: Tulsa, SEPM Special Publication N° 34, p. 1-23.
- Suc, J.P., and Suballyova, D., 1998. Palynologie: méthode, techniques et résultats, *in* Loubrieu, B., and Berné, S., eds., Rapport de mission de la campagne CALMAR: Brest, IFREMER report DRO/GM/98-01.
- Surlyk, F., and Noe-Nyggard, 1991. Sand bank and dune facies architecture of a wide intracratonic seaway: Late Jurassic-early Cretaceous Raukelv Formation, Jameson Land, east Greenland, *in* Miall, A.D., and Tyler, N., eds., Three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery: Concepts in Sedimentology and Paleontology: Tulsa, Oklahoma, SEPM, p. 261-276.
- Swift, D.J., and Rice, D.D., 1984. Sand bodies on muddy shelves : a model for sedimentation in the western Interior Cretaceous Seaway, North America, *in* Tillman, R.W., and Siemens, C.T., eds., Siliciclastic Shelf Sediments: Tulsa, Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., p. 1-23.
- Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy, *J. Geol.*, 76, p. 444-456.

- Swift, D.J.P., 1975. Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, Eastern USA, *Sediment. Geol.*, 14, p. 1-43.
- Swift, D.J.P., 1976. Coastal sedimentation, in Stanley, D.J., and Swift, D.J.P., eds., *Marine Sediment Transport and Environmental Management*: New York, John Wiley & Sons, p. 255-310.
- Swift, D.J.P., 1985. Response of the shelf floor to flow, in Tillman, R.W., Swift, D.J.P., and Walker, R.G., eds., *Shelf Sands and Sandstones*: Tulsa, Oklahoma, SEPM short course, p. 135-241.
- Swift, D.J.P., and Field, M.E., 1981. Evolution of a classic sand ridge field : Maryland sector, North American inner shelf, *Sedimentology*, 28, p. 461-482.
- Swift, D.J.P., Han, G., and Vincent, C.E., 1986a. Fluid process and sea floor response on a modern storm-dominated shelf: middle Atlantic shelf of North America, Part 1: the storm current regime, in Knight, R.J., and McLean, J.R., eds., *Shelf sands and sandstones*: Calgary, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 11, p. 99-119.
- Swift, D.J.P., Hudelson, P.M., Brenner, R.L., and Thompson, P., 1987. Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sand bodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah, *Sedimentology*, 34, p. 423-457.
- Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., and Thorne, J.A., 1991a. Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy, International Association of Sedimentologists Special Publication Number 14: Oxford, Blackwell, 532 p.
- Swift, D.J.P., Phillips, S., and Thorne, J.A., 1991b. Sedimentation on continental margins, IV: lithofacies and depositional systems, in Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., and Thorne, J.A., eds., *Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*: Oxford, Blackwell, p. 89-152.
- Swift, D.J.P., Sears, P.C., Bohlke, B., and Hunt, R., 1978. Evolution of a shoal retreat massif, North Carolina shelf: evidence from areal geology, *Mar. Geol.*, 27, p. 419-423 à vérifier, il y a un pb sur les pages.
- Swift, D.J.P., Stanley, D.J., and Curray, J.R., 1971. Relict sediments on continental shelves: a reconsideration, *J. Geol.*, 79, p. 322-346.
- Swift, D.J.P., and Thorne, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation, in Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., and Thorne, J.A., eds., *Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*: Oxford, Blackwell, p. 3-31.
- Swift, D.J.P., Thorne, J.A., and Oertel, G.F., 1986b. Fluid process and sea floor response on a modern storm-dominated shelf: middle Atlantic shelf of North America, Part 2: response of the shelf floor, in Knight, R.J., and McLean, J.R., eds., *Shelf sands and sandstones*: Calgary, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 11, p. 191-211.
- Tang, B.G., 1996. Quaternary stratigraphy on the shelf of The East China Sea, in Yang, Z.G., and Liu, H.M., eds., *Quaternary Stratigraphy in China and its International Correlation*: Beijing, Geology Press, p. 56-75 (in chinese).
- Tang, Y., 1989. Numerical modelling of the M2 constituent in the East China Sea, *Donghai Marine Science*, 7, p. 10-21.
- Tessier, B., 1997. Expressions sédimentaires de la dynamique tidale: Lille, Université de Lille 1, UFR Sciences de la Terre, mémoire d'habilitation à diriger des recherches, 79 p.
- Tesson, M., 1996. Contribution à la connaissance de l'organisation stratigraphique des dépôts d'une marge siliciclastique. Etude de la plate-forme continentale du Golfe du Lion, *thesis*, University of Perpignan, Perpignan.
- Tesson, M., Allen, G.P., and Ravenne, C., 1993. Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf, in Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.A., and Allen, G.P., eds., *Sequence stratigraphy and facies associations*: Oxford, IAS Spec. Pub. 18, Blackwell Sci. Pub., p. 183-196.
- Tesson, M., Gensous, B., Allen, G.P., and Ravenne, C., 1990. Late Quaternary lowstand wedges on the Rhône Continental Shelf, France, *Mar. Geol.*, 91, p. 325-332.
- Tesson, M., and Gensous, M., 1998. L'enregistrement des cycles climatiques et eustatiques quaternaires des marges récentes du bassin Nord-Méditerranéen, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 326, p. 121-127.
- Thauront, F., Berné, S., and Cirac, P., 1996. Evolution saisonnière des dunes tidales dans le bassin d'Arcachon, France, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323, p. 411-418.

- Thorne, J.A., and Swift, D.J.P., 1991a. Sedimentation on continental margins, II: application of the regime concept, *in* Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., and Thorne, J.A., eds., Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy: Oxford, Blackwell, p. 33-58.
- Thorne, J.A., and Swift, D.J.P., 1991b. Sedimentation on continental margins, VI: a regime model for depositional sequences, their component systems tracts, and bounding surfaces, *in* Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., and Thorne, J.A., eds., Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy: Oxford, Blackwell, p. 189-255.
- Tillman, R.W., and Martinsen, R.S., 1984. The Shannon shelf-ridge sandstone complex, Salt Creek anticline area, Powder River Basin, Wyoming, *in* Tillman, R.W., and Siemers, C.T., eds., Siliciclastic shelf sediments: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, p. 85-142.
- Tillman, R.W., and Martinsen, R.S., 1987. Sedimentologic model and production characteristics of Hartzog Draw field, Wyoming, a Shannon shelf-ridge sandstone, *in* Tillman, R.W., and Weber, K.J., eds., Reservoir Sedimentology: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, p. 15-112.
- Torres, J., 1995. Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin: le Quaternaire terminal au large du delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale), *thesis*, Bretagne occidentale, Brest, 353 p.
- Trentesaux, A., 1993. Structure et dynamique sédimentaire du Middelkerke Bank, Mer du Nord Méridionale, *thesis*, Lille.
- Trentesaux, A., Berné, S., and Liu, Z., 1999. Architecture of paleo- and modern sand ridges in the East China Sea: International Workshop on Land-sea link in Asia: Tsukuba, Science and Technology Agency in Japan and Geological Survey of Japan, 156-161 p.
- Trentesaux, A., Berné, S., and Stolk, A., in press. Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea, *Mar. Geol.*
- Trowbridge, J.H., 1995. A mechanism for the formation and maintenance of shore-oblique sand ridges on storm-dominated shelves, *J. Geophys. Res.*, 100, p. 16,071-16,086.
- Turcq, B., Cirac, P., Berné, S., and Weber, O., 1986. Caractéristiques des environnements sédimentaires de la plate-forme continentale Nord-Aquitaine en relation avec les processus hydrodynamiques actuels, *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 39, p. 149-164.
- Vagner, P., 1997. Enregistrement de la variabilité de la mousson dans les sédiments de la mer de Chine de l'Est: Orsay, Université Paris 11, p. 48.
- Vail, P.R., Colin, J.P., Du Chene, R.J., Kuchly, J., Mediavilla, F., and Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, p. 1301-1321.
- van de Meene, J.W.H., 1994. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast, PhD thesis, University of Utrecht, Nederlandse Geografische Studies 174, 222 p.
- van de Meene, J.W.H., 1996. Sedimentary structures of combined flow deposits from the shoreface-connected ridges along the central Dutch coast, *Mar. Geol.*, 131, p. 151-175.
- van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M.J., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., and Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, *in* Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., Sea-Level Changes- an Integrated Approach: Tulsa, SEPM Spec. Pub. 42, p. 39-45.
- Vanne, J.R., 1977. Géomorphologie des plates-formes continentales: Paris, Doin, 300 p.
- Vincent, C.E., 1986. Processes affecting sand transport on a storm dominated shelf, *in* Knight, R.J., and McLean, J.R., eds., Shelf sands and sandstones: Calgary, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 11, p. 121-132.
- Visser, M.J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note, *Geology*, 8, p. 543-546.
- Wadsworth, J.A., and Walker, R.G., 1991. Morphology and origin of erosion surfaces in the Cardium Formation (Upper Cretaceous, Western Interior Seaway, Alberta) and their implications for rapid sea level fluctuations, *Can. J. Earth Sci.*, 28, p. 1507-1520.
- Walker, R.G., 1984. Facies models, 2nd edition: Reprint series 1: Toronto, Geoscience Canada, 317 p.

- Walker, R.G., and Eyles, C.H., 1988. Geometry and facies of stacked shallow-marine sandier upward sequences dissected by erosion surface, Cardium Formation, Willesden Green, Alberta., *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 72, p. 1469-1494.
- Walker, R.G., and Eyles, C.H., 1991. Topography and significance of a basinwide sequence-bounding surface in the cretaceous Cardium Formation, Canada, Alberta, *J. Sediment. Petrol.*, 61, p. 473-496.
- Walker, R.G., and Plint, A.G., 1992. Wave- and storm- dominated shallow marine systems, in Walker, R.G., and James, N.P., eds., *Facies Models - Response to Sea Level Changes*: St John, Geological Association of Canada, p. 219-238.
- Walker, R.G., and Wiseman, T.R., 1995. Lowstand shorefaces, transgressive incised shorefaces, and forced regressions: examples from the Viking Formation, Joarcam area, Alberta, *J. Sediment. Res.*, B65, p. 132-141.
- Werner, F., and Newton, R.S., 1975. The pattern of large-scale bed forms in the Langeland Belt (Baltic Sea), *Mar. Geol.*, 19, p. 29-59.
- Werner, F., Unsöld, G., Koopman, B., and Stephanon, A., 1980. Field observations and flume experiments on the nature of comet marks, *Sediment. Geol.*, 26, p. 233-262.
- Wright, M.E., and Walker, R.G., 1981. Cardium Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta -storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base, *Can. J. Earth Sci.*, 18, p. 795-809.
- Yang, C.S., 1989. Active, moribund and buried tidal sand ridges in the East China Sea and the Southern Yellow Sea, *Mar. Geol.*, 88, p. 97-116.
- Yang, C.S., and Sun, J.S., 1988. Tidal sand ridges on the East China Sea shelf, in de Boer, P.L., van Gelder, A., and Nio, S.D., eds., *Tide-influenced sedimentary environments and facies: Sedimentology and Petroleum Geology*: Dordrecht, D. Reidel, p. 23-38.
- Zimmerman, J.T.F., 1981. Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies, *Nature*, 290, p. 549-555.

ABSTRACT

Dynamics, architecture and preservation of shelf sand bodies

This document summarizes recent studies on various shelf sand bodies around France (English Channel, Bay of Biscaye, Western Mediterranean) and in the East China Sea. It is mainly based on geophysical investigations and sedimentological analysis.

Sediment dynamics : Many sand waves (large dunes) are in equilibrium with present hydrodynamic regime, especially in high-energy environments such as tidal seas. Their migration rate, which decreases when their height increases, reaches up to 70 m/year for 8 m-high dunes. Combination of wind/wave effects with tidal processes plays an important role in the shape and internal structure of these bedforms. The role of wind-driven currents or fluvial discharge in the dynamics of tidal dunes is demonstrated by episodic or seasonal changes in net bedload transport direction and reversal of dune asymmetry. Along the shelf break, lowstand shoreface sands are reworked into sand wave fields. These bedforms are active in the Celtic Sea, in relation with internal waves, whereas they are relict features in the Western Mediterranean Sea, where they developed around canyon heads, probably during a stillstand taking place during the overall postglacial sea-level rise. Two surveys in 1983 and 1998 demonstrate that sand patches of the outer shelf in the Bay of Biscaye are relict features which developed during the last postglacial rise.

Architecture of sand bodies

A new category of erosional bedforms (climbing at negative angle) is evidenced by seismic data. Depending on sediment availability and substrate erodibility, erosional dunes and sand ridges develop on tide- and wave-dominated shelves. These bedforms have a core with older sediments, therefore their internal structure is not entirely related to the dynamic processes at their origin. Sand ridges and shoreface sands have very similar architecture in two dimensions. Only their orientation with respect to paleoshorelines allows to distinguishing between these two major large sand bodies.

Pleistocene preservation of large sand bodies

Many Pleistocene large sand bodies are well-preserved within supply-dominated (deltaic) margins, whereas accommodation-dominated shelves display one single Pleistocene depositional sequence, resulting from reworking during the last postglacial rise. Large amount of older sediments are only preserved seaward of the lowstand shoreline or within incised-valley fills. This observation is valid for both wave- and tide-dominated shelves. In the East China Sea, geotechnical boreholes provide a chronostratigraphic framework. At least 4 sets of transgressive sand ridges are preserved. Maximum flooding surfaces corresponding to isotopic stages 9, 7, 5e and 1, with a large regional extent, constitute the top of these sand ridges. In the Gulf of Lions, similar preserved sand bodies are interpreted as forced-regressive shorefaces.

RÉSUMÉ

Ce mémoire synthétise les travaux récents sur différents corps sableux de plate-forme. Il est basé sur l'analyse de données géophysiques et sédimentologiques provenant essentiellement des marges françaises (Manche, Atlantique, Méditerranée) et de la Mer de Chine de l'Est.

Dynamique sédimentaire : De nombreuses dunes sous marines sont en équilibre avec le régime hydrodynamique actuel, en particulier dans les environnements à haute énergie des mers à marée. Leur vitesse de migration, qui est inversement proportionnelle à leur taille, atteint 70 m/an dans le cas de dunes de 8 m de hauteur. L'effet combiné de la houle et de la marée joue un rôle important dans le façonnement et la structure interne de corps sableux réputés "tidaux", en Manche et en Mer du Nord, même si c'est la dynamique tidale qui contrôle la migration à long terme des corps sableux. L'importance de l'action d'autres agents dynamiques dans les mers à marée est aussi démontrée par l'inversion épisodique ou saisonnière du transport résiduel et de la polarité des grandes dunes, sous l'effet des courants de dérive ou du débit des fleuves. En rebord de plate-forme, des champs de dunes remaniant des sables de "shoreface" de bas niveau sont observés, même dans des milieux à faible énergie comme le Golfe du Lion. Dans ce dernier cas, les dunes sont fossiles et témoignent probablement d'un stationnement marin durant la remontée eustatique post-glaciaire, alors qu'elles sont actives en Mer Celtique, sous l'effet des ondes internes. Les placages sableux de la plate-forme aquitaine sont également des formes reliques héritées de la dernière transgression, comme le démontrent des levés effectués à 15 ans d'intervalle.

Architecture des corps sableux : L'importance d'une nouvelle catégorie de corps sableux érosifs (migrant avec un angle de chevauchement négatif et incorporant des dépôts sous-jacents) est mise en évidence par de nombreux profils sismiques. Ce phénomène est observé aussi bien dans les grandes dunes que dans les bancs sableux, en domaine dominé par les marées ou les tempêtes, et dépend de l'érodibilité du substrat et de la quantité d'apport sédimentaire. Il en résulte que de nombreux corps sableux présentent une architecture interne en partie héritée de celle des dépôts qu'ils ont remanié, sans relation avec la dynamique de leur mise en place. L'architecture en deux dimensions des deux principaux types de grands corps sableux (bancs et "shorefaces") est très similaire, seule leur orientation -oblique ou parallèle- par rapport aux paléo-rivages permet de les distinguer.

Préservation au Quaternaire : Dans plusieurs régions, on observe des corps sableux formés durant la dernière transgression, en cours d'enfouissement sous les vases apportées en suspension depuis l'embouchure des fleuves. La préservation des corps sableux pléistocènes est favorisée sur les marges dominées par les apports (marges deltaïques), alors que celles dominées par l'accommodation présentent un remaniement des séquences de dépôt durant chaque cycle glacio-eustatique, seul le dernier cycle étant préservé en amont du rivage de bas niveau (à l'exception des remplissages de vallées incisées). Cette règle s'applique aux bancs tidaux des plates-formes dominées par les marées comme aux sables de "shorefaces" des domaines dominés par les houles. En Mer de Chine, où un calage chrono-stratigraphique est possible, on note que les bancs sableux préservés correspondent aux phases transgressives des cycles d'ordre 4 (100 000 ans). Les quatre derniers grands cycles glacio-eustatiques sont ainsi enregistrées, les surfaces d'inondation maximum des stades isotopiques 9, 7, 5e et 1 constituant des surfaces-repères de grande extension au toit des bancs sableux. Dans le Golfe du Lion, des corps sableux similaires sont interprétés comme des "shorefaces" associés aux grandes régressions forcées du Pléistocène.