



**HAL**  
open science

# Morphodynamique à multi-échelles du trait de côte (prisme sableux) du golfe du Lion depuis le dernier optimum climatique

Pierre Ferrer

► **To cite this version:**

Pierre Ferrer. Morphodynamique à multi-échelles du trait de côte (prisme sableux) du golfe du Lion depuis le dernier optimum climatique. Océan, Atmosphère. Université de Perpignan, 2010. Français. NNT: . tel-00532788v2

**HAL Id: tel-00532788**

**<https://theses.hal.science/tel-00532788v2>**

Submitted on 9 Jan 2011

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

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

# **THESE**

Présentée à

**L'Université de Perpignan Via Domitia**

**Par Pierre FERRER**

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR**

**Spécialité : Océanologie-Géologie**

---

## **Morphodynamique à multi-échelles du trait de côte (prisme sableux) du golfe du Lion depuis le dernier optimum climatique**

---

**Soutenue le : 20 Juillet 2010**

**Devant la commission d'examen formée de :**

<b>Mr. Franck Levoy, Professeur, Université de Caen</b>	<b>Rapporteur</b>
<b>Mme. Bernadette Tessier, Directrice de recherche CNRS, UMR 6143</b>	<b>Rapporteur</b>
<b>Mr. Bruno Castelle, Maître de Conférences, université de Bordeaux I</b>	<b>Examineur</b>
<b>Mr. David Menier, Maître de Conférences, Université de Bretagne Sud</b>	<b>Examineur</b>
<b>Mr. Samuel Meulé, Maître de Conférences, Université de Provence</b>	<b>Examineur</b>
<b>Mr. Jean Benkhélil, Professeur, UPVD</b>	<b>Directeur</b>
<b>Mr. Raphaël Certain, Maître de Conférences, UPVD</b>	<b>Co-directeur</b>
<b>Mr. Thierry Courp, Maître de Conférences, UPVD</b>	<b>Co-directeur</b>



## *REMERCIEMENTS*

---

Mon aventure en sciences de la Terre s'est initiée lors du baccalauréat. L'épreuve des sciences de la Vie et de la Terre m'a ouvert les yeux sur mon envie de poursuivre dans cette voie. Après une première année difficile, tout s'est dégoupillé et j'ai lancé mon cursus universitaire. Après des breaks anglo-saxon, breton et montpelliérain, je me suis retourné en terres catalanes pour débiter cette thèse. Après 4 ans et demi, le manuscrit est enfin « prêt » ou presque, chaque relecteur aura toujours quelque chose à redire et la science avance constamment. Rien que le chapitre « état de l'art » est en perpétuelle évolution vu les progrès technologiques. En dehors de la thèse à proprement parlé, ces années m'ont ouvert l'esprit et surtout les yeux sur les difficultés à gérer le « mini-état » qu'est l'université. Seulement six mois de vice-présidence étudiante m'ont suffi pour le voir. Mais cela m'a appris à gérer des budgets, les problèmes humains,...

Je tiens à remercier les membres du jury pour avoir pris le temps de se déplacer et de lire mon manuscrit qui je l'espère, leur paraîtra intéressant et enrichissant. Ce fut un plaisir de pouvoir échanger avec eux avant, pendant et après la soutenance. J'espère avoir la possibilité de continuer à collaborer avec eux tout au long des années qui suivront.

La réalisation de cette thèse n'aurait pas été possible sans le concours de mes directeurs de thèse. Le premier, Docteur Raphaël Certain, avec lequel j'ai partagé écrits, oraux, congrès, qui a su me montrer la voie et me faire passer du littéraire au scientifique à force d'acharnement. Sa présence m'a paru au début un peu envahissante mais après de nombreuses discussions avec d'autres thésards, cela fait plaisir de pouvoir compter sur son directeur. Mes deux autres directeurs, le Professeur Jean Benkhélil et le Docteur Thierry Courp, avec lesquels j'ai eu l'occasion de converser sur mes problématiques. Leur éclairage m'a permis d'ouvrir de nouvelles optiques de recherche.

Une personne ne fait pas partie de mes directeurs de thèse mais il peut quand même se considérer comme, je parle du Professeur Jean-Paul Barusseau, à qui j'ai eu la douloureuse expérience de demander de relire mon manuscrit. Le premier retour a fait très mal, le second était plus agréable. Je me suis préparé psychologiquement pour les suivants.

Un grand merci à Patrick grâce à qui j'ai passé de bons moments sur le bateau lors des campagnes d'acquisition topo-bathymétrique et sismique, souvent un verre plein dans une main et le fouet catalan qui va bien avec dans l'autre.

Bien que ce travail ait été réalisé en totalité à l'université de Perpignan, sur les littoraux de Leucate-Plage et de Sète, de nombreux échanges ont eu lieu avec les membres du laboratoire Géosciences de l'université de Montpellier 2. Les collaborations multiples, au travers de la plate-forme technologique GLADYS, ont été très enrichissantes et rafraichissantes telles que les plongées en compagnie du Docteur Frédéric Bouchette, les mises à l'eau délicates à la plage de La Tamarissière pour le travail du Docteur Nans Bujan, les campagnes d'acquisition de sismique réflexion dans les lagunes palavasiennes pour les travaux du Docteur Olivier Raynal où nous avons du pousser le bateau. En dehors des collaborations physiques, je remercie toute l'équipe de ce laboratoire pour les discussions enrichissantes sur nos thématiques de recherches : Professeur Michel Séranne, Docteurs Laurent Dezileau et Yann Lerrede. Une pensée particulière pour le Docteur Pierre Sabatier, que j'ai rencontré en 2000 lors d'un voyage au Cap Vert et que j'ai retrouvé sur Montpellier.

Un moment important dans ma thèse a été la publication de mon premier article en premier auteur. Cet article paru dans le Bulletin de la Société Géologique de France n'aurait pas pu voir le jour sans le travail coordonné avec Mme le Professeur Bernadette Tessier et le futur docteur Massinissa Benhabdelouahed.

Les autres membres importants qui ont collaboré à ce travail et dont il ne faut pas oublier de les remercier : Fanny Adloff, Laurent Cance, Cécile Fehr et Mathieu Gervais. Grâce à eux, tous les champs ont pu être investigués et toutes les campagnes de terrain réalisées.

Ce travail n'aurait pas été possible sans la mise à disposition de données de la Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement du Languedoc Roussillon, Pierre-Yves Valantin et Cyril Vanroye.

Docteur François Bourrin pour les données de la bouée POEM, mises à disposition.

L'équipe perpignanaise avec Serge, Henri, Lies, Maria-Angela, Virginie, Rosy, Dominique, Elias, Franck, Christine, Marion, Philippe, Jérôme, Edda, Mohamad avec qui nous avons fait des galettes des rois, des apéros, des soirées, du futsal, du badminton. Mon poto Cédric avec qui j'ai bien rigolé aux doctoriales et je l'espère avec qui je rigolerai encore beaucoup.

Les derniers scientifiques à remercier sont ceux rencontrés lors des différents congrès, réunions de programmes et expérimentations de terrain : les « bordelais » : Bruno, Rafaël, Nicolas, Nadia, Philippe, Jean-Paul, Aurélie, Virginie ; les « orléanais » : Jérôme, Rodrigo, Déborah ; les « bretons » : Aurélie, Gwenaël, Isabelle, Angélique, Benjamin, Vincent ; et les autres : Anne-Sophie, Marianne.

Ces années de thèse n'auraient pas été les mêmes si toi, Marie-France, n'avait pas été là, pour m'écouter, me faire mes ordres de mission, pour préparer tes bons petits repas.

Mon activité administrative au sein de l'université de Perpignan a été facilitée par le soutien d'Alexandre Hérisson, d'Isabelle Olivé, de Carine Garcia, d'Isabelle Cauwet. Les équipes du S.U.R.I. et de la communication ont également été d'une aide précieuse.

Mes amis plongeurs des clubs de Plongée Aquablue à Banyuls sur Mer : Eric, Isabelle, Ronan, Céline, Shankaran, de l'université : Marc, Georges, Patrick, Eric, Sabrina, grâce à qui j'ai pu me détendre dans le monde du silence.

Enfin, je tiens à conclure ces remerciements avec les membres de ma famille, ma mère, mon père, ma sœur et son mari, mes grands-parents, ma cousine et surtout ma « pacsée » Céline, rencontrée le 30 novembre 2008.

Une dernière pensée ira à mes grands-parents et à mon « oncle-parrain » qui nous ont quitté trop tôt et qui ne pourront pas participer à la fête.



<b>Introduction générale.....</b>	<b>- 1 -</b>
<b>Chapitre I – Le milieu littoral sableux .....</b>	<b>- 7 -</b>
I. Morphodynamique côtière : principes et concepts .....	- 7 -
II. Morphologies littorales .....	- 9 -
III. Le prisme sableux littoral .....	- 11 -
1. Edification et évolution des barrières littorales .....	- 11 -
2. Le prisme sableux émergé .....	- 23 -
3. Le prisme sableux immergé.....	- 25 -
IV. L’hydrodynamique en milieu littoral.....	- 48 -
1. Description du zonage courantologique du système côtier .....	- 48 -
2. Hydrodynamique au dessus d’un système de barre rectiligne .....	- 50 -
3. Hydrodynamique au dessus d’un système de barres transverses.....	- 51 -
4. Hydrodynamique au dessus d’un système de barres en festons .....	- 51 -
<b>Chapitre II – La zone d’étude .....</b>	<b>- 55 -</b>
I. Le Golfe du Lion .....	- 55 -
1. Présentation générale .....	- 55 -
2. Le régime de houle .....	- 55 -
3. La dérive littorale.....	- 56 -
4. Les plages et leurs avant-côtes.....	- 57 -
II. Le littoral de Sète .....	- 58 -
1. Présentation générale .....	- 58 -
2. Géographie et géologie régionale .....	- 59 -
3. La lagune de Thau.....	- 59 -
4. Climatologie locale .....	- 61 -
5. L’avant-côte .....	- 62 -
III. Le littoral de Leucate .....	- 63 -
1. Présentation générale .....	- 63 -
2. Géographie et géologie régionale .....	- 63 -
3. L’étang de Salses-Leucate .....	- 64 -
4. Climatologie locale .....	- 67 -
5. L’avant-côte .....	- 68 -

<b>Chapitre III – Matériel et méthode d’analyse .....</b>	<b>- 73 -</b>
I. Données disponibles .....	- 73 -
II. Méthodologie de terrain .....	- 73 -
1. Les données morphologiques.....	- 73 -
2. Les données de géophysique.....	- 76 -
3. Les données sédimentologiques.....	- 81 -
4. Les données hydrodynamiques .....	- 81 -
5. Les données météorologiques.....	- 85 -
III. Traitement des données. ....	- 85 -
1. Les données morphologiques.....	- 85 -
2. Les données géophysiques.....	- 86 -
3. Les données sédimentologiques.....	- 91 -
4. Les données hydrodynamiques.....	- 91 -
<b>Chapitre IV – Evolution du littoral à l’échelle géologique : Reconstruction paléogéographique et mise en place de la lagune de Thau .....</b>	<b>- 97 -</b>
I. Résultats .....	- 97 -
1. Description des unités sismiques .....	- 97 -
2. Les données sédimentologiques.....	- 108 -
II. Interprétation stratigraphique du continuum lagune barrière avant-côte .....	- 113 -
III. Discussion.....	- 118 -
1. L’héritage géologique .....	- 119 -
2. Les apports sédimentaires .....	- 120 -
3. Les variations climatiques au cours du remplissage.....	- 122 -
IV. Conclusion.....	- 123 -
<b>Chapitre V – Evolution d’un littoral à double barre festonnée à l’échelle pluriannuelle et évènementielle (Leucate-Plage).....</b>	<b>- 127 -</b>
I. Forçages hydrodynamiques .....	- 129 -
1. Les conditions de forçage pendant la période de suivi .....	- 129 -
2. Les conditions de faible agitation sur le site de Leucate-Plage ( $H_{1/3} < 2$ m)-	132 -
3. Les conditions de forte agitation.....	- 142 -
4. Interprétation.....	- 149 -
5. Comparaison de la circulation observée et de différents schémas hydrodynamiques pour les systèmes de barres d’avant-côte festonnées.....	- 151 -
II. Morphodynamique du système sableux .....	- 154 -

1. Morphodynamique de la plage émergée .....	154 -
2. Morphodynamique de l'avant-côte .....	168 -
3. Interprétation.....	187 -
4. Discussion.....	194 -
III. Conclusion .....	199 -
<b>Synthèse et conclusion.....</b>	<b>204 -</b>
I. Résultats majeurs.....	204 -
1. A l'échelle d'un lido et/ou d'une lagune .....	204 -
2. A l'échelle d'une plage émergée et immergée.....	205 -
II. Synthèse des paramètres de contrôle du trait de côte définis dans cette étude -	206 -
1. Pour le lido.....	206 -
2. Pour la limite de la plage émergée et de la plage immergée.....	207 -
III. Perspectives futures de l'évolution des littoraux du Languedoc-Roussillon en fonction des variations des différents forçages (2050-2100) .....	208 -
1. 2050 .....	212 -
2. 2100 .....	214 -
3. Influence de l'activité anthropique .....	214 -
IV. Perspectives de recherche.....	215 -
1. Barrières littorales et lagunes à l'échelle géologique .....	215 -
2. Cordon littoral (plages émergée et immergée) aux échelles événementielle et pluriannuelle.....	216 -



## *LISTE DES FIGURES*

---

Figure I. 1 : Représentation schématique de l'approche morphodynamique incluant les facteurs environnementaux et leur influence sur le système côtier. Les flèches indiquent le rapport entre les différents compartiments sans tenir compte de l'aspect temporel [modifié d'après Cowell & Thom, 1994].....	- 7 -
Figure I. 2 : Définition spatiale et temporelle de l'approche morphodynamique dans l'évolution des systèmes côtiers [modifiée d'après Cowell & Thom, 1994]. ....	- 8 -
Figure I. 3 : Classification des côtes en fonction de l'énergie dominante [traduite d'après Hayes, 1979].....	- 10 -
Figure I. 4 : Classification des environnements côtiers en fonction des morphologies, de la tendance évolutive et des processus hydrodynamiques dominants [Boyd <i>et al.</i> , 1992]. ....	- 10 -
Figure I. 5 : Les différents types de prismes visibles le long d'une côte hétérogène avec deux variables : la pente de l'avant-côte et les apports sédimentaires. Ce type de côte présente à son extrémité un promontoire rocheux sur lequel est fixé une flèche sableuse (advancing spit) qui lorsqu'elle isole totalement la baie devient une « bay barrier (bb) », si elle s'attache à un autre promontoire rocheux, ou une « barrier island (bi) » si elle suit la côte et s'attache sur du sédiment meuble. Cette île barrière peut être continue ou entaillée par des graus et présenter localement des « tidal flat (td) ». Sous l'action des apports sédimentaires, le prisme peut prograder vers le large pour former des plaines d'estran ou « strand plain (sp)» au niveau d'un delta ou des corps sédimentaires sur la plate-forme interne (ssb) si la pente est trop forte [Roy <i>et al.</i> , 1994].....	- 12 -
Figure I. 6 : Schéma d'une barrière rétrogradante ou transgressive (A) présentant toutes les morphologies rencontrées durant une remontée du niveau marin (B) mettant en évidence la rétrogradation de la barrière vers le continent. (C) Organisation stratigraphique des dépôts de washover sur une barrière [Roy <i>et al.</i> , 2004]. ....	- 13 -
Figure I. 7 : Principaux modèles de formation des barrières d'avant-côte ("barrier island") reprenant le modèle proposé par De Beaumont (a) [1845], le modèle proposé par Gilbert (b) [1885] et celui proposé par McGee (c) [1890] [Davis & FitzGerald, 2004].....	- 14 -
Figure I. 8 : Classification ternaire des barrières littorales en fonction des trois éléments dominants : les apports sédimentaires = « river », l'influence des vagues = « wave » et l'influence de la marée = « tide » [d'après Dalrymple <i>et al.</i> , 1992, Boyd <i>et al.</i> , 1992]. WDD = Wave-Dominated Delta et TDD = Tide-Dominated Delta. ....	- 15 -

Figure I. 9 : Courbes des variations du niveau marin pour la période post-glaciaire [compilation d'après Camoin <i>et al.</i> , 2004]. Les données proviennent de coraux étudiés dans plusieurs régions : Tahiti [Bard <i>et al.</i> , 1996], la Barbade [Fairbanks, 1989], Mururoa [Camoin <i>et al.</i> , 2001], la plate-forme de la Sonde [Hanebuth <i>et al.</i> , 2000] et le bassin Bonaparte [Liu <i>et al.</i> , 2001].	- 16 -
Figure I. 10 : Courbe de variations du niveau marin pour la mer Méditerranée prenant en compte la contribution glacio-hydro-isostatique. Les points représentent les observations avec leur incertitude [modifié d'après Lambeck & Bard, 2000].	- 17 -
Figure I. 11 : Les différentes barrières abritant une lagune en fonction de leur connexion au continent [Davis & FitzGerald, 2004].	- 20 -
Figure I. 12 : Dépôts sédimentaires à l'intérieur d'une lagune [OzCoasts, 2008]. Ces dépôts sont décrits en fonction des processus de mise en place.	- 22 -
Figure I. 13 : Terminologie pour un profil de plage dotée d'une berme [modifié d'après Komar, 1997].	- 25 -
Figure I. 14 : Exemples des différents types de barres d'avant-côte en bloc diagramme tridimensionnel et en bidimensionnel [modifié d'après Masselink & Hughes, 2006 ; Castelle <i>et al.</i> , 2007, NzCoast, 2007]. Les flèches représentent les courants d'arrachement situés au niveau des fosses. A – en présence d'une barre rectiligne. B – en présence d'une barre festonnée. C – en présence de barres transverses. D – en présence d'un système barre/baïne. Au niveau de la plage émergée (en jaune), le trait ondulé en marron décrit des croissants de plage et le trait noir des falaises d'érosion. Au niveau de la plage immergée, les flèches en bleu décrivent des courants d'arrachement situés au niveau de zones plus profondes (fosses et autres).	- 27 -
Figure I. 15 : Variations morphologiques des plages et des barres associées en tenant compte des paramètres des vagues, de la marée, de la granulométrie et de la présence d'enrochements [Short, 1999a ; modified from Hesp & Hilton, 1996].	- 28 -
Figure I. 16 : Classification proposée par Wright & Short [1984] avec les valeurs $\Omega$ [Gourlay, 1968] et K [Sunamura, 1988] correspondantes. A droite, la correspondance de la classification de Wright & Short [1984] avec la description faite par Lippman & Holman [1990] [Short & Aagaard, 1993].	- 30 -
Figure I. 17 : Photographies de plages à barres rectilignes, Wanganui, Nouvelle Zélande (A), Eatern Beach, Victoria en Nouvelle Zélande (B) (Short, 1999b) et Sète, France (C) (Gervais, communication personnelle).	- 31 -

Figure I. 18 : Terminologie d'une barre en croissant présentant la crête de la barre, le ventre et les cornes [Froidefond <i>et al.</i> , 1990].....	- 32 -
Figure I. 19 : Modèle de circulation de courants moyens associé aux barres en croissant symétriques et dissymétriques et à l'incidence des vagues [Castelle <i>et al.</i> , 2006]. .....	- 34 -
Figure I. 20 : Circulation hydrodynamique observée au niveau d'un système à barres transverses [Aagaard & Masselink, 1999; modifié d'après Wright & Short, 1984].....	- 35 -
Figure I. 21 : Morphologies en « rip head bar », non attachées (d) ou attachées (e) au niveau des barres transverses [Brander, 1999]. .....	- 36 -
Figure I. 22 : Figure représentant les <i>transverse finger bars</i> (en trait pointillé) [modifié d'après Ribas & Kroon, 2007]. .....	- 36 -
Figure I. 23 : Séquence tridimensionnelle des changements morphologiques d'une plage dominée par l'énergie des vagues. Les colonnes correspondent aux conditions des vagues, à gauche en période d'accrétion et à droite en période d'érosion [Short, 1999; modifié d'après Short, 1979 ; Wright & Short, 1984 ; Sunamura, 1988 ; Lippman & Holman, 1990].....	- 39 -
Figure I. 24 : Classification des systèmes à double barres basée sur plusieurs études [Goldsmith <i>et al.</i> , 1982 ; Bowman & Goldsmith, 1983 ; Wright & Short, 1984]. Ce schéma présente une compilation des combinaisons des morphologies des barres interne et externe en indiquant leur présence via un pourcentage (carré noir). De gauche à droite, la barre externe est relativement inactive ; pendant que la barre interne migre vers la côte. De haut en bas, les deux barres migrent vers la côte [Short & Aagaard, 1993].....	- 41 -
Figure I. 25 : Classification des systèmes à barres multiples proposée par Aagaard [1991] pour 1-5 sur les côtes danoises ; et par Short [1991, 1992] pour a-f pour les côtes néerlandaises. Les séquences observées débutent par des épisodes extrêmes (en haut) puis les conditions hydrodynamiques diminuent (vers le bas). Les états a, e et f sont purement théoriques et n'ont jamais été observés [Short & Aagaard, 1993].....	- 43 -
Figure I. 26 : Séquence 1, observée de mars 1979 à juin 1979, débutant par des conditions hydrodynamiques de vagues à incidence oblique et à énergie modérée [Goldsmith <i>et al.</i> , 1982].....	- 46 -
Figure I. 27 : Séquence 2, observée de novembre 1978 à janvier 1979, débutant par des conditions hydrodynamiques de vagues à incidence normale et de grande énergie [Goldsmith <i>et al.</i> , 1982].....	- 47 -
Figure I. 28 : Définition des différentes zones et processus hydrodynamiques en fonction de la transformation des vagues sur des plages naturelles [modifié de Aagaard & Masselink, 1999]. .....	- 49 -

Figure I. 29 : Représentation schématique des courants s'exprimant à l'approche de la côte dans le concept d'ajustement dynamique. Sur le profil supérieur, les courants visualisables se développent en conditions de faible énergie. Sur le profil inférieur, les courants décrits correspondent à des conditions de forte énergie [Cowell <i>et al.</i> , 1998].	- 49 -
Figure I. 30 : Profil de vitesse des courants sur la colonne d'eau [McKee Smith, 1995].	- 50 -
Figure I. 31 : Circulation hydrodynamique au dessus d'un système de barre rectiligne avec la mise en place de courant de retour [Van Rijn, 1998].	- 50 -
Figure I. 32 : Circulation hydrodynamique au dessus d'un système de barres en festons [modifié de MacMahan <i>et al.</i> , 2006].	- 52 -
Figure II. 1 : Carte bathymétrique du Golfe du Lion [modifié de Raynal, utilisée avec l'autorisation de l'auteur ; carte bathymétrique basée sur Berné <i>et al.</i> , 2002].	- 56 -
Figure II. 2 : Carte schématique de la direction la dérive littorale dominante et du transport sédimentaire associé [modifiée d'après Certain, 2002].	- 57 -
Figure II. 3 : Localisation du littoral de Sète et de la lagune de Thau. A – Extrait de la carte géologique du bassin versant de la lagune de Thau [modifié de DIREN, 2008]. B – Extrait de la carte hydrologique du bassin versant de la lagune de Thau [modifié de DIREN, 2008].	- 58 -
Figure II. 4 : Scénario global de formation du bassin de l'Etang de Thau depuis l'Eocène [Les écologistes de l'Euzière, 1999].	- 60 -
Figure II. 5 : Bilan hydrologique de la lagune de Thau.	- 61 -
Figure II. 6 : Bilan moyen hydrique par mois, sur le site de Sète pour une période de 1996 à 2005	- 61 -
Figure II. 7 : Bilan journalier des directions et des vents sur une période allant de 2000 à 2005 [source Météo France].	- 62 -
Figure II. 8 : Image L.I.D.A.R. de l'avant-côte sétoise [source DREAL LR]. Sur cette image, la plage émergée est représentée en rouge et la plage immergée est représentée par un dégradé du jaune vers le bleu.	- 62 -
Figure II. 9 : Localisation du littoral de Leucate et de la lagune de Salses-Leucate. A – Extrait de la carte géologique du bassin versant de la lagune de Salses-Leucate [modifié de DIREN, 2008]. B – Extrait de la carte hydrologique du bassin versant de la lagune de Salses-Leucate [modifié de DIREN, 2008].	- 64 -
Figure II. 10 : Principales étapes de la formation et du remplissage de la lagune de Leucate [Certain <i>et al.</i> , 2004].	- 66 -
Figure II. 11 : Bilan moyen des précipitations par mois, sur le site de Leucate pour la période de 1996 à 2005 [source Météo France].	- 67 -

Figure II. 12 : Bilan des directions et des force du vent (moyenne sur une journée) sur une période allant de 2000 à 2005 [source Météo France]. .....	- 68 -
Figure II. 13 : Image L.I.D.A.R. de l'avant-côte leucatoise présentant un système double de barres festonnées [source DREAL LR]. Sur cette image, la plage émergée est représentée en rouge et la plage immergée est représentée par un dégradé du jaune vers le bleu. ....	- 69 -
Figure III. 1 : Plan de positionnement (en rouge) lors du suivi bathymétrique (en rouge), du suivi topographique (en vert) et du suivi du trait de côte (en jaune). ....	- 74 -
Figure III. 2 : Photographie d'un sondeur mono-faisceau de type Tritech ST500. ....	- 75 -
Figure III. 3 : Théodolite de type Geodimeter 400, utilisé lors du suivi topographique. ....	- 76 -
Figure III. 4 : Photographie d'un boomer IKB-Seistec [source UMR M2C]. ....	- 77 -
Figure III. 5 : Photographie de la chaine d'acquisition utilisée lors des campagnes d'acquisition au boomer. A – Enregistrement analogique et visualisation des données en temps réel. B – Boîte à filtre SPA-3. C – Génératrice haute tension ENERGOS SIG pour l'émission du signal [modifié de Benabdellouahed, 2005]. ....	- 77 -
Figure III. 6 : Plan de position des profils sismiques et des carottes sédimentaires réalisés dans la lagune de Thau, sur le lido et sur l'avant-côte. ....	- 78 -
Figure III. 7 : Le système SES 2000 compact de Innomar. A - La génératrice. B - Le transducteur. C - Une capture d'écran lors d'une campagne d'acquisition. D – Principe de fonctionnement du système SES 2000 en utilisant une onde primaire (en bleu foncé) et une fréquence secondaire (en bleu turquoise). ....	- 79 -
Figure III. 8 : Photographie du géoradar déployé [source Laboratoire Géosciences Montpellier]. ....	- 80 -
Figure III. 9 : Capture d'écran (fournie par RAMAC) du logiciel Groundvision® lors d'une mission d'acquisition au géoradar. ....	- 80 -
Figure III. 10 : Plan de positionnement des appareils de mesures hydrodynamiques déployés durant tout le suivi sur la zone d'étude, incluant la bouée Datawell et les ADV et ADCP déployés lors de la campagne intensive de mesures. ....	- 82 -
Figure III. 11 : ADCP de type Sentinel (RD Instruments) ....	- 82 -
Figure III. 12 : ADV de type Vector (Nortek), utilisé lors de la campagne FEST1. ....	- 84 -
Figure III. 13 : Photographie d'une bouée datawell déployée [source DREAL LR]. ....	- 85 -
Figure III. 14 : Carte météorologique des fronts atlantiques [source Météo France]. ....	- 85 -
Figure III. 15 : Capture d'écran (fournie par Innomar) lors du traitement de la sismique de type chirp, sous ISE (Innomar). ....	- 87 -

Figure III. 16 : Plan de position des profils sismiques réalisés dans la lagune de Salses-Leucate et sur l'avant-côte. ....	- 89 -
Figure III. 17 : Exemple d'un profil sismique acquis dans la lagune de Salses-Leucate [modifié d'après Certain <i>et al.</i> , 2004]. Les deux profils supérieurs sont issus du boomer IKB Seistec (profil brut en haut, profil interprété en dessous). En bas le même profil issu du SES 2000 compact. En bas à droite la localisation de ce profil. ....	- 90 -
Figure III. 18 : Photographie du sédigraphe 5100 de Micromeretics. ....	- 91 -
Figure III. 19 : Capture d'écran lors de la récupération des données acquises lors de la campagne FEST1 via le logiciel Wavemon (RD Instruments). A – Direction et information du courant de fond au niveau de la première cellule d'acquisition. B – Profil de courant sur la colonne d'eau. C – Historique de la vague utilisant les variations de hauteur significative dans le temps. D – Description de la zone de propagation des courants moyennés sur la verticale. E – Spectre de houle à l'instant t. ....	- 92 -
Figure III. 20 : Capture d'écran du logiciel Waveview, montrant un exemple de résultats acquis lors d'une campagne d'acquisition hydrodynamique. A – Séries temporelles reportant les valeurs des hauteurs significatives Hs (vert), la période T (jaune), de la direction (rouge) et des vitesses moyennes (bleu). B – Zoom sur le spectre de houle. C – Spectre de direction de la houle. D – Spectre des séries temporelles montrant les événements énergétiques. ....	- 93 -
Figure IV. 1 : – (A) Profil sismique P27 Erreur ! Source du renvoi introuvable. et (B) son interprétation. L'unité principale du remplissage lagunaire est l'unité U2L qui se divise en deux sous-unités U2-1L et U2-2L. (C) en se basant sur les faciès acoustiques, des séquences élémentaires (de s1 à s7) peuvent être distinguées dans U2-1L et U2-2L. La ligne verticale dans U2-2L montre la position de la carotte sédimentaire CAL4. D2 et D3 indiquent la position des échantillons datés (l'incertitude verticale est liée à la compaction du sédiment durant le prélèvement). ....	- 100 -
Figure IV. 2 : (A) Profil sismique extrait de P32 et son interprétation. (B) Profil sismique extrait de P27 et son interprétation. Les terminaisons des réflecteurs sismiques des séquences élémentaires forment des onlaps sur le substratum au niveau des bordures de la lagune (A). Les réflecteurs de U2-1L se biseautent en onlap sur U1L autour des points hauts du substratum (B) pendant que les réflecteurs de s4 et s5 sont tronqués en toplap par s6. ....	- 102 -
Figure IV. 3 : Position des carottes sédimentaires CAL1, CAL2, CAL3 sur leurs profils sismiques respectifs 17 (A), 04 (B), 32 (C). ....	- 103 -
Figure IV. 4 : (A) Profil sismique P25 et (B) son interprétation. ....	- 105 -

Figure IV. 5 : Cartes de la lagune de Thau représentant (A) la bathymétrie, (B) les isohypses du toit du substratum (U0) et (C) les isopaques du remplissage sédimentaire (U1L + U2L), reconstruites à partir des données de sismique réflexion. ....	- 106 -
Figure IV. 6 : Exemple de profils transversaux à la barrière littorale de Sète .....	- 107 -
Figure IV. 7 : Photographies des carottes sédimentaires prélevées dans la lagune de Thau (CAL1 à CAL4). ....	- 110 -
Figure IV. 8 : Logs sédimentologiques des carottes sédimentaires CALAMAR. CAL1, CAL3 et CAL4 peuvent être corrélées de manière satisfaisante car elles sont positionnées dans la lagune. Elles sont principalement composées d'argiles fines (couleur verte) avec des lits à forte concentration de débris coquilliers. CAL2 est plus proche du lido. Elle montre une distribution plus homogène du sédiment avec quelques lits sableux intercalés (couleur orangée). Les échantillons datés sont indiqués. Les séquences élémentaires de s2 à s7 décrites sur les profils sismiques sont indiquées. ....	- 111 -
Figure IV. 9 : Logs sédimentologiques des carottages SC10, SC9 et SC8) prélevés sur le lido en face de la ligne sismique (Figure IV. 6). ....	- 112 -
Figure IV. 10 : Profil transversal complet synthétique englobant la lagune de Thau, la barrière littorale (de Sète à Marseillan) et l'avant-côte associée. ....	- 115 -
Figure IV. 11 : Reconstruction paléogéographique de la formation de la lagune de Thau. Dans le coin supérieur gauche, position chronologique de l'étape durant les variations du niveau marin post-glaciaire [basé sur Fairbanks, 1989; Bard <i>et al.</i> , 1990; Dubar & Anthony, 1995 ; Hanebuth <i>et al.</i> , 2000]. ....	- 117 -
Figure IV. 12 : Evolution morphologique du delta du Rhône en relation avec l'évolution de la lagune de Thau [modifié de Vella <i>et al.</i> , 2005]. ....	- 121 -
Figure IV. 13 : Principales étapes de l'évolution du delta du Rhône depuis 7200 ans [L'Homer <i>et al.</i> , 1981]. ....	- 121 -
Figure V. 1 : Représentation tridimensionnelle de la zone d'étude englobant les plages émergée et immergée (Avril 2006, projection Lambert 93). Le trait rouge représente la position moyenne du trait de côte durant le suivi et le trait bleu en pointillé le niveau marin moyen. ....	- 128 -
Figure V. 2 : Plan de position des bouées utilisées lors du suivi du littoral de Leucate-Plage. Les bouées de couleur rouge représentent les trois bouées Datawell alors que celle en jaune représente la bouée POEM (modifié d'après le site internet Candhis, 2010). ....	- 130 -
Figure V. 3 : Houlogrammes réalisés à partir des données de la bouée Datawell située au large de Leucate-Plage (source DREAL LR), présentant les hauteurs significative ( $H_{1/3}$ ) et	

maximales (Hmax) ainsi que les levés topo-bathymétriques associés (en vert) du 15 décembre 2006 au 31 décembre 2008.....	- 131 -
Figure V. 4 : Plan de position des appareils de mesure lors de la campagne intensive d'acquisition hydrodynamique sur un fond topo-bathymétrique acquis le 18 janvier 2007 (projection : Lambert 93). .....	- 132 -
Figure V. 5 : Houlogramme enregistré grâce à l'ADV1-UPVD à l'entrée du système de barres (hauteur significative $H_{1/3}$ , élévation du niveau marin h, incidence $D_p$ et période $T_p$ ) et données associées (force du vent $W_f$ et direction du vent $W_D$ , source Météo France) durant la campagne intensive de mesures hydrodynamiques.....	- 135 -
Figure V. 6 : A – Représentation de la houle(flèche verte) et des courants mesurés à 73 cm du fond le 22 janvier 2007 à 18h.....	- 136 -
Figure V. 7 : Carte des profils verticaux des courants, lors de l'épisode. ....	- 137 -
Figure V. 8 : A – Représentation de la houle (flèche verte) et des courants mesurés à 73 cm du fond le 25 janvier 2007 à 9h. B – Photographie prise de la plage (N à gauche) lors de l'évènement de tempête du 25 janvier 2007 après le pic de tempête (14h).....	- 138 -
Figure V. 9 : Spectre d'énergie à l'entrée du système (ADV1) le 25 janvier 2007. A – à 9h. B – à 12h. ....	- 138 -
Figure V. 10 : Carte des profils verticaux des courants lors de l'épisode de tempête du 25 janvier 2007.....	- 139 -
Figure V. 11 : A – Carte des profils verticaux de courants lors de l'épisode de tempête du 30 janvier 2007. B – Spectre d'énergie à l'entrée du système (ADV1) pour le 30 janvier 2007 à 6h.....	- 140 -
Figure V. 12 : A – Carte des profils verticaux de courants, lors de l'épisode de forte tramontane du 24 janvier 2007. La flèche blanche indique le sens de propagation de la houle. B – Photographie prise le 9 février 2007, en situation de forte tramontane similaire au cas du 24 janvier 2007. Les falaises de Leucate-Plage sont situées sur la gauche de la photo. C – Spectre d'énergie à l'entrée du système (ADV1) le 24 janvier 2007.....	- 141 -
Figure V. 13 : A – Carte des profils verticaux des courants par beau temps, situation du 11 février 2007. B – Spectre d'énergie à l'entrée du système (ADV1) le 11 février 2007....	- 142 -
Figure V. 14 : Modélisation hydrodynamique pour une houle d'entrée de $H_{1/3} = 4$ m, de période 8 secondes et d'incidence sud-est.....	- 144 -
Figure V. 15 : Modélisation hydrodynamique pour une houle d'entrée de $H_{1/3} = 4$ m, de période 8 secondes et d'incidence nord-est.....	- 145 -

Figure V. 16 : Modélisation hydrodynamique pour une houle d'entrée de $H_{1/3} = 4$ m, de période 8 secondes et d'incidence frontale..	- 146 -
Figure V. 17 : Modélisation hydrodynamique pour une houle d'entrée de $H_{1/3} = 7$ m, de période 8 secondes et d'incidence frontale.	- 148 -
Figure V. 18 : Modèle schématique de circulation hydrodynamique intégrée sur la verticale au dessus du système à deux barres festonnées de Leucate-Plage,	- 151 -
Figure V. 19 : Courants observés lors du tombant de tempête pour un littoral à barres d'avant-côte en festons RBB [Van Rijn, 1998].	- 152 -
Figure V. 20 : Morphologie et nomenclature utilisée pour la comparaison des cartes topographiques de la plage émergée en 2D et en 3D (projection en Lambert 93).	- 155 -
Figure V. 21 : Photographie aérienne oblique de la zone d'étude prise en mars 2007, mettant en évidence les sinuosités du trait de côte et la discontinuité du cordon dunaire.	- 155 -
Figure V. 22 : Profils extrêmes mettant en évidence les variations de pente au niveau de la plage émergée. Le profil bleu illustre une section transversale, située au niveau de la corne de sinuosité A2, à pente douce et moyenne alors que le profil rose illustre une coupe au niveau d'une des grandes dépressions (D2).	- 156 -
Figure V. 23 : Exemple de comparaison des cartes topographiques (2D en haut et 3B en bas) entre deux dates successives utilisant le calcul différentiel de volume pour visualiser les principales zones de changements morphologiques. Les zones en rouge sont des zones d'acréition et les zones en bleu des zones d'érosion.	- 157 -
Figure V. 24 : Représentation en 2 et 3 dimensions de la topographie de Leucate Plage des 5 et 6 avril 2006 (à gauche). Compilation de tous les profils topographiques sur la zone (à droite) au niveau d'un ventre de sinuosité de plage avec sa dépression de haut de plage associée et d'une corne de sinuosité avec son plat de haut de plage.	- 158 -
Figure V. 25 : Représentation schématique d'une sinuosité de plage. ET désigne l'extension transversale entre la position des cornes et celle du ventre de sinuosité de plage et $\lambda$ la distance séparant deux cornes.	- 159 -
Figure V. 26 : Séquence de migration de la berme enregistrée entre le 6 janvier 2008 et le 9 mars 2008, au niveau d'un ventre de sinuosités de plage lors d'épisodes hydrodynamiques d'énergie décroissante, concomitant d'une érosion totale d'environ $55 \text{ m}^3 \cdot \text{ml}^{-1}$ .	- 160 -
Figure V. 27 : Migration des profils transversaux moyennés de la plage émergée au niveau d'un ventre d'une sinuosité de plage et sous l'action de houle faiblement énergétique (en marron) et fortement énergétiques (en bleu).	- 161 -

Figure V. 28 : Migration des profils transversaux moyennés de la plage émergée au niveau d'une corne d'une sinuosité de plage et sous l'action de houle faiblement énergétique (en marron) et fortement énergétiques (en bleu).....	- 161 -
Figure V. 29 : A - Variations de la position du trait de côte durant tout le suivi.....	- 163 -
Figure V. 30 : Séquence de migration du trait de côte, du 6 janvier 2008.....	- 164 -
Figure V. 31 : A - Graphique représentant le rapport entre la distance de la crête de la berme d'une corne de sinuosité de plage par rapport à la crête du cordon dunaire et l'extension transversale ET.....	- 166 -
Figure V. 32 : Modèle conceptuel d'évolution de la plage émergée et du trait de côte. A – Position moyenne des crêtes de berme.....	- 167 -
Figure V. 33 : Profil sismique n°20, acquis à Leucate-Plage, mettant en évidence le substratum et le sommet du disponible sédimentaire total.....	- 169 -
Figure V. 34 : Ensemble des profils sismiques transversaux (en rouge sur le plan de position) utilisés pour pointer le toit du substratum.....	- 170 -
Figure V. 35 : Ensemble des profils sismiques longitudinaux (31, 33, 35, 37) croisés avec un profil sismique transversal (18) utilisés (en rouge sur le plan de position) pour pointer le toit du substratum.....	- 171 -
Figure V. 36 : Représentation tridimensionnelle de la bathymétrie (ici en dégradé du bleu au vert) et du toit du substratum (ici en dégradé de rouge).....	- 172 -
Figure V. 37 : Carte isopaque du disponible sédimentaire avec les lignes de crête des barres (échelle des épaisseurs en m).....	- 173 -
Figure V. 38 : Cartes bathymétriques tridimensionnelles montrant la corne de la barre externe. A – En septembre 2008 individualisée de la crête de la barre interne. B – En janvier 2009 accolée de la crête de la barre interne.....	- 174 -
Figure V. 39 : A – Profils longitudinaux, acquis de l'été 2000 à décembre 2008, situés au niveau de la barre externe, traversant alternativement les fosses et les cornes, et mettant en évidence les phases d'accrétion et d'érosion.....	- 175 -
Figure V. 40 : Exemples de structures sédimentaires internes dans la barre externe, sur un extrait de profil sismique transversal (n°12).....	- 176 -
Figure V. 41 : Exemples de figures sédimentaires internes, sur le profil sismique longitudinal N°37, dans la barre externe.....	- 177 -
Figure V. 42 : Extraits de profils sismiques mettant en évidence la migration des séquences sédimentaires vers le nord-ouest, à l'aide des croisements entre les profils 24, 27 et 37 (en rouge sur le plan de position).....	- 178 -

Figure V. 43 : Calage des profils bathymétriques de l'été 2000 et de juin 2008 sur le profil sismique 24, au niveau de la corne de la barre externe.....	- 179 -
Figure V. 44 : Carte bathymétrique schématique de la zone d'étude présentant les différentes typologies rencontrées au niveau des barres sédimentaires d'avant-côte, interne (RBB, TBR, TBR-LTT) et externe (RBB). HP correspond aux points hauts.....	- 180 -
Figure V. 45 : A – Profils longitudinaux situés au niveau de la barre interne. B – Profil-type longitudinaux situés au niveau de la barre interne. C – Position géographique des profils bidimensionnels sur un fond bathymétrique (projection en lambert 93). .....	- 181 -
Figure V. 46 : Profils transversaux au niveau de la corne sud d'un feston de la barre externe. Dans l'encadré rouge, les différents profils types sont reportés. ....	- 181 -
Figure V. 47 : Extraits de profils sismiques au niveau de la barre interne mettant en évidence une migration de la barre interne vers la côte. A – Exemple pour l'extrait du profil sismique 16. B – Exemple pour l'extrait du profil sismique 27.....	- 182 -
Figure V. 48 : Evolution morphologique passant d'un état RBB (8 avril 2007) à un état RBB bien marquée (22 avril 2007) suite à un épisode de tempête de $H_{1/3} > 2,5$ m, de période avoisinante 9 s et d'incidence frontale [Ferrer <i>et al.</i> , 2009].....	- 183 -
Figure V. 49 : Evolution morphologique passant d'un état RBB (8 mars 2007) à un état RBB bien marquée (8 avril 2007) suite à un épisode de tempête de $H_{1/3} > 2,5$ m, de période avoisinante 8 s et d'incidence frontale [Ferrer <i>et al.</i> , 2009].....	- 184 -
Figure V. 50 : Evolution morphologique passant d'un état TBR (15 décembre 2007) à un état RBB bien marquée (3 janvier 2008) suite à un épisode de tempête de $H_{1/3} > 2,5$ m, de période avoisinante 8 s et d'incidence oblique [Ferrer <i>et al.</i> , 2009]. .....	- 184 -
Figure V. 51 : Evolution morphologique passant d'un état RBB (14 juin 2007) à un état RBB bien marquée (14 juillet 2007) suite à un épisode de tempête de $H_{1/3} > 1,5$ m et d'incidence oblique [Ferrer <i>et al.</i> , 2009]. .....	- 185 -
Figure V. 52 : Evolution morphologique passant d'un état RBB (2 juin 2008) à un état RBB bien marquée (1 juillet 2008) suite à un épisode de tempête de $H_{1/3} > 1,5$ m, de période comprise entre 3 et 8 s et d'incidence oblique [Ferrer <i>et al.</i> , 2009].....	- 186 -
Figure V. 53 : Evolution morphologique passant d'un état RBB (14 juin 2007) à un état RBB bien marquée (14 juillet 2007) suite à un épisode de tempête de $H_{1/3} > 1,5$ m, de période comprise entre 3 et 6 s, et d'incidence oblique [Ferrer <i>et al.</i> , 2009].....	- 186 -
Figure V. 54 : Schéma illustrant le lien entre les différentes unités morphologiques des plages émergée et immergée .....	- 189 -

Figure V. 55 : Exemple d'organisation du système de Leucate-Plage. Les couleurs séparent les barres en fonction de leur profondeur.....	- 190 -
Figure V. 56 : Modèle conceptuel des états de plage pour le site de Leucate-Plage. Les paramètres de contrôle ( $H_{1/3}$ et $\theta$ ) sont classés de manière croissante. ....	- 193 -
Figure VI. 1 : Courbes de variations du niveau marin en fonction des scénarios proposés et tenant compte de la fonte des glaciers et de l'expansion stérique du volume d'eau des océans (Tableau VI. 1).....	- 210 -
Figure VI. 2 : Apports sédimentaires au niveau du delta du Mississippi avant et après piégeage des sédiments et tenant compte de la variation relative du niveau marin (variation absolue et subsidence) [Blum & Roberts, 2009].....	- 211 -
Figure VI. 3 : Profil topographique de la plage émergée de Leucate-Plage sans tenir compte de l'adaptation du système littoral. ....	- 213 -
Figure VI. 4 : Profil topographique de la plage émergée de Leucate-Plage en tenant compte de l'adaptation du système littoral .....	- 213 -

## LISTE DES TABLEAUX

---

Tableau I. 1 : Synthèse regroupant tous les paramètres définissant les différents types de plages [Short, 1999b ; ...].	- 26 -
Tableau I. 2 : Observations de barres en festons sur différents sites classés chronologiquement jusqu'en 2003 [Van Enckevort <i>et al.</i> , 2004].	- 44 -
Tableau I. 3 : Description des séquences de développement des barres en festons sur la plage de HaHoterim Beach (Israël) avec les conditions hydrodynamiques associées [Goldsmith <i>et al.</i> , 1982].	- 46 -
Tableau III. 1 : Synthèse de toutes les données disponibles pour cette étude.	- 73 -
Tableau IV. 1 : Caractéristiques des faciès acoustiques observés sur les profils sismiques à l'intérieur de la lagune de Thau.	- 99 -
Tableau IV. 2 : Configuration interne des réflecteurs des séquences élémentaires observées sur les profils sismiques de la lagune de Thau.	- 102 -
Tableau IV. 3 : Caractéristiques des faciès acoustiques observés sur les profils sismiques réalisés sur l'avant-côte de Sète.	- 108 -
Tableau IV. 4 : Tableau de reconnaissance des principales espèces présentes dans les lagunes languedociennes associées à leur milieu de vie.	- 109 -
Tableau V. 1 : Caractéristiques générales des forçages hydrodynamiques ( $H_{1/3}$ , $H_{max}$ , $T_{1/3}$ et $T_{max}$ ) enregistrées avec la bouée Datawell de Leucate-Plage.	- 130 -
Tableau V. 2 : Distribution de la houle enregistrée à Leucate-Plage.	- 130 -
Tableau V. 3 : Caractéristiques des tempêtes de type "houle annuelle" et "houle exceptionnelle" enregistrées (de couleur noire à Sète, verte à Banyuls sur Mer, bleue à Canet en Roussillon et rouge à Leucate-Plage).	- 133 -
Tableau V. 4 : Caractéristiques des enregistrements et des différents appareils lors de la campagne intensive de mesures hydrodynamiques FEST1.	- 134 -
Tableau V. 5 : Récapitulatif des principaux résultats obtenus à partir des modélisations avec Shorecirc pour $H_{1/3} = 4m$ .	- 143 -
Tableau V. 6 : Pourcentage des différents états de la plage immergée observés au cours de ce travail, basé sur la classification de Short & Aagaard [1993] à partir de la base de données bathymétriques (2000 à 2008).	- 180 -
Tableau VI. 1 : Projections des valeurs moyennes du réchauffement en surface et de l'élévation du niveau de la mer.	- 209 -







# Introduction générale

Le bord de mer est une zone à fort enjeu socio-économique. Depuis longtemps, les civilisations ont cherché à exploiter au mieux les zones littorales afin d'étendre leur pouvoir, leur commerce et leur culture. Depuis la seconde moitié du XX<sup>ème</sup> siècle, le littoral voit sa démographie augmenter. Aujourd'hui, plus de 60% de la population mondiale habite dans les zones côtières soit environ 4 milliards d'habitants et on prévoit que dans 25 ans, ce sera plus de 75%. 8 des 10 mégapoles sont sur cette zone côtière. Dans les stations balnéaires du littoral, la population peut être multipliée par 10 durant la saison estivale. Les activités de pêche et de plaisance constituent une autre richesse locale, sans parler de la diversité du milieu naturel. Il est donc important de pouvoir préserver la zone côtière. Mais l'Homme, dans son désir de croissance, essaie en permanence de construire de nouveaux édifices, de développer des nouvelles techniques et de gagner sur la mer bien que ce soit une zone naturelle difficilement maîtrisable. Deux exemples célèbres s'illustrent sur notre territoire, avec des résultats bien différents : (1) la Principauté de Monaco avec la récente extension et protection du port principal à l'aide de jetées flottantes ; (2) l'aéroport de Nice avec son extension qui a provoqué un glissement de terrain de grande envergure (1979). La construction excessive d'ouvrages dans un passé proche est ainsi en partie responsable de nombreux problèmes de gestion et d'aménagement locaux.

Selon les sources, sur les quelque deux millions de kilomètres de rivages, la proportion des côtes sableuses objet de cette étude, réparties autour des différents continents et îles du globe, varie de 10 à 34 % [Inman & Nordstrom, 1971 ; Hardisty, 1994 ; Van Rijn, 1998 ; Breuil, 2004]. Cette large fourchette dépend de la définition que l'on donne au littoral. En géographie, le littoral est la zone qui sert d'interface entre la mer et le continent ; alors qu'en géologie, il est relatif aux rivages, mais s'applique aussi à la partie côtière située dans la zone de battement des marées [Foucault & Raoult, 2000]. Le littoral est la zone d'interaction de nombreuses forces marines ou terrestres qui rendent sa compréhension relativement complexe. Cette zone d'interface vulnérable est soumise à de nombreux aléas (érosion des plages, effondrement des falaises, submersion marine, ...). En effet, 80% du linéaire côtier mondial est en érosion, avec des variations comprises entre le centimètre et la dizaine de mètres par an [Pilkey & Hume, 2001], sous l'influence de l'hydrodynamique locale, de la

carence en sédiment ou de la remontée du niveau marin. Cette remontée du niveau marin est accélérée par le réchauffement climatique dû à la production des gaz à effet de serre responsables de la modification du climat [Bird, 1986 ; Paskoff, 1987...]; ce qui rend le littoral encore plus vulnérable pour l'avenir.

Au niveau national, de nombreux travaux en morphodynamique côtière concernent les littoraux sableux. De nombreuses universités (Littoral-Côte d'Opale, Caen, Bordeaux, Pau, Brest et Marseille-Provence) ont particulièrement exploré cette thématique de recherche à la demande des collectivités territoriales et dans le cadre de programmes nationaux (PNOC (Programme National d'Océanographie Côtière), PNEC (Programme National d'Environnement Côtier), PATOM (Programme Atmosphère Océan Multi-échelles), ECORS, LITEAU (I, II et III)) et européens (MAST, COAST3D, divers INTERREG). A partir de 1999, le PNEC a encouragé une partie de la recherche en dynamique sédimentaire côtière, aboutissant aux travaux réalisés depuis les années 80 [Barusseau & Saint-Guily, 1981 ; Howa, 1987 ; Michel, 1997 ; Levoy, 1994, 2000 ; Levoy *et al.*, 1998, 2000, 2001 ; Pedreros, 2000] autour de trois sites-ateliers :

- Omaha beach en Normandie [Stépanian, 2002 ; Degryse-Kulkarni, 2003 ; Bretel, 2003].
- La plage du Truc Vert sur la côte Aquitaine [Lafon, 1999 ; Sénéchal, 2003 ; De Melo Apoluceno, 2003 ; Castelle, 2004 ; Desmazes, 2005].
- La plage de Sète en Méditerranée [Akouango, 1996 ; Certain, 2002].

La morphodynamique des plages à barres a aussi fait l'objet de nombreux travaux sur la côte d'Opale [Levoy *et al.*, 1998 ; Sipka, 1998 ; Reichmüth, 2003 ; Anthony *et al.*, 2004, 2005] ou encore en Bretagne [Dehouck, 2006]. Un grand nombre de ces travaux s'intéresse à la dynamique des plages à barres sableuses et des flèches sableuses qui constituent une protection naturelle contre l'érosion des plages et des dunes et participent ainsi à leur stabilité [Masselink *et al.*, 2006].

D'autres pays, soumis ou non à un risque récurrent de submersion marine, ont axé les recherches sur ce sujet bien plus tôt (Australie, Etats-Unis, Israël et Pays-Bas). Les travaux réalisés sur différents sites constituent aujourd'hui des références dans leur domaine :

- Sur les plages australiennes [Masselink & Short, 1993 ; Wright & Short, 1984].
- Sur les plages américaines [Lippmann & Holman, 1990 ; Larson & Kraus, 1994, 1995 ; Thornton *et al.*, 1996 ; Lee *et al.*, 1995, 1998].

- Sur les plages israéliennes [Goldsmith *et al.*, 1982 ; Bowman et Goldsmith, 1983].
- Sur les plages néerlandaises [Kroon, 1994 ; Ruessink & Kroon, 1994 ; Ruessink *et al.*, 1999 ; Van Enckevort *et al.*, 2003a, 2003b ; Aagaard *et al.*, 2005].

En concentrant leurs efforts sur quelques sites ateliers à travers le monde, de longues séries d'observation (mesures physiques, observations vidéo...) de l'évolution morphologique des plages ont été constituées, analysées et discutées [Ruessink *et al.*, 2000 ; Ruessink *et al.*, 2003 ; Van Enckevort *et al.*, 2004, Almar *et al.*, 2008]. Elles mettent en évidence des séquences mensuelles d'évolution et des cycles migratoires pluriannuels des barres subtidales vers le large. Ils sont commandés par l'occurrence des tempêtes [Ruessink & Terwindt, 2000]. En complément, des campagnes ponctuelles de mesures ont permis d'évaluer la contribution relative des processus hydrodynamiques dans le transport sédimentaire sur les plages et notamment dans la dynamique des barres sableuses [Osborne & Greenwood, 1992 ; Aagaard & Greenwood, 1994, 1995 ; Thornton *et al.*, 1996 ; Gallagher *et al.*, 1998 ; Ruessink *et al.*, 1998, 1999 ; Sénéchal *et al.*, 2008, 2009]. Ces travaux en milieu naturel ont progressivement conduit à l'amélioration des connaissances sur les processus contrôlant la dynamique des plages et à leur assimilation dans des formules et modèles de transport sédimentaire [Bagnold, 1966 ; Battjes & Janssen, 1978 ; Bailard, 1981 ; Roelvink & Stive, 1989]. Au-delà des travaux en milieu naturel, de nouvelles techniques sont apparues avec les progrès technologiques [Grasso, 2009]. Ainsi, les mesures *in-situ* ont laissé peu à peu leur place à des études numériques cherchant à reproduire l'évolution des barres [Castelle, 2004], leur génération et leur évolution [Garnier, 2006] ou encore le fonctionnement hydrodynamique [Bujan, 2009].

Outre les travaux de morphodynamique du littoral, l'évolution de ce dernier a été étudiée sur des échelles de temps plus longues (géologiques). En effet, le niveau actuel de la mer n'a été atteint que récemment, environ 6000 ans BP [Lambeck & Bard, 2000]. A partir de cette date, de nombreuses zones côtières ont permis, grâce à l'étude fine de l'enregistrement sédimentaire, de reconstruire les épisodes successifs de leur mise en place. Les plaines alluviales ont été étudiées [Amorosi *et al.*, 2005], ainsi que les barrières littorales [FitzGerald *et al.*, 2000], les estuaires [Delsinne, 2005 ; Sorrel *et al.*, 2009], les baies abritées [Billeaud, 2006 ; Billeaud *et al.*, 2007 ; Suursar *et al.*, 2008] et les lagunes [Buscail-Martin, 1978 ; Certain *et al.*, 2004 ; Ricci Lucchi *et al.*, 2006 ; Sabatier *et al.*, 2008 ; Raynal *et al.*, 2010]. Dans les zones abritées, l'enregistrement sédimentaire est généralement bien conservé. Un découpage en séquences sédimentaires a pu y être observé à différentes échelles de temps :

millénaires [Billeaud *et al.*, 2007 ; Amorosi *et al.*, 2008], centennales/millénaires [Certain *et al.*, 2004 ; Goodwin *et al.*, 2006], décennales/centennales voire à l'échelle des tempêtes [Sabatier *et al.*, 2008]. Côté mer, l'avant-côte, elle, n'est pas un lieu privilégié de préservation de l'enregistrement sédimentaire. En effet, elle est soumise aux processus hydrodynamiques responsables de l'érosion. L'enregistrement sédimentaire y est souvent incomplet.

Ce projet de recherche s'inscrit dans le projet national LITEAU et européen BEACHMED-E et bénéficie du soutien de la plate-forme technologique régionale UM2/UPVD GLADYS. Il concerne le littoral du golfe du Lion, défini par Lenthéric [1898] comme l'unité allant du Cap Couronne au nord jusqu'au cap Creus au sud. Cette région présente un terrain d'étude propice à l'étude de la morphodynamique du cordon sableux littoral en milieu microtidal pour plusieurs raisons :

- En arrière du cordon sableux littoral, il est possible de retrouver sur tout le pourtour du golfe du Lion un ensemble de lagunes de tailles variées.
- En face du cordon sableux littoral, côté mer, des systèmes de barres sont présents et leur évolution observable.

Ce travail a deux objectifs majeurs :

- Décrire l'évolution du cordon sableux littoral, et par extension du trait de côte, à l'échelle géologique depuis le début du dernier haut niveau marin (0-6500 BP) en se basant sur l'hypothèse que l'étude du remplissage sédimentaire des lagunes situées en arrière du lido permet cette reconstitution. Deux sites du golfe du Lion ont été étudiés, Sète et Leucate.
- Caractériser la morphodynamique d'un littoral à système double de barres sédimentaires en festons. Le but est de proposer un modèle conceptuel d'évolution, mis en confrontation avec ce qui a déjà été établi dans la littérature mondiale. Ce type de barres bien représentées dans la partie sud du Golfe du Lion reste peu décrit. Pour cela, le site de Leucate a été retenu. Ce travail doit permettre par ailleurs de caractériser l'évolution du trait de côte et ses connexions avec les autres unités du système.

L'évolution des différentes unités morphologiques d'un littoral s'inscrit en fait, on le voit, dans des échelles de temps très différentes. Le court (évolution événementielle) et le moyen (évolution pluriannuelle) termes sont bien marqués dans l'évolution des unités de plages tant émergée (la plage elle-même) qu'immergée comme les barres sédimentaires,

amortisseurs des tempêtes. Le long terme (évolution séculaire) sera mieux perçu par l'analyse sédimentaire de l'évolution des barrières littorales qui permettra d'en dégager les grandes tendances évolutives. Malgré les échelles de temps différentes, la géologie régionale reste un facteur commun à cette étude, en jouant un rôle dans la mise en place et l'évolution de ces unités. La démarche de cette étude s'inscrit dans un contexte de développement durable et de gestion intégrée du littoral et place donc l'analyse de l'évolution de la position du trait de côte à multi-échelles (6500 ans BP à l'actuel) au centre des recherches.

Le premier chapitre présente une revue bibliographique synthétique relative à l'analyse du prisme littoral en focalisant l'attention sur (1) la mise en place des lagunes et des lidos, à l'échelle géologique, (2) la morphodynamique des systèmes de barres en festons, à l'échelle pluriannuelle et évènementielle.

Une présentation détaillée des sites d'études est faite ensuite dans le second chapitre comparant les littoraux sableux de Sète et de Leucate.

Un descriptif des techniques utilisées lors de l'acquisition et des traitements appliqués aux données brutes est présenté dans le troisième chapitre.

L'évolution à l'échelle géologique de la barrière littorale de la lagune de Thau sera abordée dans le quatrième chapitre puis un modèle conceptuel de l'évolution d'un littoral à double barre festonnée à l'échelle pluriannuelle et à l'échelle évènementielle sera proposé dans le cinquième chapitre.

Une conclusion / discussion générale / perspectives vont clore ce manuscrit.

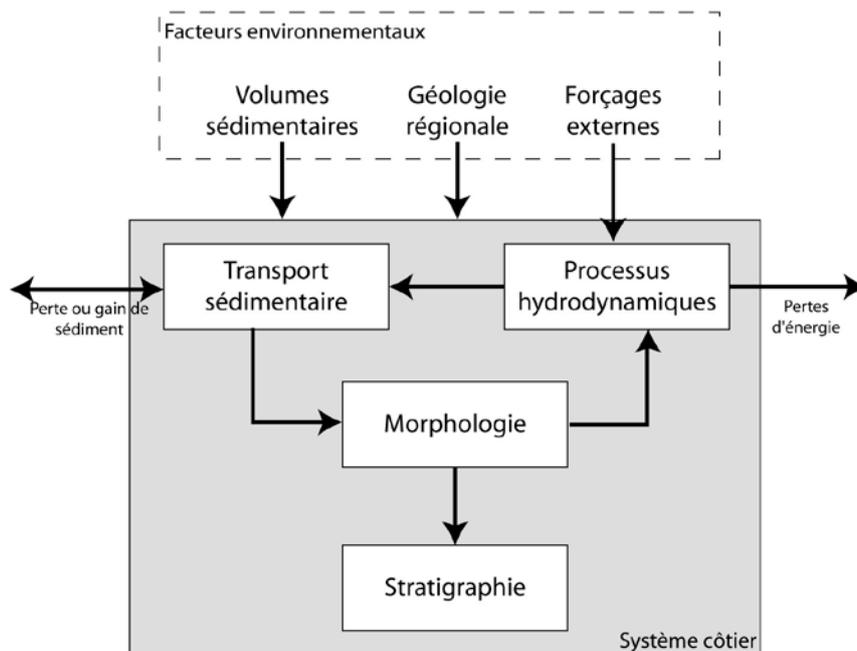


# Chapitre I – Le milieu littoral sableux

## *I. Morphodynamique côtière : principes et concepts*

Wright & Thom [1977] sont les premiers à avoir utilisé une approche morphodynamique du système côtier en identifiant l'avant et l'après modification, ainsi que les processus qui en sont responsables, tout en considérant une rétroaction possible entre les différentes composantes. Le milieu côtier est contrôlé par trois facteurs environnementaux (Figure I. 1) :

- Les volumes sédimentaires apportés par les fleuves, les bassins versants.
- La géologie régionale qui définit l'espace disponible pour l'évolution du littoral.
- Les forçages externes qui correspondent aux processus énergétiques (vagues, marées, vent...) responsables des changements morphologiques.



**Figure I. 1 : Représentation schématique de l'approche morphodynamique incluant les facteurs environnementaux et leur influence sur le système côtier. Les flèches indiquent le rapport entre les différents compartiments sans tenir compte de l'aspect temporel [modifié d'après Cowell & Thom, 1994].**

La diversité des systèmes côtiers dans le monde est l'illustration de l'influence exercée par ces facteurs. Un système côtier est défini par sa morphologie (présence ou non de barres sédimentaires, de lagunes, de graus...) qui exerce une influence sur les agents hydrodynamiques responsables du transport sédimentaire (Figure I.1), notamment la houle, par l'intermédiaire des multiples transformations qu'elles subissent sur l'avant-côte. Cette

influence se manifeste en particulier par des pertes d'énergie à l'approche de la côte [Ardhuin *et al.*, 2003]. Le transport sédimentaire qu'induisent les facteurs hydrodynamiques est donc, par essence, profondément différencié selon les zones de l'avant-côte considérées, créant des secteurs en accrétion ou en érosion et contribuant ainsi au modelage d'une nouvelle morphologie. Cette boucle est rétroactive (Figure I.1) et se reproduit dans le temps à différentes échelles. S'il existe un couplage entre les échelles d'espace et de temps [De Vriend, 1991], l'approche morphodynamique conceptualisée en considérant plusieurs compartiments emboîtés, inscrit chacun dans son cadre spatio-temporel approprié (Figure I.2).

- L'échelle séculaire ou géologique décrit des processus qui s'étendent du siècle au millénaire, sur des morphologies pouvant aller du kilomètre à plusieurs dizaines de kilomètres. Il est possible de déduire la migration d'une barrière ou d'un prisme sableux dans sa globalité, la fermeture ou l'ouverture d'un grau, la fermeture d'une lagune, le remplissage sédimentaire récent d'une lagune, la création de nouveaux lobes deltaïques...
- L'échelle pluriannuelle peut être appréhendée en utilisant un pas de temps compris entre la dizaine de mois et la dizaine d'années. Elle permet d'étudier la dynamique des barres sédimentaires d'avant-côte et des dunes, le régime d'agitation d'une avant-côte.
- L'échelle événementielle (de la seconde à la journée) consiste à étudier les processus hydrodynamiques responsables de la création de formes sédimentaires de petite taille (du mètre à la centaine de mètres) telles que les croissants de plages, les rides sédimentaires, les falaises d'érosion, les washovers...

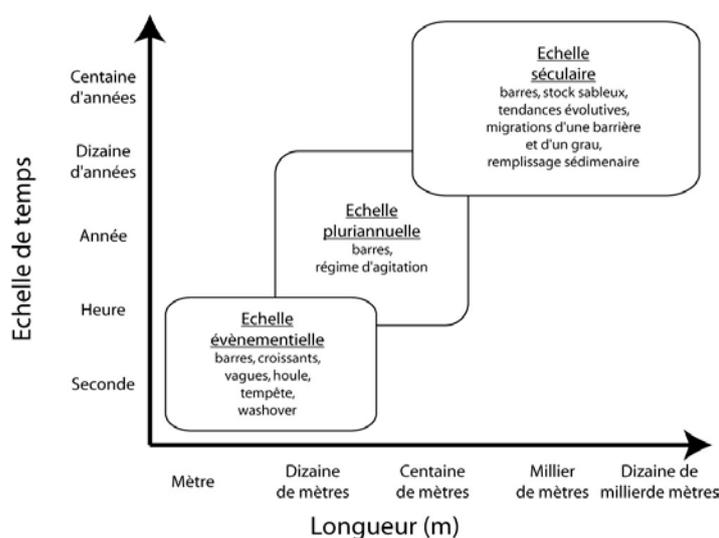


Figure I. 2 : Définition spatiale et temporelle de l'approche morphodynamique dans l'évolution des systèmes côtiers [modifiée d'après Cowell & Thom, 1994].

## ***II. Morphologies littorales***

De nombreuses approches, plutôt descriptives, permettent de différencier les littoraux.

Un premier type de distinction prend en compte à la fois le relief et la nature des matériaux constitutifs, notamment la granulométrie dans le cas des côtes à sédiments meubles. Quatre types sont ainsi distingués : Les côtes rocheuses et à falaises (*rock and cliff coasts*), les côtes à graviers ou à galets (*gravel-type coasts*), les côtes à vasières littorales (*mud coasts*), et les côtes sableuses (*sand coasts*), objet de ce travail, dont le matériel a une granulométrie comprise entre 63 µm et 2 mm, qui sont des zones de dépôts liés à l'action de la houle ou de la marée. Les plages qui les constituent ont des morphologies multiples ; elles sont longues et peu pentues (plages d'Aquitaine) ou de petite taille et de pente variable (plage de La Capte, Provence-Alpes-Côte d'Azur ; plage de Leucate-Plage, Languedoc Roussillon). Ces côtes sont moins répandues que les côtes rocheuses [Van Rijn, 1998].

Un deuxième groupe de classifications concentre l'attention sur les côtes à sédiments meubles. Hayes (1979) (Figure I. 3) classe ainsi les côtes en fonction des apports sédimentaires des fleuves, du climat et du rapport entre l'énergie de la marée et celle de la houle. Pour cela, il fait appel au coefficient K qui est le rapport entre l'amplitude de la marée et la moyenne annuelle de la hauteur de la houle. Il est ainsi possible de distinguer quatre types de côtes : Les côtes dominées par l'énergie de la marée (*tide energy-dominated coasts*), les côtes à énergie mixte (*mixed energy coasts*), les côtes dominées par les fleuves (*riverine-dominated coasts*) et les côtes dominées par l'énergie de la houle (*wave energy-dominated coasts*), où K est compris entre 0,5 et 1. Le marnage ne dépasse pas 2 m, l'environnement est de type microtidal. Ces côtes présentent de longs et étroits lidos qui peuvent isoler des lagunes ou marécages de la mer si des étendues d'eau sont présentes en arrière du cordon. Ce type de côtes est principalement sableux (comme pour le golfe du Lion, France). Cependant d'autres environnements peuvent exister localement, vaseux comme en Guyane ou graveleux si des dépôts glaciaires sont présents (latitudes nordiques).

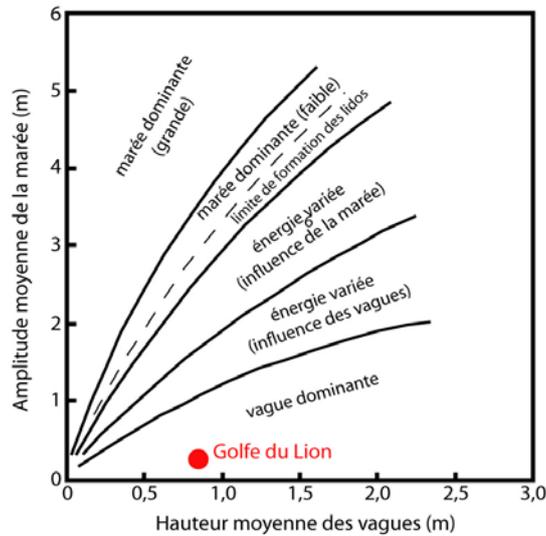


Figure I. 3 : Classification des côtes en fonction de l'énergie dominante [traduite d'après Hayes, 1979].

Une dernière classification existe, compilant les deux types de données précédentes associées à la tendance évolutive de l'environnement : la classification des systèmes côtiers détritiques [Boyd *et al.*, 1992 ; Dalrymple *et al.*, 1992] qui met en évidence deux groupes d'environnements de dépôt (Figure I. 4) :

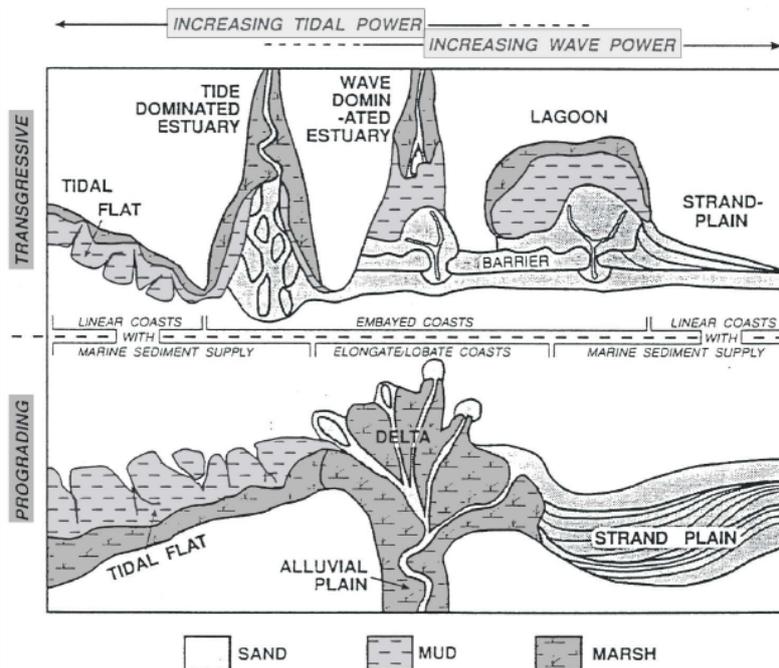


Figure I. 4 : Classification des environnements côtiers en fonction des morphologies, de la tendance évolutive et des processus hydrodynamiques dominants [Boyd *et al.*, 1992].

- les environnements régressifs qui présentent des corps progradants où l'influence des apports sédimentaires est plus grande que l'influence liée aux variations négatives du niveau marin (deltas). Ils ne seront pas traités ici.

- les environnements transgressifs (estuariers, lagunes), résultats d'une variation positive du niveau marin (ou d'une diminution des apports sédimentaires), qui peuvent être progradants ou rétrogradants selon le rapport entre les apports sédimentaires et la vitesse de remontée du niveau marin. Une partie de ce travail, consacrée à la morphodynamique du cordon sableux de la lagune de Thau, considère précisément un environnement côtier de ce type.

### ***III. Le prisme sableux littoral ou barrière littorale***

Dans le cadre de cette étude à l'échelle long terme (géologique), la description des différentes phases de construction et des différents types de barrières rencontrés sur le littoral est importante afin de pouvoir comparer ensuite l'état de l'art avec les résultats obtenus.

#### **1. Edification et évolution des barrières littorales**

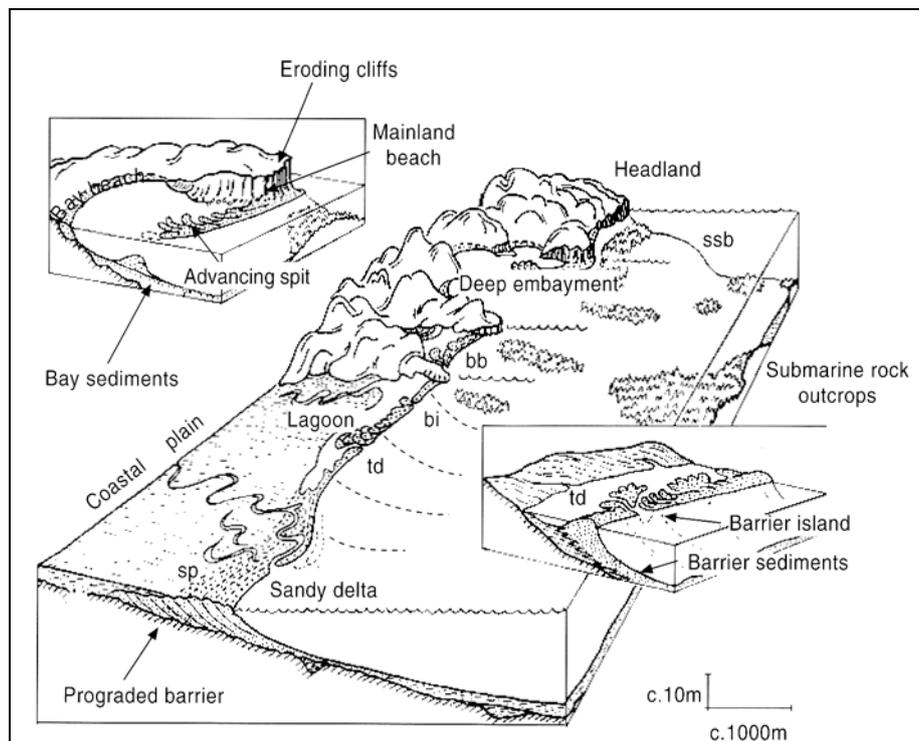
##### ***1.1. Généralités***

Le prisme sableux (du haut de plage jusqu'à l'avant-côte incluse) est l'interface entre le continent et l'océan. La plage et le cordon émergé en représentent la partie visible et constituent un lieu d'échanges entre la dune et la partie sous-marine sableuse (*shoreface*). La littérature distingue plusieurs types de prismes sableux (Figure I. 5) en fonction (1) de l'action de la marée et/ou de la houle (*mixed wave/tide-dominated barrier* ou *tide-dominated barrier*) [Davis, 1994] ou (2) de la liaison du prisme au continent. Il en résulte une certaine diversité des dénominations selon les auteurs qui énumèrent les types suivants:

- Barrière sableuse longue et étroite qui joint plusieurs petites îles de manière répétitive et forme une barrière d'avant-côte émergée ou îles barrières (*barrier island*) (bi sur la Figure I. 5) [Oertel, 1985].
- Flèches sableuses qui n'isolent pas totalement la lagune (*advancing spit* (Figure I. 5) ou *spit-type barrier*) [Dingler & Clifton, 1994].
- Flèches sableuses qui isolent entièrement une étendue d'eau avec la fermeture des communications avec la mer (*welded barrier*) [Hayes, 1994].
- Barrière sableuse qui longe la côte rectiligne sans baies (*fringing barrier* [Carter & Orford, 1993] ou *mainland beach* [Roy *et al.*, 1994]).
- Barrière sableuse qui s'accôle à des falaises et crée un cordon dunaire au sommet (*embayed barrier* ou *attached barrier*) [Davis, 1994].

- Barrière sableuse qui constitue une plage au pied de falaises ou « pocket barrier » [Fitzgerald *et al.*, 1994].
- Barrière sableuse qui ferme une baie sur deux promontoires rocheux « bay barrier » (bb sur la Figure I. 5) [Dingler & Clifton, 1994].

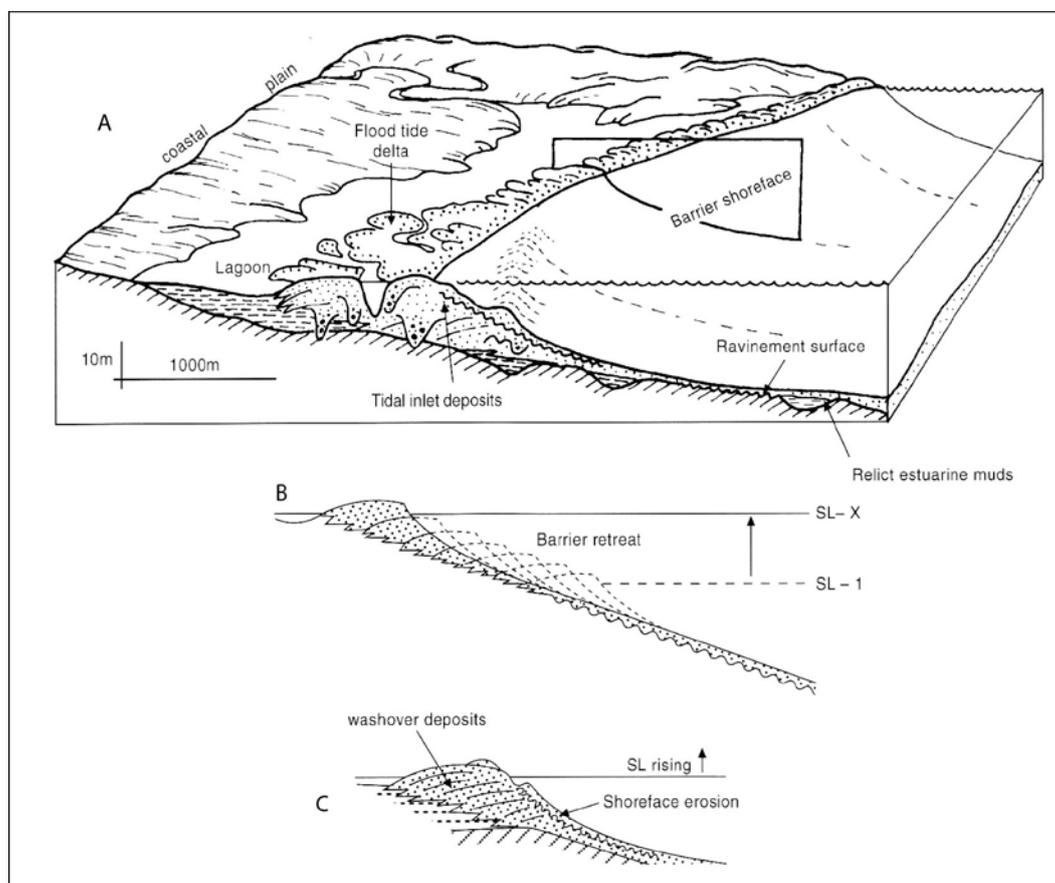
D'après la littérature, un type de barrière domine, les îles-barrières ou barrières d'avant-plage émergée. Il est très représenté dans le golfe du Lion et comprend sept éléments : le continent, la lagune, les graus ou passes, le cordon dunaire, la plage émergée, l'avant-côte et la plate-forme.



**Figure I. 5 : Les différents types de prismes visibles le long d'une côte hétérogène avec deux variables : la pente de l'avant-côte et les apports sédimentaires. Ce type de côte présente à son extrémité un promontoire rocheux sur lequel est fixé une flèche sableuse (advancing spit) qui lorsqu'elle isole totalement la baie devient une « bay barrier (bb) », si elle s'attache à un autre promontoire rocheux, ou une « barrier island (bi) » si elle suit la côte et s'attache sur du sédiment meuble. Cette île barrière peut être continue ou entaillée par des graus et présenter localement des « tidal flat (td) ». Sous l'action des apports sédimentaires, le prisme peut prograder vers le large pour former des plaines d'estran ou « strand plain (sp) » au niveau d'un delta ou des corps sédimentaires sur la plate-forme interne (ssb) si la pente est trop forte [Roy *et al.*, 1994].**

Quand le niveau marin s'élève (transgression) ou que les apports deviennent insuffisants, l'érosion domine, ce qui rend disponible du sédiment pour l'évolution du prisme. Il est possible alors d'observer une rétrogradation du prisme en direction du continent. Ce type de prisme est appelé prisme rétrogradant ou transgressif (Figure I. 6). Ces prismes sont observés actuellement sur la côte est du continent nord-américain au Canada [Carter &

Orford, 1993] et aux Etats-Unis [Reinson, 1984 ; FitzGerald *et al.*, 1994 ; Hayes, 1994 ; Morton, 1994], ainsi qu'en Europe aux Pays-Bas [Ehlers, 1988] et en Pologne [Kaszubowski, 1996] par exemple.



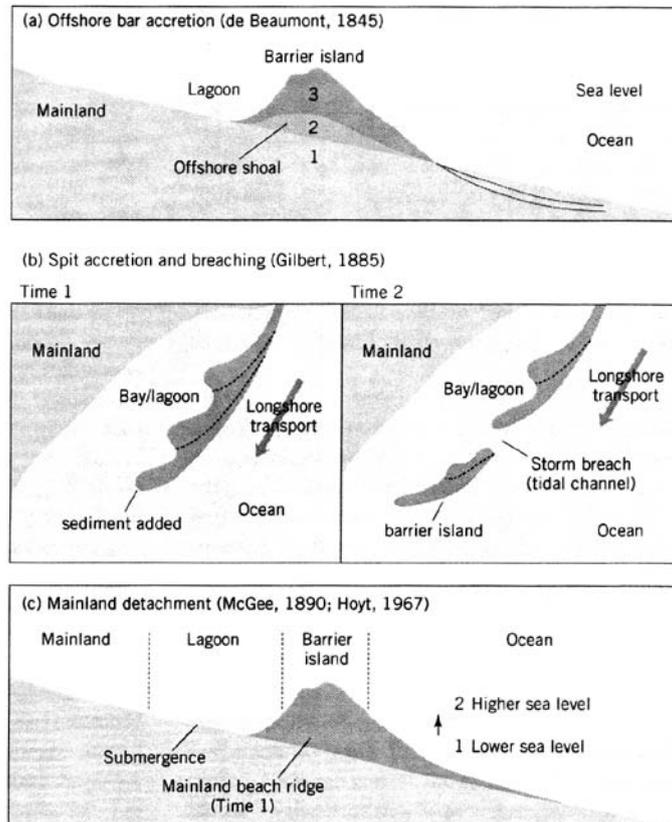
**Figure I. 6 : Schéma d'une barrière rétrogradante ou transgressive (A) présentant toutes les morphologies rencontrées durant une remontée du niveau marin (B) mettant en évidence la rétrogradation de la barrière vers le continent. (C) Organisation stratigraphique des dépôts de washover sur une barrière [Roy *et al.*, 2004].**

Quand le niveau marin est stable comme depuis le Tardi-Holocène et en l'absence de néo-tectonique, l'évolution du prisme est contrôlée uniquement par les apports sédimentaires, l'héritage géologique et l'action de la houle/marée. En cas d'augmentation des apports, la progradation domine ; en cas de diminution, la régression et l'érosion des littoraux sont observées. C'est le cas en Nouvelle-Zélande [Muckersie & Shepherd, 1994], sur la côte ouest des Etats-Unis [Orme, 1990] et en Australie [Short & Hesp, 1992 ; Thom *et al.*, 1992] par exemple.

## ***1.2. Revue bibliographique relative à l'origine d'une barrière***

Les modalités d'édification du prisme sont étudiées depuis la deuxième moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle. Les études pionnières de De Beaumont [1845] mettent l'accent sur l'émergence d'une barrière au niveau des barres sableuses peu profondes comme processus de formation

des barrières (Figure I. 7a). Gilbert [1885] propose une autre hypothèse dans laquelle apparaît pour la première fois le terme de « flèche sableuse » (Figure I. 7b). Cette flèche est associée au courant longitudinal qui participerait à l'édification d'un prisme. McGee [1890] favorise quant à lui l'ennoyage de bermes à la côte pour la construction du prisme (Figure I. 7c). Plusieurs écoles scientifiques se sont créées sur ces hypothèses.



**Figure I. 7 : Principaux modèles de formation des barrières d'avant-côte ('barrier island') reprenant le modèle proposé par De Beaumont (a) [1845], le modèle proposé par Gilbert (b) [1885] et celui proposé par McGee (c) [1890] [Davis & FitzGerald, 2004].**

A partir des années 1960, de nouveaux travaux ont permis d'étoffer ces hypothèses. Ainsi Hoyt [1967], (école « Gilbert/McGee »), émet une hypothèse utilisant et combinant l'ennoyage et la flèche sableuse. Pendant ce temps, d'autres auteurs comme Fisher *et al.* [1979], Otvos [1970a, 1977] et Cooke [1971], (école « De Beaumont »), démontrent que ces barrières émergent au cours du temps. De nombreuses discussions sont échangées entre ces auteurs [Cooke, 1968 ; Fisher, 1968 ; Hoyt, 1968 ; Hoyt, 1970 ; Otvos, 1970b].

Dans le même temps, un autre auteur, Schwartz [1971], a démontré que l'édification des barrières dépend de plusieurs mécanismes, que l'on retrouve dans les hypothèses précédentes. Cette approche fait donc appel aux processus d'ennoyage régional [Nummedal *et al.*, 1984], à la mise en place de flèches sableuses [Aubrey *et al.*, 1982 ; Penland *et al.*, 1985] et à l'émergence de hauts-fonds [Gohren, 1974 ; Otvos, 1985]. Enfin un dernier facteur, très

important dans l'édification du prisme, est le contrôle exercé par l'héritage géologique et les apports sédimentaires [Halsey, 1979].

Tous ces modèles restaient très théoriques, mais vers la fin des années 1970, l'acquisition de données sédimentologiques obtenues à l'aide de vibro-carottages a permis de les confronter à la réalité. Ces données ont mis en évidence la migration vers le continent de barrières plus avancées durant la dernière remontée du niveau marin. En effet, des lambeaux de barrière ont été découverts plus au large de leur position actuelle indiquant cette migration [Jones & Cameron, 1977 ; Hines *et al.*, 1979 ; Rampino & Sanders, 1980 ; Niedoroda *et al.*, 1985 ; Panageotou & Leatherman, 1986 ; Pizzuto, 1986 ; Roy *et al.*, 1994 ; Ricci Lucchi *et al.*, 2006...]. Ces observations de terrain s'accordent avec la conclusion proposée par Davis [1994] sur le fait que les barrières sont le résultat d'une migration vers le continent associée à une accrétion de sables à la côte.

D'après un grand nombre d'études, la quasi-totalité des barrières observables actuellement se sont construites durant la dernière transgression post-glaciaire entre la moitié et la fin de l'Holocène [Davis, 1994]. Les facteurs responsables de l'édification et de l'évolution d'une barrière vont être détaillés ci-dessous.

### 1.3. Facteurs influençant l'édification et l'évolution d'une barrière

Les facteurs qui conduisent à l'édification des différents types de prisme à l'échelle globale (variations du niveau marin, géologie et pente du substrat...) ou locale (la morphologie régionale, la houle, la marée, le vent ou bien encore les apports sédimentaires) vont avoir une influence non-négligeable sur la nature, la taille et la position du prisme (Figure I. 8) [Dalrymple *et al.*, 1992, Boyd *et al.*, 1992].



**Figure I. 8 : Classification ternaire des barrières littorales en fonction des trois éléments dominants : les apports sédimentaires = « river », l'influence de la houle = « wave » et l'influence de la marée = « tide » [d'après Dalrymple *et al.*, 1992, Boyd *et al.*, 1992]. WDD = Wave-Dominated Delta et TDD = Tide-Dominated Delta.**

### 1.3.1. Les variations du niveau marin

La période intéressante pour cette étude débute à la fin de la dernière glaciation (Figure I. 9). Il est admis que le niveau marin le plus bas (-130 m par rapport à l'actuel) a été atteint vers 18000 ans BP lors de la dernière glaciation au cours des deux stades du *Late Glacial Maximum* (LGM) et du *Greenland Stadial 2* (GS-2). Ce bas niveau glacioeustatique constitue le point de départ. A partir de cette date, le réchauffement climatique, pendant les stades du Older Dryas – Heinrich event (OD-H1) et de Bölling-Alleröd (B/A) opère par pulsations (*Melt Water Pulse* ou Mwp) [Yokoyama *et al.*, 2000 ; Clark *et al.*, 2004 ; Liu *et al.*, 2004], induisant la remontée du niveau marin des océans. Dans les régions où le niveau marin monte, des barrières dites transgressives ou rétrogradantes se créent (voir ci-dessus). Durant la fonte de la calotte polaire, la disparition des glaces entraîne en outre un réajustement isostatique dans certaines régions où le niveau marin relatif baisse. Dans ces régions, des barrières dites régressives ou progradantes se mettent en place. Cette déglaciation a été interrompue au Pléistocène récent par une période froide entre 13000 et 11000 ans BP [Roberts, 1998], le Younger Dryas (YD) ; le niveau marin est à environ -60 m par rapport au niveau actuel. Après cet épisode, le réchauffement climatique reprend [Roberts, 1998], l'Holocène débute, le niveau marin ne cesse de monter formant la transgression post-glaciaire ou holocène (anciennement appelée transgression flandrienne).

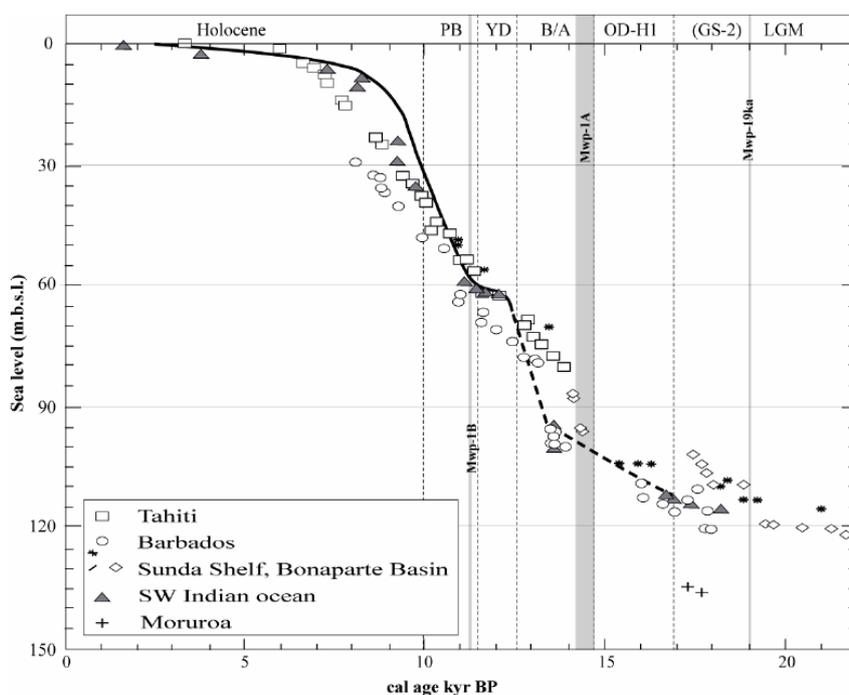
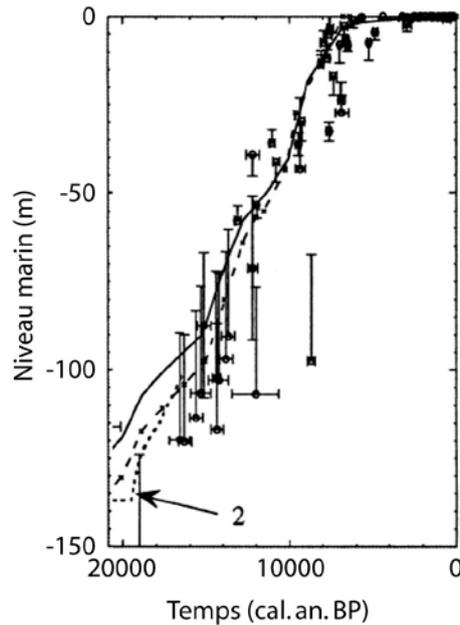


Figure I. 9 : Courbes des variations du niveau marin pour la période post-glaciaire [compilation d'après Camoin *et al.*, 2004]. Les données proviennent de coraux étudiés dans plusieurs régions : Tahiti [Bard *et al.*, 1996], la Barbade [Fairbanks, 1989], Mururoa [Camoin *et al.*, 2001], la plate-forme de la Sonde [Hanebuth *et al.*, 2000] et le bassin Bonaparte [Liu *et al.*, 2001].

De nombreuses études basées sur les coraux ont permis de reconstituer plusieurs courbes de remontée du niveau marin (Figure I. 9). Ces courbes sont sujettes à polémique, en effet de nombreux auteurs [Mörner, 1987 ; Pirazzoli, 1991] ont critiqué le fait que ces courbes ne présentent qu'un intérêt régional et ne peuvent être appliquées à la Terre entière. Des courbes de variations du niveau marin à caractère régional existent ainsi pour les façades françaises du Golfe de Gascogne et de la Manche [Lambeck, 1997], ainsi que pour la façade française méditerranéenne (Figure I. 10) [Lambeck & Bard, 2000].



**Figure I. 10 : Courbe de variations du niveau marin pour la mer Méditerranée prenant en compte la contribution glacio-hydro-isostatique. Les points représentent les observations avec leur incertitude [modifié d'après Lambeck & Bard, 2000].**

Toutes ces courbes permettent de dégager deux situations : (1) un état transgressif et (2) un contexte de haut niveau marin.

- (1) Au cours de l'Holocène, le taux de remontée peut atteindre  $2 \text{ cm.an}^{-1}$  de 11500 ans BP à 7000 ans BP. Entre 7000 ans BP et 6000 ans BP, il ralentit pour se stabiliser autour de  $7 \text{ mm.an}^{-1}$ . Dans ce contexte, la variation du niveau marin est un facteur important dans le contrôle du prisme.
- (2) Le contexte de haut niveau marin est atteint pratiquement vers 6000 ans BP. La diminution de la vitesse de remontée du niveau marin laisse la place à d'autres critères tels que le rapport entre les apports sédimentaires et l'hydrodynamique. Les barrières littorales peuvent se construire [Goy *et al.*, 1996 ; Regnauld *et al.*, 1996 ; Bao *et al.*, 1999 ; Dias *et al.*, 2000]. Des baies et des estuaires sont ainsi isolés par des flèches sableuses et/ou des îles-barrières pour former des lagunes.

Actuellement, le taux de remontée du niveau marin, défini par le rapport du GIEC [2007], est lié à la fonte des glaciers concomitant de l'expansion stérique du volume des océans [Cazenave *et al.*, 2009 ; Roemmich & Gilson, 2009].

### **1.3.2. La géologie**

- La pente du substrat :

Une étude menée par Roy *et al.* [1994] a montré que du matériel sableux émergé ne se dépose que si la pente du substrat initial est comprise entre 0,05° et 0,8°. En dessous de 0,05°, l'énergie de la houle n'est pas suffisante pour mobiliser du sédiment. Au dessus de 0,8°, le sédiment est mobilisé mais ne peut pas se déposer sur place. Cette étude a également montré que le gradient optimal pour le développement de la plage est de l'ordre de 0,1°. Ce gradient de pente exerce aussi une influence indirecte sur la hauteur et l'énergie de la houle, sur l'énergie de la marée mais aussi sur la largeur éventuelle de la lagune située derrière le prisme. Ainsi pour des pentes supérieures à 0,8°, aucune lagune n'est observée derrière le prisme.

- L'héritage géologique :

La lithologie et la topographie/bathymétrie du substratum côtier exercent un contrôle sur la fixation du prisme, sur les apports sédimentaires et sur la pente du substrat, et donc influencent le développement du prisme. La présence d'un haut-fond ou d'un pointement rocheux permet la fixation du prisme et son développement [FitzGerald *et al.*, 2000 ; Burningham, 2008]. L'existence d'une bathymétrie de baie favorisent la création d'une *embayed barrier* ou d'une *mid-bayed barrier* telle qu'elle est observée sur la côte sud-est australienne [Thom *et al.*, 1992]. Au contraire, si le substratum est très érodable, des prismes curvilignes ou linéaires, plus étendus, peuvent être observés tels qu'en Nouvelle Ecosse [Forbes *et al.*, 1995], sur la côte est des Etats-Unis [Riggs *et al.*, 1995] ou sur la côte nord-ouest de la Pologne [Kaszubowski, 1996]. La bathymétrie influence aussi la sédimentation [Brothers *et al.*, 2008] en créant des zones abritées où les sédiments fins s'accumulent et des zones plus exposées où seuls les sédiments grossiers se déposent. Elle a également une incidence sur l'hydrodynamique [Regnauld *et al.*, 2004] et réciproquement, les tempêtes déplacent les sédiments en fonction de la morphologie, de la forme et du stade d'évolution du prisme [Belknap & Kraft, 1985 ; Evans *et al.*, 1985].

- La tectonique :

Les zones tectoniquement actives sont soumises à des réajustements périodiques ou constants de leur topographie (Japon, Nouvelle-Zélande, Tunisie). La partie immergée du

prisme est souvent constituée de terrasses en forme d'escaliers [Pillans and Huber, 1995] et la partie émergée peut être constituée de paléocordons surélevés [Oueslati, 1993 ; 1995]. Il est donc difficile dans ces régions d'observer des lagunes ou des dépressions en arrière du prisme du fait d'un grand nombre de tsunamis [McFadgen & Goff, 2007] et tremblements de terre [Cochran *et al.*, 2007] qui modifient l'enregistrement sédimentaire.

### **1.3.3. Les apports sédimentaires**

La gamme de sédiments présents au niveau d'un prisme peut s'étendre des vases jusqu'aux blocs rocheux. Les caractéristiques physiques et chimiques des sédiments et des apports sédimentaires dépendent du contexte géologique régional mais aussi du climat. Ce climat exerce également une influence sur le régime hydrodynamique local, sur le vent... D'un point de vue climatique, les sédiments sont caillouteux dans les zones glaciaires et périglaciaires, sableux dans les latitudes tempérées et vaseux dans les zones où le climat est humide ou tropical. Ces sédiments ont plusieurs origines : marine, fluvio-deltaïque, continentale ou encore biologique. Ils peuvent être issus d'un remaniement des dépôts de la plate-forme continentale [Davis, 1994 ; Dingler & Davis, 1994 ; Roy *et al.*, 1994], de l'érosion du bassin versant [Hayes, 1994 ; Oretel & Kraft, 1994], des apports des fleuves [FitzGerald *et al.*, 1994 ; Hayes & Ruby, 1994].

### **1.3.4. Les forçages externes**

Les vagues et la houle représentent des aspects d'un même agent. L'énergie de la houle joue un rôle très important dans la formation des prismes mais aussi dans leur évolution. En effet, elle exerce un contrôle sur les apports sédimentaires (taux de sédimentation et quantité de sédiments déplacés). Les vagues transportent ainsi du sédiment du *lower shoreface* vers l'*upper shoreface*. De plus, les vagues participent aux échanges entre les parties immergée et émergée du prisme sous l'action de tempêtes. Elles participent activement aussi au transport longitudinal le long des côtes car elles créent les courants de dérive. La configuration du trait de côte en est la conséquence

L'hydrodynamique locale modifie aussi le prisme dans le cas de conditions extrêmes [Regnauld *et al.*, 2004 ; Houser *et al.*, 2008 ; Sabatier *et al.*, 2008]. Ces modifications interviennent par l'intermédiaire de washovers, d'érosion et/ou d'accumulation de matériel.

Bien que les prismes sableux se forment plus facilement dans les environnements atidaux, ils apparaissent aussi dans des situations de mer marée où ils évoluent alors en

fonction des courants tidaux. La marée exerce un contrôle sur la taille et le nombre des graus, mais aussi sur le transport des sédiments provenant du prisme. En effet, dans les zones où la marée exerce un contrôle plus important que les vagues, le sédiment est expulsé vers le large, il se produit l'inverse lorsque les vagues dominent, comme dans la baie de Géorgie [Hubbard *et al.*, 1979] ou sur les côtes portugaises comme en Algarve [Balouin, 2001].

Le vent ne participe pas directement à l'édification du prisme, comme la marée et la houle, par contre les processus éoliens sont importants dans la création et la migration des dunes émergées. De plus, il participe aux échanges entre la partie émergée et celle immergée du prisme.

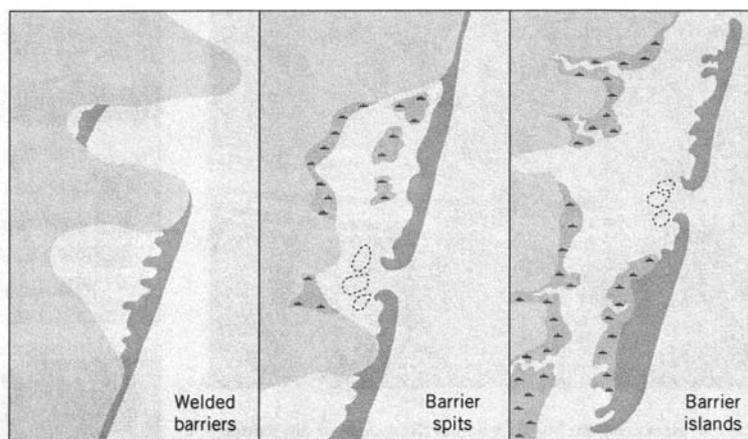
#### ***1.4. Mise en place d'une lagune***

Une lagune est une étendue d'eau calme, peu profonde, à salinité variable, séparée généralement de la mer par une barrière littorale ouverte par un ou plusieurs grau(s) ou passes et résultant de la fermeture de baies ennoyées. Les lagunes se trouvent dans les environnements micro- et mésotidaux.

##### **1.4.1. Modalités d'édification**

Trois types de barrières sont susceptibles d'abriter une lagune (

Figure I. 11) : les *welded barriers*, les *barrier spits* et les *barrier islands* (cf. I.3.i.a pour leur description détaillée). Ces barrières sont le résultat de la combinaison de différents facteurs énoncés ci-dessus. Leur construction implique des apports abondants et une côte irrégulière dans les deux premiers cas.



**Figure I. 11 : Les différentes barrières abritant une lagune en fonction de leur connexion au continent [Davis & FitzGerald, 2004].**

De nombreux exemples de lagunes isolées par des flèches sableuses, créées grâce au transport longitudinal, sont présents dans la littérature [Duffy *et al.*, 1989 ; Soons *et al.*, 1997 ; Ricci-Lucchi *et al.*, 2006 ; Massey & Taylor, 2007 ; Simeoni *et al.*, 2007 ; Storms *et al.*, 2008], notamment dans le golfe du Lion avec les lagunes de Thau [Tessier *et al.*, 2000], de Salses-Leucate [Certain *et al.*, 2004], de Maguelone [Raynal *et al.*, 2009] où elles sont de type *barrier spit*.

### **1.4.2. Évolution de la lagune**

#### *1.4.2.1. Hydrologie*

La lagune, une fois isolée, communique avec le milieu ouvert par l'intermédiaire de passes (*inlets*), créées suite à la rupture du cordon sableux par (1) le plus souvent la pression hydrostatique de la masse d'eau lagunaire gonflée par les pluies, (2) l'hydrodynamique locale lors des tempêtes. Outre les échanges avec la mer, il existe d'autres processus susceptibles d'influencer la sédimentation tels que la circulation hydrodynamique interne [Millet, 1989 ; Molinari *et al.*, 2007 ; Molinaroli *et al.*, in press], le mélange des couches d'eau [Serandrei-Barbero *et al.*, 2006 ; Schmidt *et al.*, 2007] et la résurgence des eaux karstiques [Aquilina *et al.*, 2003 ; Pinault *et al.*, 2004] .

#### *1.4.2.2. Sédimentation dans la lagune*

L'isolement des lagunes a pour conséquence de présenter un enregistrement sédimentaire fin et bien préservé. Cet enregistrement sédimentaire est parfois semblable à celui des estuaires [Reinson, 1992]. Cette sédimentation peut être de trois types (Figure I. 12) : (1) des précipités chimiques, (2) des sédiments apportés par les bassins versants et/ou le vent, (3) des thanatocénoses ou des accumulations bioclastiques. D'une manière générale, les dépôts sont surtout représentés par des faciès sableux grossiers intercalés dans des vases. Ils sont liés à des cônes de débordements de tempêtes ou *washovers* qui, datés, permettent de reconstituer l'historique des tempêtes majeures [Sabatier *et al.*, 2008]. Des séquences de remplissage peuvent être mises en évidence à l'aide d'outils tels que la sismique haute et très haute résolution [Certain *et al.*, 2004 ; Ferrer *et al.*, 2010 ; Raynal *et al.*, 2010]. De plus, le prélèvement de carottes sédimentaires permet de faire des études plus approfondies du remplissage sédimentaire, d'en mesurer l'âge par des datations et ainsi de reconstruire l'évolution de la lagune [Ricci Lucchi *et al.*, 2006 ; Zecchin *et al.*, 2009 ; Sabatier *et al.*, in press...]. Selon la taille de la lagune et sa profondeur, le vent est un facteur qui développe une

agitation, une courantologie, puis un remaniement et enfin un mélange du sédiment et donc peut perturber le signal d'enregistrement.

Les lagunes offrent d'autres intérêts. Elles servent parfois à l'édification des ports car elles constituent des zones abritées naturellement pour les bateaux (Abidjan, Lagos, Venise...). D'un point de vue biologique, elles présentent des formes de vie particulières, une capacité de cultures (conchyliculture) importante [Soletchnik *et al.*, 2002 ; Gagnaire *et al.*, 2006 ; Duport *et al.*, 2007...]. D'un point de vue géochimique, l'accumulation des métaux lourds dans le sédiment est étudiée [Lacerda & Gonçalves, 2001 ; Culotta *et al.*, 2006 ; Schmidt *et al.*, 2007...], ainsi que la répartition des zones d'oxydoréduction, d'acidité (études sur la lagune de Berre) [Robert *et al.*, 2006]. L'influence de ces facteurs est très importante pour définir les milieux de vie des différents organismes.

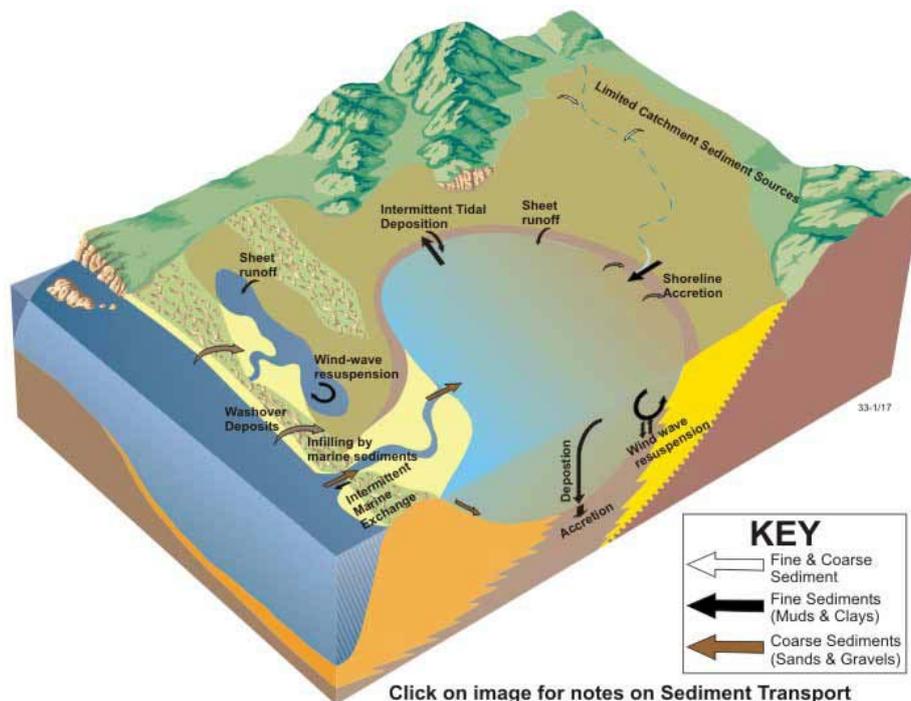


Figure I. 12 : Dépôts sédimentaires à l'intérieur d'une lagune [OzCoasts, 2008]. Ces dépôts sont décrits en fonction des processus de mise en place.

### **Pistes de recherche pour les environnements de barrières et de lagunes**

- Quelles sont les modalités d'édification des barrières des lagunes du Languedoc-Roussillon ?
- Quels sont les paramètres de contrôle de leur édification ?
- Appréhender au mieux le continuum terre-mer (lagunes, barrière et avant-côte).
- Le remplissage sédimentaire d'une lagune est-il un bon marqueur des évolutions de la barrière littorale ?

## **2. Le prisme sableux émergé**

Le cordon sableux émergé est constitué de plusieurs unités morphologiques (Figure I. 13). La plage est généralement horizontale ou subhorizontale, sèche (peu gorgée d'eau) sauf en cas de tempêtes où elle peut être submergée. Durant ces épisodes, la plage subit l'attaque des vagues et peut s'engraisser ou s'éroder. La forme de la plage est un facteur important dans le transport éolien des sédiments. En simplifiant, plus la plage est plane et sèche, plus la morphologie est linéaire, plus le vent peut déplacer le sable [Kaimal & Finnigan, 1994 ; Peterson *et al.*, 2007]. La taille de la plage est également un facteur important dans le transport [Davidson-Arnott & Law, 1990]. La plage, de largeur et longueur variables, est constituée de plusieurs unités morphologiques. Elle s'étend du talus de collision ou *beach step* jusqu'au cordon dunaire ou *foredune*. De la mer vers le continent, elle est constituée : (1) du trait de côte identifié ici par le talus de collision (Figure I. 13). La forme du trait de côte peut être marquée par des sinuosités de plage ou *megacusps* dont la mise en place dépend des courants de retour ou *rip currents* [Wright, 1980 ; Short & Hesp, 1982 ; Thornton *et al.*, 2007]. Ces sinuosités sont constituées de cornes/avancées et baies/recul ou *embayment*. (2) De la berme (Figure I. 13), résultat d'une accumulation de sédiment liée au jet de rive [Masselink & Puleo, 2006 ; Weir *et al.*, 2006 ; Brocchini & Baldock, 2008]. La hauteur de la berme est contrôlée par le bilan entre la quantité de matériel apportée par le jet de rive et la quantité de matériel entraînée par le retrait ou *backwash* [Takeda & Sunamura, 1982]. La berme suit la forme générale du trait de côte. Elle peut présenter des croissants de plage ou *beach cusps* et/ou des falaises d'érosion ou *beach scarps*. Un croissant de plage est une forme sédimentaire rythmique, semi-circulaire, de hauteur centimétrique à décimétrique. Il est

constitué de deux cornes, composées de matériel grossier, et d'un ventre, composé de matériel fin [Williams, 1973]. Les processus liés à leur formation restent assez mal connus, deux théories s'affrontent : la génération liée au modèle d'auto-organisation [Werner & Fink, 1993 ; Masselink & Pattiaratchi, 1998, Coco *et al.*, 2000, Almar *et al.*, 2008] et celle liée aux ondes infragravitaires [Bowen & Inman, 1971 ; Guza & Inman, 1975 ; Inman & Guza, 1982 ; Coco *et al.*, 1999 ; Holland & Holman, 1996 ; Holland, 1998]. Coco *et al.* [1999] ont comparé ces deux théories et leur application dans la formation des croissants de plage. Il s'en dégage qu'elles sont compatibles voire complémentaires. Toutefois, les travaux récents de Coco & Murray [2007] mettent en avant la théorie de l'autoorganisation dans la formation de ces structures rythmiques. La falaise d'érosion est une forme sédimentaire dont la formation se fait par étapes successives [Carter *et al.*, 1990] sous l'action des vagues [Dolan, 1972] accentuée en période de tempête [Antia, 1988]. Le maintien de la forme de la falaise s'observent sur les profils transversaux de plage [Davidson & Turner, 2009], mais les processus responsables de leur formation sont moins connus [Overton *et al.*, 1994 ; Erikson *et al.*, 2007]. (3) Du cordon dunaire (*foredune*), constitué de dunes de forme variée [Shideler & Smith, 1984 ; Otvos, 2000 ; Hesp, 2002]. Les mécanismes de sa formation et de son évolution sont liés à une disponibilité sédimentaire importante et à des vents notables [Aagaard *et al.*, 2007 ; Davidson-Arnott & Bauer, 2009 ; Lynch *et al.*, 2009] responsables du transport [Davis & FitzGerald, 2004 ; Hesp *et al.*, 2005]. Le facteur humain (rechargement, construction...) joue également un rôle important dans son évolution et dans ses interactions avec la plage [Van der Wal, 2004]. Il peut présenter une couverture végétale étendue dont la limite met en évidence la zonation entre la plage et le cordon dunaire [Conway & Nordstrom, 2003], mais également l'influence hydrodynamique [Aagaard *et al.*, 2004]. Face à l'action des tempêtes, le cordon dunaire constitue un élément de défense mais il peut être entaillé ou détruit [Meerkerk *et al.*, 2007].

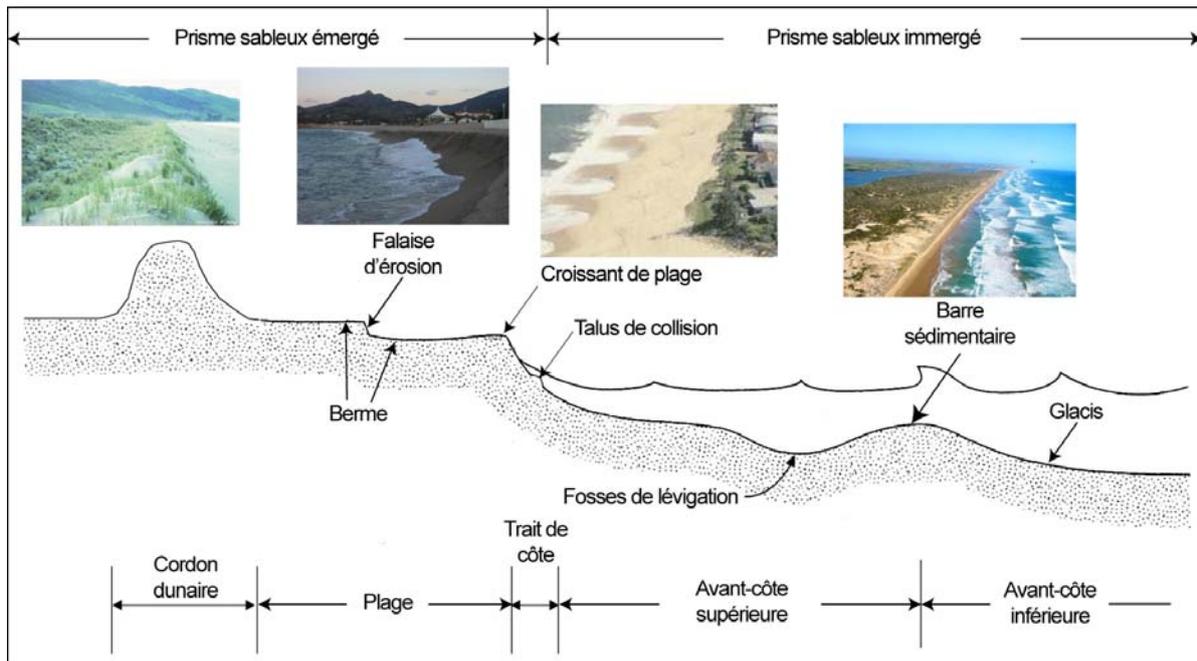


Figure I. 13 : Terminologie pour un profil de plage dotée d'une berme [modifié d'après Komar, 1997].

### 3. Le prisme sableux immergé

#### 3.1. Généralités

Le prisme sableux immergé ou *shoreface* (Figure I. 13), appelé dans la suite plage immergée, commence au niveau du trait de côte et s'étend jusqu'à la plate-forme interne. Dans le cadre de cette étude, on se limitera à une profondeur de 20 m où les changements morphologiques ne sont plus observés aux échelles de temps considérées. La plage immergée peut être classée en fonction de plusieurs paramètres : la hauteur de brisance de la houle  $H_b$ , la période de la houle  $T$  et la granulométrie du sédiment définie comme la vitesse de chute des particules  $W_s$ . Gourlay [1968] a été le premier à définir le paramètre  $\Omega$  (Eq I.6) qui met en relation  $H_b$ ,  $T$  et  $W_s$ .

$$\Omega = \frac{H_b}{W_s T} \quad (\text{Eq I.6})$$

Il propose ainsi la distinction de trois types de plages : les plages réfléchives où  $\Omega < 1$ , les plages intermédiaires où  $2 < \Omega < 5$  et les plages dissipatives où  $\Omega > 6$ . De nombreux auteurs, par la suite, ont proposé d'autres paramètres compilés par Short [1999] (Tableau I. 1) pour classer les plages.

La classification de Masselink & Short [1993] utilise également ces paramètres ( $H_b$ ,  $T$  et  $W_s$ ) en y incorporant la marée. Ces auteurs ont ainsi défini le paramètre RTR (*Relative Tide Range*) qui reprend la marée moyenne au printemps (MSR) et la hauteur de brisance de la houle ( $H_b$ ). Cette classification ne sera pas développée ici dans la mesure où le site d'étude est en milieu microtidal.

Signalons enfin pour être complet un autre paramètre sans dimension  $K$ , proposé par Sunamura [1988] (Eq I.8) :

$$K = \frac{H_b^2}{gT^2D} \quad (\text{Eq I.8})$$

où  $H_b$  est la hauteur de brisance de la houle,  $T$  la période, et  $D$  le diamètre moyen des grains. On n'évoquera pas ce paramètre dans la suite.

	Reflective	Intermediate	Dissipative
<i>Dimensionless fall velocity</i> , $\Omega = H_b/TW_s$ (Wright and Short, 1984)	< 1	2-5	> 6
<i>Surf scaling index</i> $\xi = (a\sigma^2)/(g \tan^2 \beta)$ (Guza and Inman, 1975)	0.1-2.5	2.5-20	20-200
<i>Surf similarity index</i> $\Sigma = \tan \beta / (H_b/L_o)^{0.5}$ (Battjes, 1974)	> 1	1-0.23	< 0.23
<i>Beach stability (transport direction)</i> $K = H_b^2/gT_s^2$ (Sunamura, 1984a)	< 3.5	10-20	> 20
<i>Bar parameter</i> $B^* = (x_b/g \tan \beta T_s^2)$ (Short and Aagaard, 1993)	< 20	20-50	> 50
<i>Waves</i>			
<i>Breaker type</i>	Surging	Spilling-plunging	Spilling
<i>Iribarren number</i> $\Sigma_b = \tan \beta / (H_b/L_o)^{0.5}$ (Battjes, 1994)	> 5	5-0.64	< 0.64
<i>Breaker equivalent</i> (Balsillie, 1985)	Plunging-collapsing	Spilling-collapsing	Spilling
<i>Number of waves in surf zone</i>	1	1-3	> 3
<i>Wave reflectivity</i>	High	Moderate	Low
<i>Relative wave energy</i>	Low	Medium	High
<i>Edge wave type</i>	Trapped (in swash)	Trapped (in trough)	Leaky
<i>Edge wave period</i>	Sub-harmonic ( $T_e = 2T$ )	$T_e = 2-4T$	= wave group period $T_e \gg T$
<i>Currents</i>			
<i>Plan</i>	On-offshore	Cellular	On-offshore
<i>Profile</i>	Uprush, backwash	Onshore over bars, seaward in rips	Surface wave bores and bed return flow
<i>Morphology</i>			
<i>Beach profile</i>	Steep	Rhythmic (megacusps)	Flat
<i>Bars</i>	No bar	Rhythmic	Multiple, parallel
<i>Slope</i>	> 4°	2-6°	< 2°
<i>Cusps</i>	Common	On megacusp horns	Rare
<i>Megacusps</i>	Absent	Common	Rare
<i>Sediment transport</i>			
<i>Net longshore</i>	Low	Medium	High
<i>Onshore/offshore</i>	Low	Medium	High
<i>Dominant mode</i>	Bedload	Mixed	Suspended
<i>Texture</i>	Medium-coarse	Fine-medium	Fine
<i>Aeolian</i>	Low	Medium	High
<i>Mobility</i> (Short and Hesp, 1982)			
$y^b = \text{beach width}$			
<i>Shoreline mobility</i> , $S_m = \sigma_{yb}$	Low (< 10 m)	High (> 10 m)	Low (< 10 m)
<i>Backshore mobility</i> , $B_m = CV_{yb} = \sigma_{yb}/y_b$	Low (< 0.1)	Moderate (0.1-0.5)	High (> 0.5)

**Tableau I. 1 : Synthèse regroupant tous les paramètres définissant les différents types de plages [Short, 1999b ; modifié d'après Sasaki & Horikawa, 1978 ; Short & Hesp, 1982 ; Carter, 1988].**

## 3.2. Les barres sédimentaires d'avant côte

### 3.2.1. Définitions

Les barres sédimentaires d'avant-côte ou *offshore bars* (Figure I. 13) sont de grandes morphologies immergées. Ces barres sont observées sur de nombreuses plages du monde entier (Australie, Etats-Unis, France, Nouvelle-Zélande, Pays-Bas, Royaume-Uni...). Elles sont la principale expression des variations des processus hydrodynamiques et du transport sédimentaire. Il existe plusieurs types de barres sédimentaires d'avant-côte (Figure I. 14) : les barres transverses ou *Transverse Bar and Rip* (TBR), les barres en festons ou *Rhythmic Bar and Beach* (RBB), les barres rectilignes ou *Longshore Bar and Trough* (LBT), les barres et baïnes (*ridge and runnel*) ou *Low Tide Terrace* (LTT).

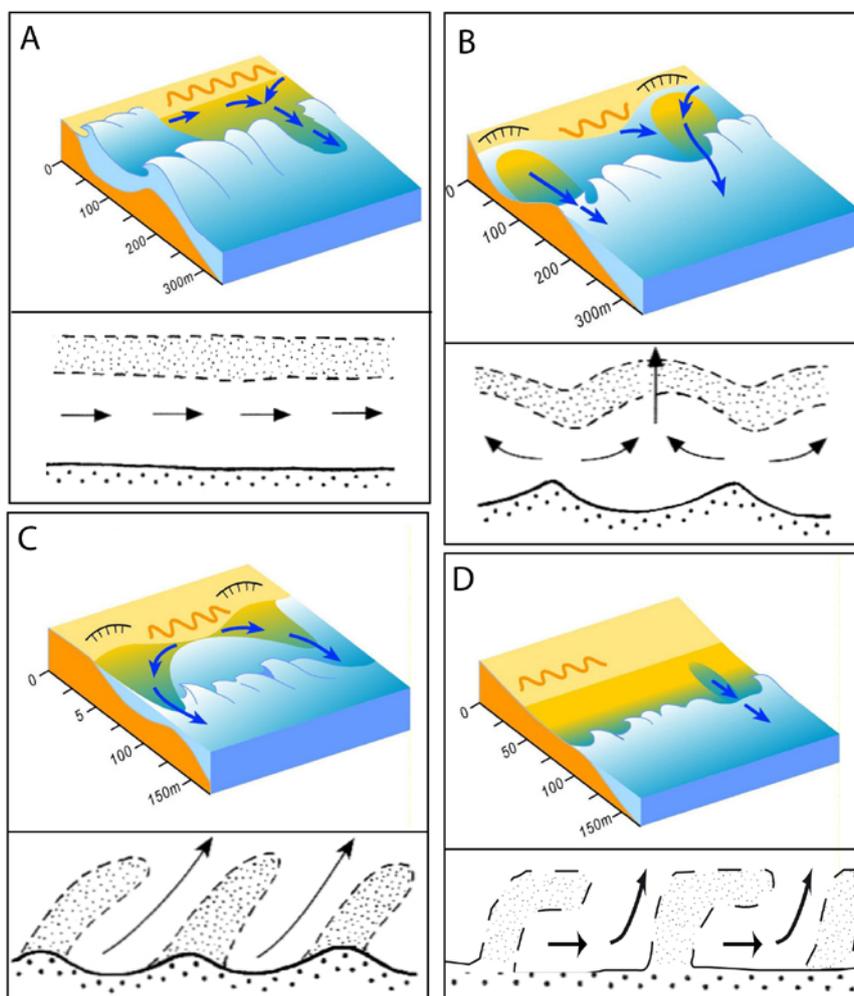


Figure I. 14 : Exemples des différents types de barres d'avant-côte en bloc diagramme tridimensionnel et en bidimensionnel [modifié d'après Masselink & Hughes, 2006 ; Castelle *et al.*, 2007, NzCoast, 2007]. Les flèches représentent les courants d'arrachement situés au niveau des fosses. A – en présence d'une barre rectiligne. B – en présence d'une barre festonnée. C – en présence de barres transverses. D – en présence d'un système barre/baïne. Au niveau de la plage émergée (en jaune), le trait ondulé en marron décrit des croissants de plage et le trait noir des falaises d'érosion. Au niveau de la plage immergée, les flèches en bleu décrivent des courants d'arrachement situés au niveau de zones plus profondes (fosses et autres).

Toutefois, pour une même région observée, la pente et la granulométrie évoluent de manière corrélative et déterminent un équilibre de profil de plage en accord avec les paramètres hydrodynamiques locaux [King, 1972]. Il est donc théoriquement rare d’observer plusieurs types de barres sur une même côte de faible extension. En réalité, la variabilité à laquelle sont sujets les paramètres énoncés ci-dessus, entraîne la possibilité de retrouver localement l’ensemble de ces types de barres sur une même côte. Cela survient notamment lorsque les conditions de forçage sont hétérogènes et le linéaire côtier non-rectiligne, comme dans le cas d’un littoral soumis à une houle oblique dominante et limité par la présence de pointements rocheux [Short, 1999] (Figure I. 15).

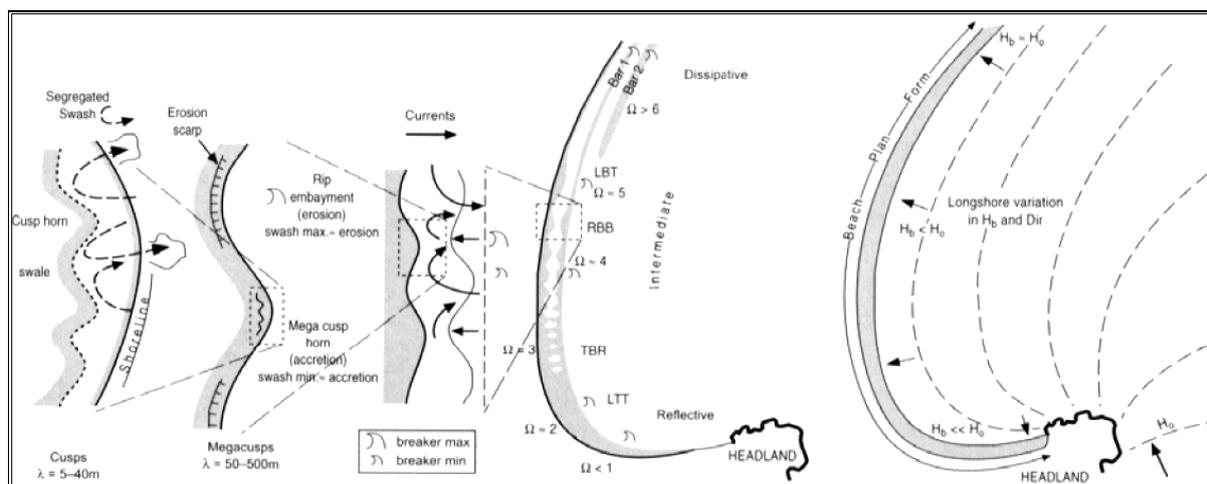


Figure I. 15 : Variations morphologiques des plages et des barres associées en tenant compte des paramètres de la houle, de la marée, de la granulométrie et de la présence d’enrochements [Short, 1999a ; modified from Hesp & Hilton, 1996].

### 3.2.2. Classification des plages à barres

La littérature met en évidence trois configurations fondamentales de barres : à barre unique, à double barre et à barres multiples. Il ne paraît pas possible de réunir ces trois termes au sein d’une même classification, aussi les présente-t-on ici séparément.

### 3.2.3. Le schéma à barre unique

#### 3.2.3.1. Les différents types de barres rencontrés.

Le premier schéma est proposé par Short [1979]. Il se base sur l’observation journalière des changements morphologiques d’une plage en Australie. D’autres classifications plus évoluées ont été proposées par la suite [Wright *et al.*, 1979 ; Chappell and Eliot, 1979...]. Wright & Short [1984] proposent ainsi une classification regroupant les études précédentes et des expérimentations de terrain sur 26 plages australiennes. Ils utilisent le paramètre  $\Omega$  de

Gourlay [1968]. Ils identifient dans les trois types de plages (dissipatives, intermédiaires et réfléchives, voir ci-dessus) six états (Figure I. 16) :

- Etat 1 : type dissipatif (D), constituée d'une barre rectiligne séparée du trait de côte par une fosse.
- Etat 2 : type intermédiaire avec une barre plus ou moins rectiligne séparée de la côte par une fosse (LBT).
- Etat 3 : type intermédiaire avec une barre et une plage festonnées (RBB),
- Etat 4 : type intermédiaire avec une barre et un courant d'arrachement « rip » transverse (TBR).
- Etat 5 : type intermédiaire avec un système de barres-bâines ou de terrasse de bas niveau (LTT).
- Etat 6 : type réfléchif (R) sans présence de barre.

Sans entrer dans le détail des nuances apportées à ce schéma par d'autres chercheurs [Goldsmith *et al.*, 1982 ; Sasaki, 1983 ; Sunamura, 1988 ; Lippman & Hollman, 1990 ; Short & Aagaard, 1993 ; Wright *et al.*, 1987], on se préoccupera dans ce qui suit des différentes déclinaisons que peut prendre le schéma à barre unique, notamment dans le cas des plages intermédiaires qui apparaissent pour des houles de hauteur moyenne comprise entre 0,5 et 2,5 m. Cette étude portera plus précisément sur les barres en festons, les barres transverses et les systèmes barres/bâines, les barres rectilignes n'ayant pas été observées durant le suivi sur le site étudié.

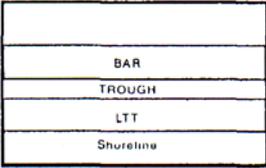
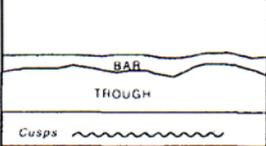
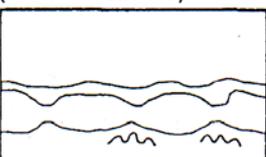
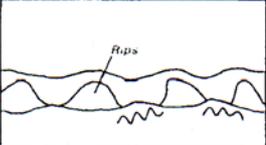
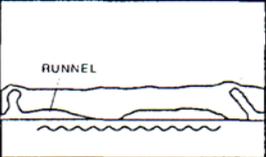
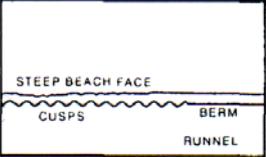
	$\Omega$	K	
<b>DISSIPATIVE (D)</b> 	>6	>20	<b>BAR TYPE H</b> DISSIPATIVE (unbarred; infragravity scaled surf zone)
<b>INTERMEDIATE Longshore Bar-Trough (LBT)</b> 	~ 5	5-20	<b>BAR TYPE G</b> INFRAGRAVITY SCALED 2-D BAR (longshore variable; non-rhythmic; continuous trough; infragravity scaling)
<b>INTERMEDIATE Rhythmic Bar and Beach (RBB) (Normal or Skewed)</b> 	~ 4	5-20	<b>BAR TYPE F</b> NON-RHYTHMIC, 3-D BAR (longshore variable; non-rhythmic; continuous trough; infragravity scaling)
<b>INTERMEDIATE Transverse Bar and Rip (TBR) (Normal or Skewed)</b> 	~ 3	5-20	<b>BAR TYPE E</b> OFFSHORE RHYTHMIC BAR (unbarred; infragravity scaled surf zone)
<b>INTERMEDIATE Ridge-Runnel or Low Tide Terrace (LTT)</b> 	~ 2	5-20	<b>BAR TYPE D</b> ATTACHED RHYTHMIC BAR (no coherent longshore rhythmicity; discont. trough; infragravity scaling)
<b>REFLECTIVE (R)</b> 	<1	3.5-10	<b>BAR TYPE C</b> NON RHYTHMIC, ATTACHED BAR (little or no longshore rhythmicity; discont. trough; infragravity scaling)
Wright & Short (1984)		Sunamura (1988)	Lippman & Holman (1990)

Figure I. 16 : Classification proposée par Wright & Short [1984] avec les valeurs pour  $\Omega$  [Gourlay, 1968] et K [Sunamura, 1988] correspondantes. A droite, la correspondance de la classification de Wright & Short [1984] avec la description faite par Lippman & Holman [1990] [Short & Aagaard, 1993].

o Les barres rectilignes (*Longshore Bar and Trough* ou LBT)

Ces morphologies sont caractérisées par une barre plus ou moins continue généralement proche de la côte (environ 100 m) (Figure I. 14A, Figure I. 17). La plage ressemble topographiquement à une plage dissipative. Tous les éléments de la plage (trait de côte, fosse

interne, barre) sont rectilignes, mais ils peuvent être entrecoupés par des entailles tous les 250 à 500 m sur les côtes soumises à la houle [Short, 1985].

D'un point de vue dynamique, la continuité de la barre peut se rompre en période de tempête sous l'action des vagues brisant sur la barre en créant de forts courants d'arrachement (*rip current*) [Garnier *et al.*, 2008] et/ou migrer vers le large sous l'action de forts courants de retour [Guillen & Palanques, 1993]. En période de beau temps, les houles de faible hauteur ne déferlent plus sur la barre, induisant des courants de circulation littorale plus faibles qui créent une ondulation de celle-ci. Elles déferlent par contre plus près de la plage, créant une berme et pouvant former des croissants de plage (Figure I. 14A). La barre migre alors vers la côte sous l'action des vagues incidentes.



**Figure I. 17 : Photographies de plages à barres rectilignes, Wanganui, Nouvelle Zélande (A), Eastern Beach, Victoria en Nouvelle Zélande (B) (Short, 1999b) et Sète, France (C) (Gervais, communication personnelle).**

Les modalités de formation de ces barres sont assez mal connues. Elles ont pourtant fait l'objet de nombreuses études vidéo [Ranasinghe *et al.*, 2004 ; Soupy Alexander & Holman, 2004], numériques [Garnier *et al.*, 2008] et d'observations de terrain [Short, 1985 ; Wright *et al.*, 1986 ; Guillen & Palanques, 1993 ; Certain, 2002]. Aujourd'hui, deux hypothèses sont présentées dans la littérature :

- (1) La théorie des brisants [King, 1972] selon laquelle les barres se forment au niveau de la zone où les vagues brisent. Ce processus est accentué par la rencontre des courants de retour avec la vague incidente. Cette théorie a pu être vérifiée en canal, mais dans la nature, l'hétérogénéité de la houle rend la tâche plus difficile [Wang & Davis Jr., 1998].
- (2) La théorie des ondes fuyantes stationnaires (*leaky wave*) [Bowen & Inman, 1971] selon laquelle des ondes infragravitaires sont libérées suite à la brisance des vagues incidentes. Ces ondes ne sont pas piégées dans la zone de déferlement mais sont réfléchies vers le large. L'enveloppe de l'onde stationnaire induite est alors bidimensionnelle [Wright *et al.*, 1982]. Pour former ce type d'ondes, le système requiert (1) la présence d'ondes infragravitaires pénétrant dans la zone de déferlement et une libération d'énergie due au déferlement des vagues [Longuet-Higgins & Stewart, 1964] ou (2) la création d'ondes longues au-delà du point de déferlement [Symonds *et al.*, 1982].

○ Les barres en festons (*Rhythmic Bar and Beach* ou RBB)

Dans ce cas, la barre a un motif rythmique en forme de croissants ou de festons (Figure I. 14B). Sa morphologie décrit deux cornes reliées entre elles par une crête en arc de cercle (ventre) et séparées par une fosse (Figure I. 18). La profondeur de cette crête est maximale au niveau des ventres et minimale au niveau des cornes. La barre se localise entre 100 et 150 m de la côte. Le trait de côte lui faisant face est également rythmique (Figure I. 24).

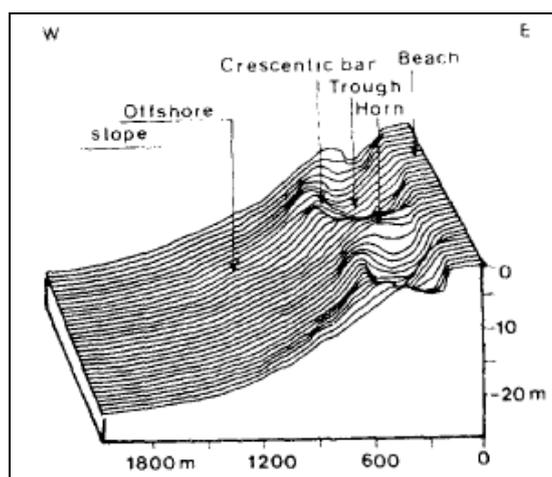


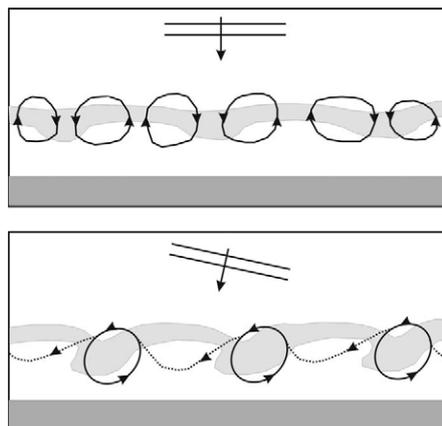
Figure I. 18 : Terminologie d'une barre en croissant présentant la crête de la barre, le ventre et les cornes [Froidefond *et al.*, 1990].

D'un point de vue dynamique, les vagues se propageant au dessus de la barre déferlent sur les cornes et continuent de gonfler au niveau des ventres. Cette différence dans le

déferlement crée un gradient dans les intensités des courants d'arrachement divergeant au niveau des cornes et convergeant au niveau des ventres, maintenant ces derniers en position plus reculée [Wright & Short, 1983]. En présence de vagues de hauteur plus importante, les courants d'arrachement peuvent augmenter en intensité [Short & Hogan, 1994 ; Brander, 1996 ; McMahan *et al.*, 2006]. Les variations longitudinales résultantes des interactions entre la hauteur et la direction des vagues produisent une érosion au niveau des ventres et une accrétion au niveau des cornes. Le déferlement différentiel entre les cornes et les ventres génère un gradient énergétique au niveau du trait de côte. Le jet de rive converge et est plus important au niveau des baies, créant une érosion, et diverge au niveau des avancées, engendrant des dépôts. Le trait de côte prend une disposition rythmique formant des sinuosités de plage dont l'espacement est du même ordre de grandeur que celui des cornes de la barre [Short, 1999b].

Comme pour les systèmes à barres rectilignes, les modalités de formation étaient assez mal connues par le passé. Elles ont ainsi fait l'objet de nombreuses études, comme pour les barres rectilignes, par surveillance vidéo [Caballeria *et al.*, 2002 ; Van Enckevort *et al.*, 2003a, 2003b ; Ranasinghe *et al.*, 2004 ; Van Enckevort *et al.*, 2004], par modèles numériques [Ribas *et al.*, 2003 ; Castelle, 2004 ; Calvete *et al.*, 2005 ; Castelle *et al.*, 2006 ; Garnier, 2006 ; Klein & Schuttelaars, 2006] et aussi par observations de terrain [Goldsmith *et al.*, 1982 ; Lafon *et al.*, 2004 ; Castelle *et al.*, 2007]. Deux théories étaient présentées dans la littérature :

- (1) La théorie de l'auto-organisation [Caballeira *et al.*, 2002]. Les barres se formeraient à partir d'un développement d'instabilités soit morphologiques soit inscrites dans le champ de houle. Cela suppose donc que la barre au départ ne soit pas parfaitement rectiligne et symétrique ou alors que la houle ne soit pas homogène longitudinalement. La réfraction des vagues induirait des variations longitudinales du forçage à la côte créant des cellules de courant (Figure I. 19). Ces cellules créent des irrégularités préfigurant les cornes et des ventres, qui s'amplifieraient sous l'action d'une rétroaction positive du système. Ce mécanisme de festonnement serait favorisé par des houles frontales et de longue période [Castelle *et al.*, 2006]. A terme, le système présente des formes rythmiques symétriques dont la taille est ensuite limitée par un phénomène de rétroaction négative. Si la houle appliquée au système est oblique, cela engendre un courant longitudinal plus important. Le feston devient alors dissymétrique [Castelle *et al.*, 2006].



**Figure I. 19 : Modèle de circulation de courants moyens associé aux barres en croissant symétriques et dissymétriques et à l'incidence des vagues [Castelle *et al.*, 2006].**

- (2) La théorie des ondes de bord stationnaires (*edge wave*) [Bowen & Inman, 1971]. Ces ondes de bord, ou ondes infragravitaires, sont libérées dans la zone des brisants à la suite de la brisance des groupes de vagues incidentes généralement obliques. Ces ondes sont soit piégées par des obstacles divers soit réfléchies indéfiniment longitudinalement, notamment dans les baies. L'enveloppe de l'onde stationnaire induite crée alors des points d'amplitude maximale et d'autres d'amplitude nulle, les nœuds [Wright *et al.*, 1982]. Les disparités de l'enveloppe de la surface libre définissent des zones d'accumulation préférentielles et rythmiques [Bowen & Inman, 1971]. Selon cette théorie, ces ondes stationnaires ne peuvent se produire que sur des plages limitées aux extrémités par des enrochements ou caps. Or des barres festonnées sont également observées sur de longues plages rectilignes comme en Aquitaine. Dernier point important, cette théorie ne tient pas compte de l'influence de la bathymétrie sur l'hydrodynamique [Castelle *et al.*, 2007].

Ces deux théories peuvent être liées voire se compléter. Aucune des deux ne semble en mesure d'expliquer seule la génération de formes rythmiques. Une étude récente de Coco & Murray [2007] a conclu sur l'importance de la théorie de l'autoorganisation dans la formation de ce type de barres, abandonnant la théorie des ondes de bord.

○ Les barres transverses ou « Transverse Bar and Rip » (TBR)

Ces barres sont reliées à la côte de manière oblique ou perpendiculaire (Figure I. 14C) [Tanner, 1960 ; Niedoroda & Tanner, 1970]. L'extension transversale de ces barres est comprise entre 50 et 600 m [Niedoroda & Tanner, 1970 ; Bruner & Smosna, 1989]. Elles peuvent décrire des formes plus ou moins rythmiques comme les barres festonnées mais sont attachées à la côte, impliquant une individualisation des courants d'arrachement au niveau de

chaque fosse. Elles sont généralement espacées de manière régulière d'environ 150 à 250 m [Gelfenbaum & Brooks, 2003]. Toutefois, sur des côtes où la houle est très forte, l'espacement peut atteindre 700 m [Short & Brander, 1999]. L'obliquité de ces barres est liée à un fort courant longitudinal induit par une houle d'incidence oblique [Konicki & Holman, 1996]. Cette configuration modèle le trait de côte en créant de grandes sinuosités (*megacusps*) dont les avancées sont situées au niveau des attaches des barres à la côte et les creux au niveau des fosses (Figure I. 14C), comme en présence de barres festonnées.

La dynamique de ces barres est liée à l'énergie des vagues et à la marée. Les zones d'accrétion et d'érosion correspondent à celles décrites pour les barres festonnées. La liaison des barres à la côte génère un fort courant de retour auquel s'additionnent les courants convergents induits par les avancées du trait de côte (Figure I. 20) [Aagaard & Masselink, 1999]. Plus au large, à la sortie des chenaux de vidange, de petites structures sédimentaires, de forme arrondie, peuvent se créer (Figure I. 21), appelées des *rip head bar* [Brander, 1999 ; Brander & Short, 2000] et peuvent relier deux barres transverses. Ces morphologies sont également observées dans les autres systèmes (barres rectilignes, barres en festons et barres/bâines) à partir du moment où il y a accumulation en sortie de chenal. La taille de ces structures, de l'ordre de la dizaine de mètres maximum, les différencie des barres en festons.

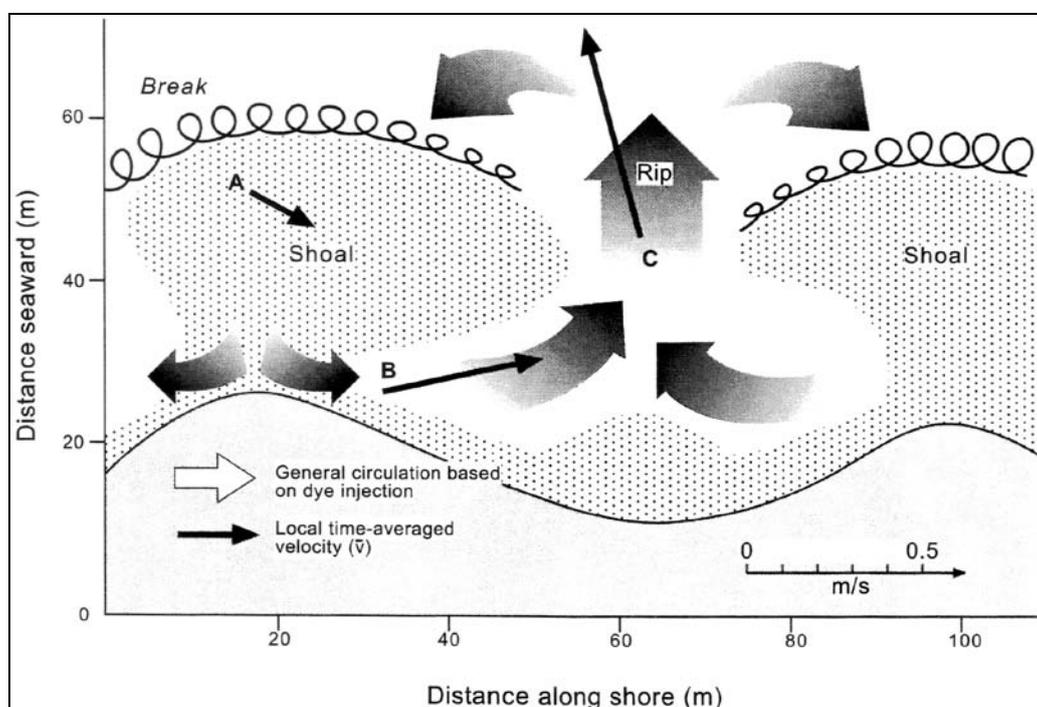


Figure I. 20 : Circulation hydrodynamique observée au niveau d'un système à barres transverses [Aagaard & Masselink, 1999; modifié d'après Wright & Short, 1984].

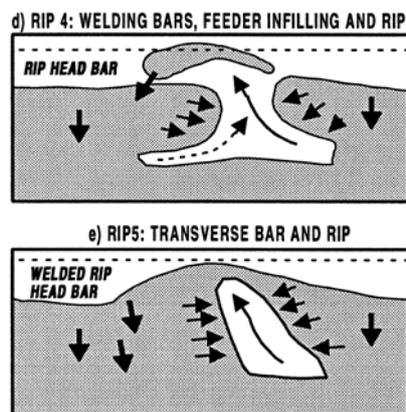


Figure I. 21 : Morphologies en « rip head bar », non attachées (d) ou attachées (e) au niveau des barres transverses [Brander, 1999].

Récemment, une étude a démontré la présence de barres transverses de petite taille ou *transverse finger bars* (Figure I. 22) dans la zone de déferlement [Ribas & Kroon, 2007]. Ces morphologies sont attachées au trait de côte à marée basse. Elles sont espacées de manière régulière et se retrouvent sur de longues périodes de suivi (suivi vidéo). L'incidence oblique des vagues et leur faible hauteur sont des critères nécessaires à leur maintien. Durant cette étude, la théorie de l'auto-organisation [Caballeria *et al.*, 2002] a été citée pour expliquer les mécanismes de formation de ces barres.

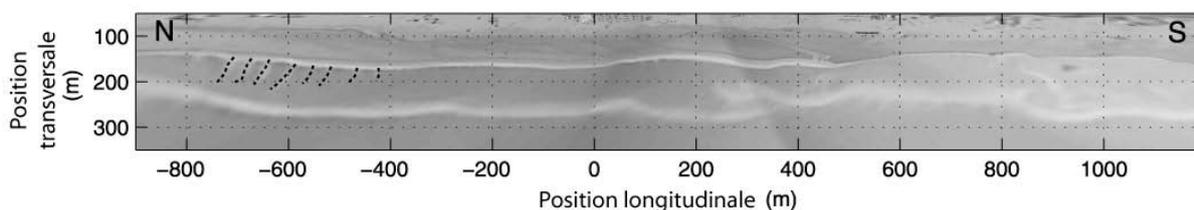


Figure I. 22 : Figure représentant les *transverse finger bars* (en trait pointillé) [modifié d'après Ribas & Kroon, 2007].

o Les barres/bâines (*Low Tide Terrace* ou *LTT*)

Ces morphologies portent également dans la littérature le nom de *ridge and runnels*, un terme cependant ambigu car certains auteurs l'ont utilisé pour décrire un système de barres/bâches qui présente des barres relativement rectilignes [King & Williams, 1949 ; Stépanian, 2001]. Elles apparaissent sur les zones intertidales, contrairement aux autres morphologies qui sont présentes en milieu subtidal. Les systèmes barres/bâches s'insèrent difficilement dans la classification de Short & Aagaard [1993] mais s'intègrent dans celle de Masselink & Short [1993] utilisant les paramètres de la marée. Les systèmes barres/bâines se retrouvent essentiellement dans la zone intertidale où la marée intervient majoritairement. Elles sont caractérisées par des structures proches des barres transverses obliques à la

différence que le trait de côte est généralement rectiligne (Figure I. 14D). A marée basse, la barre s'étale vers le trait de côte pour former une terrasse (*low tide terrace*) [Owens & Frobel, 1977], de largeur comprise entre 20 et 50 m. L'action des vagues doit être limitée pour que le système soit préservé. Au niveau de la baine, les courants d'arrachement peuvent être très rapides et puissants du fait de la faible profondeur. Les systèmes barres/bâines ne migrent pas beaucoup transversalement mais se déplacent longitudinalement [Mulrennan, 1992 ; Michel & Howa, 1999 ; De Melo Apoluceno *et al.*, 2002 ; Castelle *et al.*, 2007].

### 3.2.3.2. Séquences d'évolution de plage à barre unique :

Les classifications typologiques ci-dessus sont utiles pour caractériser les différents types de plage mais ne doivent pas faire oublier que l'on observe généralement des transitions entre ces différents types, notamment pour les plages dites intermédiaires. La Figure I. 23 résume les séquences d'évolution d'une plage présentant une barre unique. Elle se lit suivant deux colonnes, (1) celle de gauche, de haut en bas, présente une séquence de tombant de tempête [Wright & Short, 1984 ; Lippman & Holman, 1990] ; (2) celle de droite, de bas en haut, présente une séquence de début de tempête [Short, 1979, 1985 ; Goldsmith *et al.*, 1977 ; Sunamura, 1988].

Le point de départ de la séquence de tombant de tempête est une plage dissipative avec un sédiment fin, soumise à une houle fléchissante, de hauteur supérieure à 2,5 m, pour une longue durée. Pour passer à la deuxième étape, cette plage doit être soumise à des vagues de hauteur inférieure à 2 m, durant une longue durée. Des ondes de bords apparaissent et initient (ou influencent la position) des courants d'arrachement, induisant un déplacement du sable vers le large et séparant une barre rectiligne de la côte. Lorsque la hauteur des vagues atteint 1,5 m, la barre migre vers la côte. Des cellules de circulation hydrodynamique apparaissent, influencées par la morphologie du fond et inversement, et créent une ondulation de la barre. La plage présente alors un système de barres en festons où les vagues ne déferlent plus que sur les cornes. Cette barre influence le trait de côte en le rendant également rythmique. En dessous d'une hauteur de 1,5 m, le couplage entre la bathymétrie et la circulation hydrodynamique est maintenu voire accentué, entraînant la rupture des crêtes des festons. Les courants de retour s'expriment davantage, des chenaux de vidange se créent et sont dirigés vers le large, perpendiculairement ou obliquement par rapport à la côte, tout dépend de l'incidence de la houle. La plage présente alors des barres transverses attachées à la côte au niveau des avancées du trait de côte (*megacusps*). Lorsque la hauteur des vagues devient

inférieure à 1 m, tout le système migre vers la côte. La zone de déferlement étant très restreinte, seul le courant longitudinal s'exprime dans le transport sédimentaire. Les barres se déplacent et forment des terrasses. Les chenaux de vidange sont maintenus mais leur exutoire devient oblique. La plage présente un système de barre/baïne. Enfin, pour une hauteur de vague inférieure à 1 m, le système de barre/baïne se colle à la plage émergée, la plage ne présente plus aucune forme sédimentaire, elle est alors réfléchive.

La séquence de début de tempête est basée sur deux mécanismes complémentaires, (1) l'érosion de la plage émergée qui déplace le stock sableux vers le large créant progressivement une barre, (2) le déplacement conséquent du point de déferlement des vagues vers le large augmentant la largeur de la zone de déferlement. Le point de départ de cette séquence est une plage réfléchive exposée à des vagues de hauteur supérieure à 0,5 m. Cette plage commence ainsi à se réorganiser sous l'action d'un jet de rive plus important, pouvant saturer en eau le sédiment du bas de plage, érodant la berme en créant des falaises d'érosion ou des sinuosités de plage. Une partie du sédiment érodé est transportée vers le large par des courants d'arrachement puis se dépose rapidement au niveau de la plage immergée, entraînant un déferlement plus au large et donc une dissipation d'énergie plus importante dans la zone de déferlement. L'autre partie du sédiment érodé se dépose au niveau du talus de collision, mettant en place un système de barre/baïne davantage formé que celui vu dans la séquence de tombant de tempête. Quand la hauteur des vagues dépasse 1,5 m, les courants d'arrachement s'intensifient creusant de profondes entailles dans la crête des barres (terrasses). La plage présente alors des barres transverses. Au-delà d'une hauteur de vagues supérieure à 2 m, les exutoires des chenaux de vidange tendent à se combler pour reformer la crête de la barre qui prend une forme concave vers le large sous l'action de courants d'arrachement. La plage présente alors une barre en festons. Si la plage est soumise à une hauteur de vagues supérieure à 2,5 m, le déferlement, qui se fait au niveau de la barre, tend à la linéariser et à focaliser les courants d'arrachement au niveau d'entailles, la rendant rectiligne. Sous l'action du jet de rive, le trait de côte devient entièrement rectiligne. Enfin pour une hauteur de vagues supérieure à 3 m, le système est remis à zéro, détruisant toute barre. La plage devient alors dissipative dans son intégralité, laissant juste une fosse entre deux zones où se situait la barre.

Ces deux séquences complètes ne sont que très rarement ou partiellement observées dans la nature. Un autre paramètre intervient, non pris en compte dans ces séquences, il s'agit de la marée. Les systèmes barres/baines, par exemple, n'existent que dans les environnements à marée.

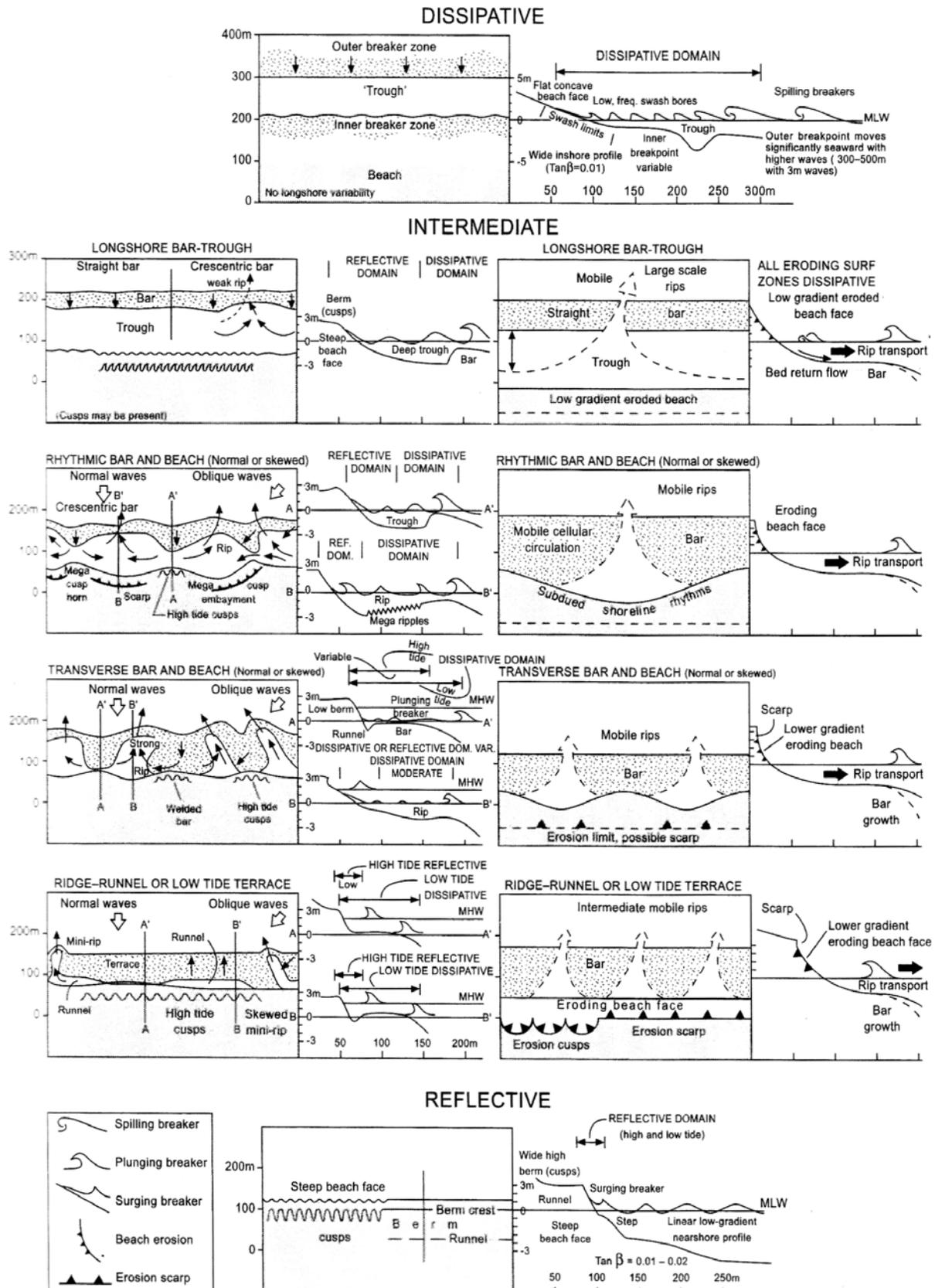


Figure I. 23 : Séquence tridimensionnelle des changements morphologiques d'une plage dominée par l'énergie des vagues. Les colonnes correspondent aux conditions des vagues (d'énergie décroissante de haut en bas), à gauche en période d'accrétion et à droite en période d'érosion [Short, 1999; modifié d'après Short, 1979 ; Wright & Short, 1984 ; Sunamura, 1988 ; Lippman & Holman, 1990].

### **3.2.4. Le schéma d'un système à deux barres**

Toutes les plages du monde ne présentent pas un système à barre unique. Plusieurs études ont ainsi montré que (1) des plages avec un faible gradient de pente et exposées à l'action des vagues peuvent présenter plusieurs barres [Johnson, 1956 ; Greenwood & Davidson-Arnott, 1975 ; Owens, 1977 ; Goldsmith *et al.*, 1982 ; Bowman & Goldsmith, 1983] ; (2) des plages à double barre sont présentes dans des environnements microtidaux où les vagues présentent des hauteurs variables [King, 1972]. Elles montrent aussi que pour une plage présentant plusieurs barres, la barre interne est la plus mobile [King, 1972].

Des systèmes à double barre ont été observés dans plusieurs endroits du monde [Barousseau & Saint-Guily, 1981 ; Goldsmith *et al.*, 1982 ; Bowman & Goldsmith, 1983 ; Wright & Short, 1984]. Deux types de barres sont définis dans les systèmes à double barre : la barre interne proche de la côte et la barre externe au large. Chacune présente des caractéristiques différentes (mobilité, taille, longueur d'onde si elles présentent un développement festonné). Afin de proposer une classification plus complète sur les systèmes à double barre, Short & Aagaard (Figure I. 24) [1993] ont mené une étude approfondie, basée sur l'observation de photographies aériennes de 720 plages de Nouvelle-Galles du Sud (Australie) dont 185 comportent un système à double barre qui apparaît sur 1001 photographies, prises sur plus de 52 ans, avec une moyenne de 5 photographies par plage. Les plages observées sont soumises à une hauteur moyenne de vague de 1,5 m, une période moyenne de 10 s et une marée moyenne de 1,6 m [Short & Aagaard, 1993]. Le schéma d'un système à deux barres utilise la même nomenclature que le schéma d'un système à barre unique [Wright & Short, 1984, Figure I. 16]. Les morphologies observées des différentes barres sont compilées dans la Figure I. 24. 13 combinaisons ont été observées et 83% des états sont regroupés dans 4 combinaisons intermédiaires (fréquence : 13 – 17 – 16 – 37) survenant pour des Hb proches de 1,5 m. Dans cette classification, il faut noter que les 4 cas, en haut à gauche (fréquence : 0,1 – 0,1 – 0,1 – 3), ne surviennent que pour des tempêtes fortes (Hb > 3 m). De même 5 cas (fréquence : 3 – 5 – 2 – 2 – 1) sont signalés pour des Hb inférieure à 1,5 m. La taille du sédiment constitue une autre entrée dans ce tableau. La granulométrie de la barre interne est plus fine en allant vers la gauche du tableau.

La présence de deux barres entraîne un comportement paradoxal du système au cours de la séquence de tombant de tempête énoncée dans le cas d'un système à barre unique. En effet, en présence de vagues de faible hauteur, la plage est plutôt dissipative rendant la barre externe inactive, alors que si la hauteur des vagues est plus importante, la plage est de type



### **3.2.5. Le schéma d'un système à barres multiples**

L'étude des systèmes plus rares à barres multiples a débuté en 1975 [Short, 1975] mais leur classification est plus tardive [Aagaard, 1991 ; Short, 1991, 1992]. Elle est basée sur des observations réalisées sur les côtes danoises et néerlandaises (Figure I. 25) d'où il ressort que les conditions hydrodynamiques extrêmes, et en particulier en liaison avec des ondes de bord présentes lors des épisodes de tempêtes [Aagaard, 1990], sont le facteur principal de contrôle de l'espacement des barres. Le cas de plages à trois barres n'apparaît que dans les environnements, dont la pente est modérée à très faible, dominés par des tempêtes de très courtes périodes (inférieure à 5 s) récurrentes sur un laps de temps important [Zenkovitch, 1967 ; Aagaard, 1989 ; Davidson-Arnott, 1988].

Dans cette configuration à trois barres, les barres intermédiaire et externe sont généralement plus dissipatives et moins mobiles. La barre externe ne s'exprime que dans le cas d'épisodes très intenses, elle est souvent rectiligne mais peut devenir festonnée, alors que la barre interne est très mobile. Lors de tempêtes d'intensité moyenne, la barre intermédiaire se festonne avec une longueur d'onde plus courte que celle de la barre externe (Figure I. 25, 2a et 2b). En période de temps calme, la barre interne se festonne davantage, avec une longueur d'onde plus courte que celles des autres barres (Figure I. 25, 3a et 3b). Elle se comporte ensuite comme dans un schéma à barre unique (Figure I. 25, 4 et 5). La séquence de 1 à 5 montre le modèle proposé par Aagaard [1991] pour les côtes danoises de la mer Baltique, révélant des changements dans la typologie des barres (principalement des barres intermédiaire et interne). La séquence de (a) à (f), modèle proposé par Short [1992] pour les côtes néerlandaises de la Mer du Nord, présente une migration du système vers la côte en période de houle d'énergie décroissante tout en tenant compte de la typologie des barres. La séquence a-f reste théorique dans la mesure où les états a, e et f n'ont jamais été observés. De plus, les conditions extrêmes nécessaires à la mise en place de ce schéma indiquent qu'il est généralement temporaire [Castelle *et al.*, 2007], toutefois une étude a montré que la durée de vie peut être plus longue [Ruessink & Terwindt, 2000]. Ce schéma constitue, le plus souvent, une transition pour un système double-triple barre [Ruessink and Kroon, 1994 ; Van Enckevort *et al.*, 2004].

Une synthèse proposée par Short and Aagaard [1993] récapitule les différentes configurations du système en fonction du nombre de barres et de leur typologie. Elle montre aussi l'influence de la barre et du disponible sédimentaires sur le trait de côte.

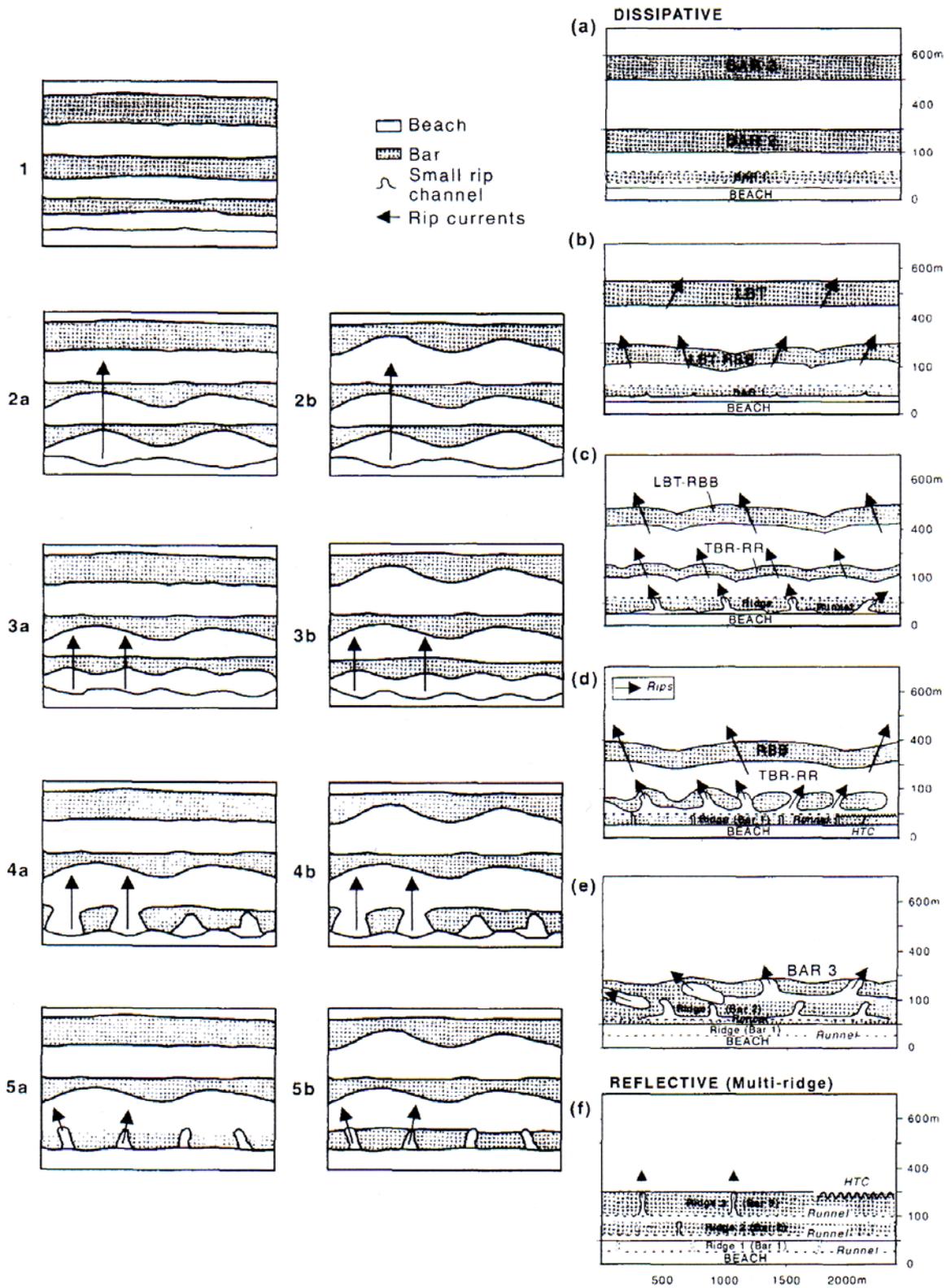


Figure I. 25 : Classification des systèmes à barres multiples proposée par Aagaard [1991] pour 1-5 sur les côtes danoises ; et par Short [1991, 1992] pour a-f pour les côtes néerlandaises. Les séquences observées débutent par des épisodes extrêmes (en haut) puis les conditions hydrodynamiques diminuent (vers le bas). Les états a, e et f sont purement théoriques et n'ont jamais été observés [Short & Aagaard, 1993].

### 3.3. Séquences morphodynamiques des plages émergée et immergée présentant des barres en festons

Les schémas des différents systèmes décrits ci-dessus vont permettre de définir les différents états observés sur la plage de Leucate-Plage. On donnera dans ce qui suit une description détaillée des séquences d'évolution de système de barres festonnées, étudiées spécifiquement dans ce travail.

De nombreuses études se rapportent aux barres en festons, surtout en milieu méso- ou macrotidal [Van Enckevort *et al.*, 2004 (Tableau I. 2) ; Certain & Barusseau, 2005 ; Goodfellow & Stephenson, 2005 ; Lafon *et al.*, 2005 ; Castelle *et al.*, 2006 ; Garnier *et al.*, 2006 ; Castelle *et al.*, 2007 ; Gomez-Pujol *et al.*, 2007 ; Sénéchal *et al.*, 2009].

Site	Setting	Tide, m	Slope, $1/\beta$	$L$ , m	$A$ , m	$c_m$ , m/day	Reference
Mediterranean <sup>a</sup>	mainly pocket	$\approx 0$	-	-	-	-	King and Williams [1949]
Panama City, FL, USA	straight	-	-	$\approx 300$	-	-	Shepard [1952]
Skaw, Denmark	straight (spit)	-	-	200–300	-	-	Bruun [1954]
Côte des Maures, France	pocket	$\approx 0$	-	100	-	-	Arbey [1959]
Leucate Beach, France	straight	$\approx 0$	-	100–250	-	-	Rivière <i>et al.</i> [1961]
Cape Kalaa and El Madr, Algeria	pocket	$\approx 0$	-	500	-	-	Clos-Arceuduc [1962b]
They de la Gracieuse, France	straight (spit)	$\approx 0$	-	100–120	-	-	Clos-Arceuduc [1962a]
Point de l'Espiguette, France	straight	$\approx 0$	-	150–180	-	-	Clos-Arceuduc [1962a]
Various, Japan	straight	-	$>50$	40–1000	-	-	Homma and Somu [1962]
Various, USA	straight (?)	micro	-	$\approx 100$ –3000	-	-	Sonu [1973]
New Brunswick, Canada	straight	0.4–1.3	200	288–1232	18–68	0.3	Greenwood and Davidson-Arnott [1975]
White Park Bay, Ireland	pocket	1.8	100	105–450	-	-	Carter and Kitcher [1979]
Narrabeen Beach, Australia	pocket	1.3–1.6	30	150	-	-	Short [1979]
New Brunswick, Canada	straight	-	40	80	-	-	Huntley [1980]
Golfe du Lion, France	straight	$\approx 0$	80	130–550	10–110	-	Barusseau and Saint-Guilly [1981]
HaHoterim, Israel	straight	0.3–0.6	70	30–500	-	-	Goldsmith <i>et al.</i> [1982]
Mediterranean, Israel	straight	0.3–0.6	100	175–300	-	-	Bowman and Goldsmith [1983]
Duck, NC, USA	straight	1.0–1.3	80	$\approx 300$	20–30	20	Sallenger <i>et al.</i> [1985]
Eastern Beach, Australia	straight	1.5	50	250	-	-	Wright <i>et al.</i> [1986]
Long Island, NY, USA	straight	0.6–1.5	60	$\approx 2000$	-	-	Allen and Psuty [1987]
Duck, NC, USA	straight	1.0–1.3	80	$\approx 250$	-	-	Howd and Birkemeier [1987]
Hald Strand, Denmark	straight	0.4	-	60–170	-	-	Aagaard [1988]
Lake Erie, Canada	straight (spit)	0	30	90–200	-	-	Stewart and Davidson-Arnott [1988]
Various, Denmark	mainly straight	$\leq 0.4$	40–170	30–1000	-	-	Aagaard [1989]
Cap-Ferret, France	straight	4.5	70	500–1000	-	-	Froidefond <i>et al.</i> [1990]
Terschelling, Netherlands	straight	1.2–2.8	220	1500–2000	-	-	Ruessink [1992]
Alexandria, Egypt	pocket	-	20–30	$\approx 100$	-	-	Nafaa and Frihy [1993]
Holland Coast, Netherlands	straight	1.2–1.9	120–150	1000–3000	-	-	Wijnberg [1995]
Egmond, Netherlands	straight	1.3–1.6	120	575	5–40	0–150	Ruessink <i>et al.</i> [2000]
Sand City, California, USA	straight	$\approx 1$	100	150	-	-	MacMahan <i>et al.</i> [2002]
Pomeranian Bay, Poland	straight	$\approx 0$	-	50–1000	-	-	Furmanczyk <i>et al.</i> [2002]
Truc Vert beach, France	straight	4.5	50	600	75	-	Castelle <i>et al.</i> [2003]
Noordwijk, Netherlands	straight	1.4–1.8	150	710–1360	0–30	0–180	Van Enckevort and Ruessink [2003]

<sup>a</sup>Specific examples include Gulf of Frejus, France and Castellabate, Gulf of Salerno, Italy.

**Tableau I. 2 : Observations de barres en festons sur différents sites classés chronologiquement jusqu'en 2003 [Van Enckevort *et al.*, 2004].**

Une des premières études du développement des barres en festons en milieu microtidal est celle de Goldsmith *et al.* [1982], en mer Méditerranée à HaHoterim Beach (Israël). Elle fournira un élément de comparaison dans le cadre de ce travail. Elle est basée sur 22 levés aéroportés entre novembre 1978 et janvier 1979, et une série de données hydrodynamiques acquises sur deux sites, Ashdod (110 km plus au sud) et Dado Beach (5 km plus au nord) présentant les mêmes conditions hydrodynamiques [Migniot, 1974, Rosen & Vajda, 1979 ; Goldsmith & Golik, 1980]. L'analyse des différents résultats a permis de dégager deux

séquences d'évolution, présentant chacune six stades compilés dans le Tableau I. 3. Ces séquences ont permis de mettre en évidence que les variations de hauteur significative jouent un rôle prépondérant sur la typologie de la barre, pendant que l'incidence de la houle influence la symétrie du système (Tableau I. 3).

La séquence 1 (Figure I. 26), observée de mars 1979 à juin 1979, présente 6 stades. Le stade A montre des barres de forme ondulée (Figure I. 26A) qui se mettent en place lors d'épisodes de tempêtes, avec des hauteurs significatives comprises entre 1 et 2,5 m et d'incidence oblique. Le trait de côte est ici irrégulier et présente des sinuosités. Lorsque les conditions hydrodynamiques sont moins énergétiques (hauteur significative inférieure à 0,5 m et incidence normale), la barre de forme ondulée se déplace vers le large à l'extrémité de la zone de déferlement mais elle est toujours attachée à la côte par des barres obliques (Figure I. 26B). Une nouvelle barre également ondulée se construit près de la côte à faible profondeur. Ce stade est également observé dans le lac Michigan nommé « *cellular stage* » [Hands, 1976]. Si les conditions hydrodynamiques demeurent calmes (hauteur significative inférieure à 0,5 m et incidence toujours normale), le stade C commence. La barre externe de forme ondulée se festonne (Figure I. 26C) et se détache de la côte. La barre interne ondulée s'accôle à la plage pour former une berme. Lorsque les conditions hydrodynamiques diminuent en intensité (hauteur significative inférieure à 0,3 m et incidence normale), les barres obliques disparaissent et de petits festons accolés à la côte apparaissent pour démarrer la formation d'une barre interne festonnée. Les cornes de la barre externe pointent vers la côte, au niveau des exutoires des chenaux de vidange et leur longueur d'onde n'est pas en relation avec celle de la barre interne (Figure I. 26D). Par la suite, la barre interne se festonne entièrement (Figure I. 26E) sans changement de la barre externe. En période de beau temps, le dernier stade F s'initie (Figure I. 26F). Il n'a jamais été observé sur le terrain mais est induit de l'analyse de photographies aériennes. Les deux barres s'accolent et prennent une forme très aléatoire.

Sequence 1		Sequence 2		Both sequences	
Bar stage	Stage definition	Bar stage	Stage definition	Wave climate	Time since last storm
A	Meandering	A A2	Chaotic surf Multiple parallel	Severe storm: $H_{1/3} > 2.5$ m Moderate storm: $1.0 < H_{1/3} < 2.5$ m Active surf, oblique (A), or Normal (A, A2) wave approach, spilling/plunging breakers	At storm At storm
B	Oblique	B	Transverse	$H_{1/3} < 0.5$ m shore-normal wave approach, collapsing/surg-ing breakers	2-5 days
C	Incipient cres-centic	C	Incipient cres-centic	$H_{1/3} < 0.5$ m Shore-normal wave ap-proach, collapsing/surg-ing breakers	1-2 weeks Initial onset of calm
D	Incipient double-crescentic	D	Double-crescentic	$H_{1/3} < 0.3$ m Shore-normal wave ap-proach	3-7 weeks Extended calm
E	Mature double-crescentic		?		
F	Merged		?		

Tableau I. 3 : Description des séquences de développement des barres en festons sur la plage de HaHoterim Beach (Israël) avec les conditions hydrodynamiques associées [Goldsmith *et al.*, 1982].

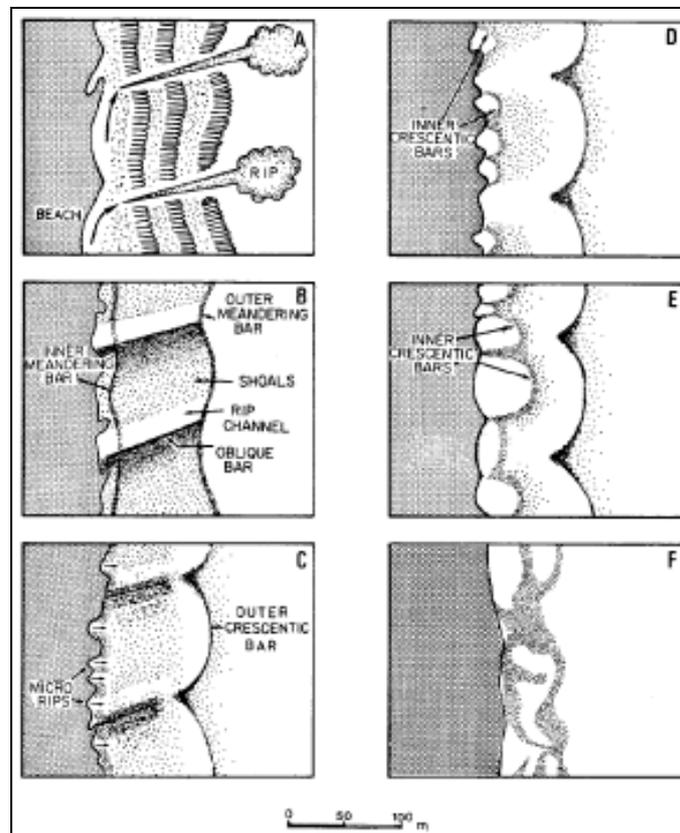


Figure I. 26 : Séquence 1, observée de mars 1979 à juin 1979, débutant par des conditions hydrodynamiques de vagues à incidence oblique et à énergie modérée [Goldsmith *et al.*, 1982].

La séquence 2, observée entre novembre 1978 et janvier 1979, décrit quatre stades observés et deux stades hypothétiques (Tableau I. 3). Lors d'épisodes de tempêtes de grande intensité (hauteur significative supérieure à 2,5 m et incidence normale), le stade A se met en place, au cours duquel il est difficile de dire si des barres sont présentes ou non suite au déferlement opaque de la houle (Figure I. 27A). Quand les conditions deviennent moins énergétiques

(hauteur significative inférieure à 2,5 m), plusieurs barres rectilignes parallèles sont observables, entrecoupées de chenaux de vidange perpendiculaires à la côte (Figure I. 27A2), c'est le stade A2. Lorsque les conditions énergétiques diminuent et l'incidence est normale, le stade B s'initie. Les barres fusionnent et migrent vers la côte formant une barre ondulée (Figure I. 27B). Le trait de côte est de forme rythmique avec des sinuosités accentuées auxquelles s'accolent des barres transverses. Si les conditions énergétiques diminuent (stade C), les barres transverses se connectent à la barre externe ondulée pour former une barre externe en festons qui migre vers la côte (Figure I. 27C). Une barre interne se forme, présentant des motifs rythmiques ou rectilignes. Elle peut être reliée à la côte par des microbarres transverses. Si les conditions énergétiques demeurent très faibles, la barre interne devient à son tour festonnée et migre vers le large (Figure I. 27D). Les deux barres sont en phase, leurs cornes sont situées les unes en face des autres (stade D). A la côte, des systèmes de barres/bâines peuvent apparaître sous l'action de forts courants longitudinaux. Ces deux séquences, bien que soumises à des forçages hydrodynamiques différents au point de départ, présentent plusieurs stades semblables (Tableau I. 3).

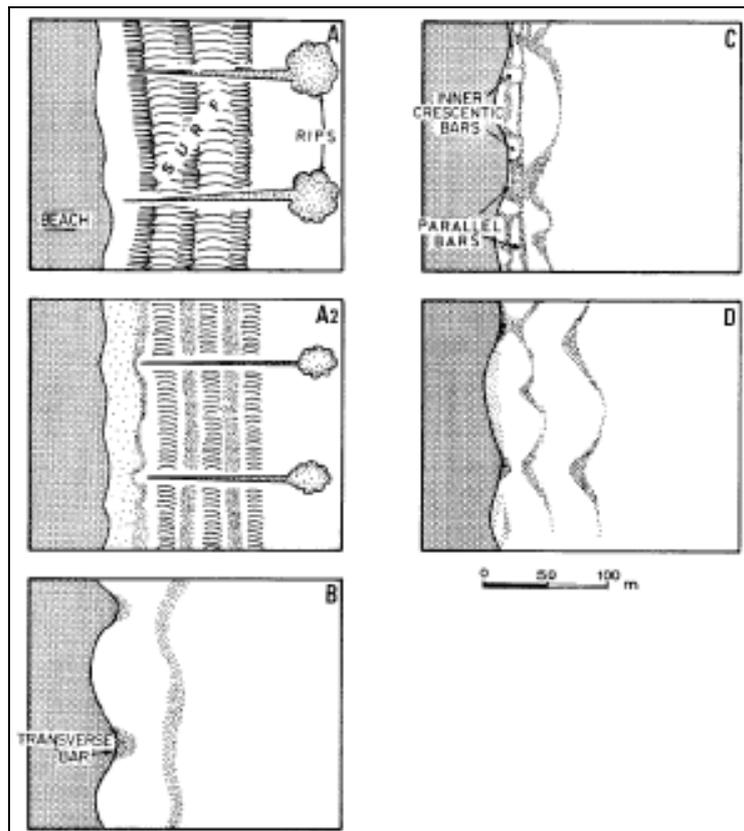


Figure I. 27 : Séquence 2, observée de novembre 1978 à janvier 1979, débutant par des conditions hydrodynamiques de vagues à incidence normale et de grande énergie [Goldsmith *et al.*, 1982].

### **Pistes de recherche sur les environnements à barres**

- Peut-on décrire plus finement les séquences d'évolution des barres en milieu microtidal ?
- Quelle est l'interaction entre la plage émergée et la plage immergée ?
- Comment cela se traduit-il sur l'évolution du trait de côte ?
- La barre interne est-elle la seule à influencer la forme du trait de côte ?
- Existe-t-il un rapport de proportionnalité entre les longueurs d'onde des barres interne et externe ?
- Quelles sont les relations qui régissent les interactions entre les barres ?

#### ***IV. L'hydrodynamique en milieu littoral***

Dans le cadre de ce travail, l'hydrodynamique du milieu littoral a été étudiée. De nombreuses études antérieures ont détaillé l'ensemble des courants existants sur le littoral [Certain, 2002 ; Castelle, 2004 ; Desmazes, 2005 ; Dehouck, 2006 ; Morellato, 2008]. Pour éviter toute redondance, une présentation très synthétique a été faite en rappelant juste les différents courants mis en jeu.

##### **1. Description du zonage courantologique du système côtier**

Trois zones sont définies (Figure I. 28) : (1) la zone de levée de la houle (*shoaling zone*) où les vagues présentent, du large vers la côte, un profil symétrique qui tend à devenir dissymétrique, (2) la zone de brisance et de déferlement de la houle (*surf zone*), elle-même divisée en deux sous-zones : externe (où la vague brise) et interne (où la crête de la vague se reforme et progresse vers le rivage) ; et (3) la zone de jet de rive (*swash zone* ou *run-up region*) où la plage est tantôt immergée et émergée [Svendsen *et al.*, 1978]. De nombreux concepts ont vu le jour ayant pour objectif de qualifier et de quantifier l'hydrodynamique à l'approche de la côte. Les Figure I. 28 et Figure I. 29 inventorient les différents courants par zone.

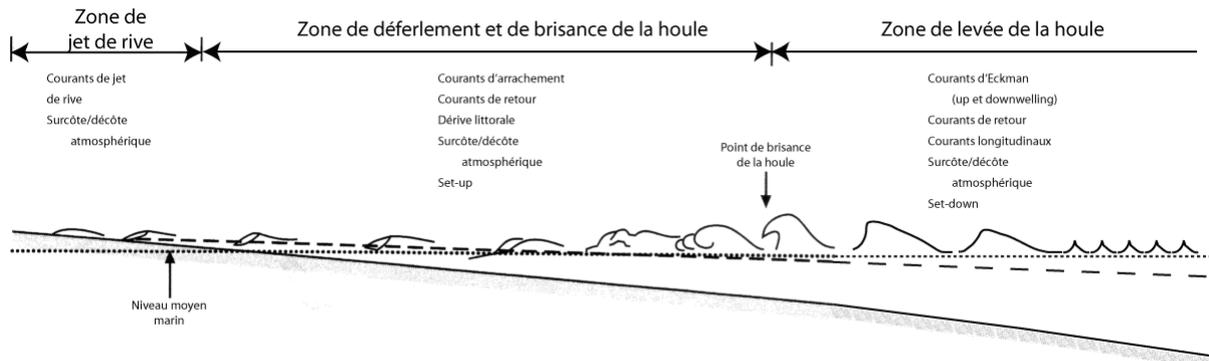


Figure I. 28 : Définition des différentes zones et processus hydrodynamiques en fonction de la transformation des vagues sur des plages naturelles [modifié de Aagaard & Masselink, 1999].

Sur le profil supérieur de la Figure I. 29, en conditions de faible énergie, cette circulation hydrodynamique décrit un *upwelling* en présence d'un vent dirigé vers le large. Sous l'action de l'asymétrie de la houle, les courants au fond se déplacent aussi vers la côte, et de faibles courants d'arrachement en surface peuvent se mettre en place. Un faible courant de retour s'exprime au bord. En fonction de l'obliquité de la houle, une dérive littorale longitudinale se développe. Sur le profil inférieur (Figure I. 29), en conditions de forte énergie, les courants s'expriment différemment. La houle incidente crée un courant de surface plus important. Les vagues deviennent dissymétriques à l'approche de la côte au dessus de profondeurs plus importantes qu'en conditions de faible énergie. Cette dissymétrie grandissante provoque la brisance des vagues au large et étend la zone de déferlement. La houle incidente génère contre la zone de jet de rive des forts courants de retour situés près du fond pour compenser l'excès d'eau amenée à la côte, notamment par la surcôte. Le courant de dérive littorale peut être fort.

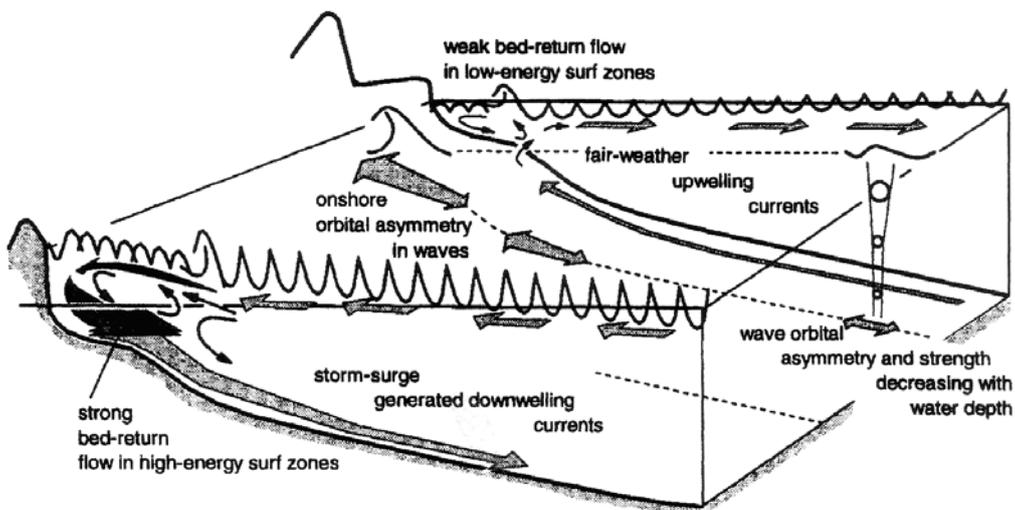


Figure I. 29 : Représentation schématique des courants s'exprimant à l'approche de la côte dans le concept d'ajustement dynamique. Sur le profil supérieur, les courants visualisables se développent en conditions de faible énergie. Sur le profil inférieur, les courants décrits correspondent à des conditions de forte énergie [Cowell *et al.*, 1998].

En se basant sur l'étude d'un profil de courant sur l'ensemble de la colonne d'eau entière (Figure I. 30), la direction de propagation des vagues induit un déplacement des masses d'eau vers la plage dans la partie supérieure de la colonne d'eau, contrariée dans la partie inférieure par la génération de courants de retour [McKee Smith, 1995].

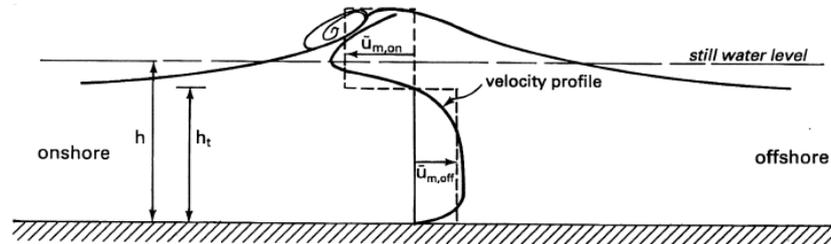


Figure I. 30 : Profil de vitesse des courants sur la colonne d'eau [McKee Smith, 1995].

## 2. Hydrodynamique au dessus d'un système de barre rectiligne

La circulation hydrodynamique au niveau d'un système de barre rectiligne est la moins complexe. Le long d'un tel système pour une houle oblique, l'incidence de la houle met en place un courant longitudinal. Ces courants s'échappent vers le large sous la forme de courants d'arrachement (Figure I. 31) au niveau de points de faiblesse, situés à intervalles variables. Ils ont une influence sur l'action de la houle à l'entrée du système et peuvent altérer la réfraction des vagues. Ils se manifestent au niveau des zones de rupture de la barre rectiligne [Komar & Oltman-Shay, 1990]. Sur le fond, des courants de retours peuvent se mettre en place en direction du large dans la zone de déferlement.

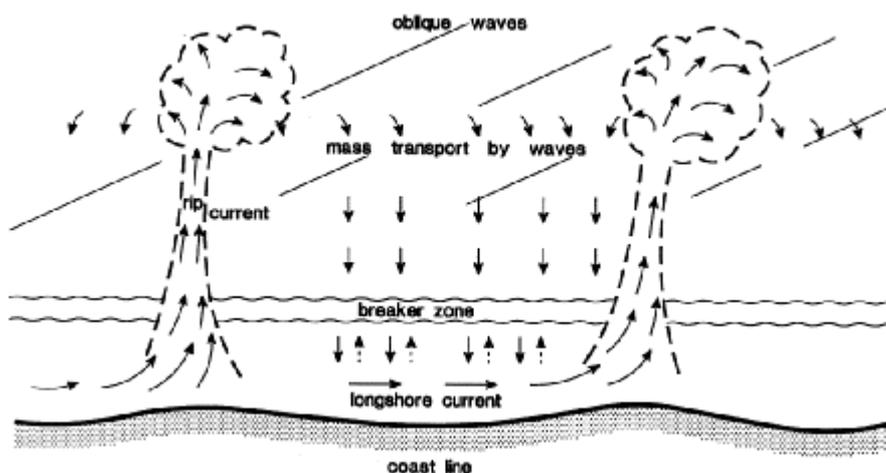


Figure I. 31 : Circulation hydrodynamique au dessus d'un système de barre rectiligne avec la mise en place de courant de retour [Van Rijn, 1998].

### **3. Hydrodynamique au dessus d'un système de barres transverses**

Dans un système à barres transverses, des courants de retour se créent au niveau de chenaux d'évacuation en direction du large (Figure I. 20). Dans ces chenaux, la vitesse des courants est maximale. Leur intensité a été mesurée et augmente en relation avec celle de la houle incidente [Aagaard *et al.*, 1997 ; Brander, 1999 ; Castelle *et al.*, 2006]. Au niveau des cornes, la houle crée des courants se divisant en direction des chenaux de vidange, soulignant l'influence de la bathymétrie.

### **4. Hydrodynamique au dessus d'un système de barres en festons**

Les travaux récents de MacMahan *et al.* [2006] ont permis de décrire la circulation hydrodynamique au dessus de système tridimensionnel de barres. Il a été démontré que l'incidence de la houle a une influence sur la position des différents courants (courants de retour, d'arrachement, longitudinal) dans le feston (Figure I. 32). Les courants d'arrachement ou rip currents sont des courants transversaux, plus intenses que les courants de retour ou undertow. Les courants d'arrachement s'organisent sous forme de cellules de circulation modélisées numériquement [Castelle *et al.*, 2006], composante essentielle du transport sédimentaire sur l'avant-côte. Des travaux récents [Castelle *et al.*, 2010 ; MacMahan *et al.* 2010] ont permis de vérifier analogiquement et in-situ l'existence de ces cellules avec l'utilisation de drifteurs. MacMahan *et al.* [2006] ont compilé l'ensemble des travaux sur les courants d'arrachement et ont mis en évidence le rôle des différentes composantes hydrodynamiques de l'avant-côte dans la mise en place de ces courants (hauteur significative et période de la houle, infragravité, marée). La synthèse de ces travaux n'a pas établi de relation claire entre l'espacement des courants d'arrachement et la hauteur significative de la houle, mais suggère que leur intensité augmente avec l'énergie de la houle et diminue avec la profondeur d'eau. La position des cellules de circulation est influencée par la morphologie héritée [Castelle *et al.*, 2007] avec une convergence des courants dans les parties les plus profondes [Haller *et al.*, 2002 ; MacMahan *et al.*, 2006]. Les courants d'arrachement se mettent donc en place vers le large au centre d'un feston [MacMahan *et al.*, 2006] alors que les flux entrants sont principaux au dessus des cornes (Figure I. 32).

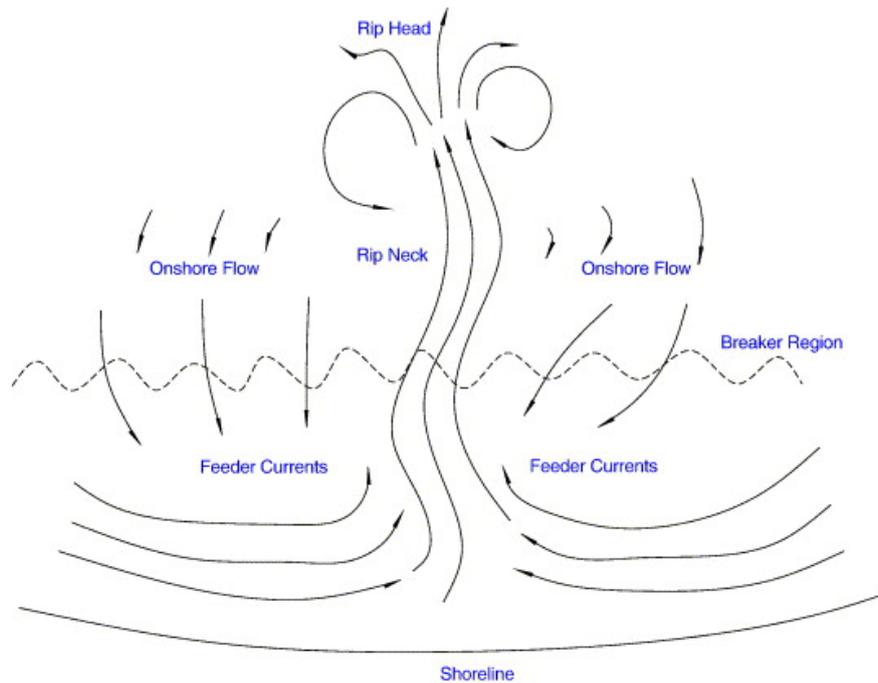


Figure I. 32 : Circulation hydrodynamique au dessus d'un système de barres en festons [modifié de MacMahan *et al.*, 2006].

### Pistes de recherche sur l'hydrodynamique au niveau d'un système à barre

- Le profil hydrodynamique modélisé en canal est-il similaire à celui observé sur le terrain ?
- Les cellules de circulation hydrodynamique proposées par la modélisation numérique sont-elles observables sur le terrain ?
- Quelle est la véracité des estimations de la circulation hydrodynamique au niveau d'un système double de barres festonnées ?
- Quelle est l'influence de l'incidence de la houle sur un système double de barres ?

*NOTES*

---



# Chapitre II – La zone d'étude

Le pourtour méditerranéen français est composé de côtes sableuses (principalement le littoral de la région Languedoc-Roussillon) et de côtes rocheuses avec des plages de poche (le littoral de la Côte Vermeille et de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur). Notre étude se situe dans le Golfe du Lion, dans sa partie nord avec le littoral de Sète (34) et dans sa partie sud, à Leucate (11).

## *I. Le Golfe du Lion*

### **1. Présentation générale**

Le Golfe du Lion est une vaste ouverture des côtes françaises sur la mer Méditerranée. Cette unité se déploie sur 200 km de linéaire côtier. Elle est constituée d'un large plateau continental (environ 90 km) qui a fait l'objet de nombreuses études [Monaco, 1971 ; Labaune *et al.*, 2005 ; Bassetti *et al.*, 2006 ; Beaudouin *et al.*, 2007 ; Berné *et al.*, 2008 ; Jouet *et al.*, 2008 ; Dennielou *et al.*, 2009]. Le rebord du plateau continental se situe à environ 90 km au large, alors qu'il est très proche de la côte au niveau du bassin liguro-provençal à l'est (Figure II. 1).

### **2. Le régime de houle**

Le Golfe du Lion est un environnement de type microtidal. Le marnage maximal est proche de 0,3 m [Certain, 2002]. La houle a une hauteur moyenne de 0,8 m, une période moyenne de 4 s et une incidence moyenne d'est [source DRE Languedoc Roussillon], ce qui en fait un environnement dominé principalement par les vagues (Figure I. 3).

A la côte, les houles dominantes, d'est à sud-est sont issues du vent dit « Marin ». Plus rarement des houles de nord-est, générées entre la Corse et le continent, surviennent. Localement dans la partie sud, une petite houle nord-est à est-nord-est issue de la réfraction des lignes de crêtes formées sous l'effet de la tramontane peut être observée.

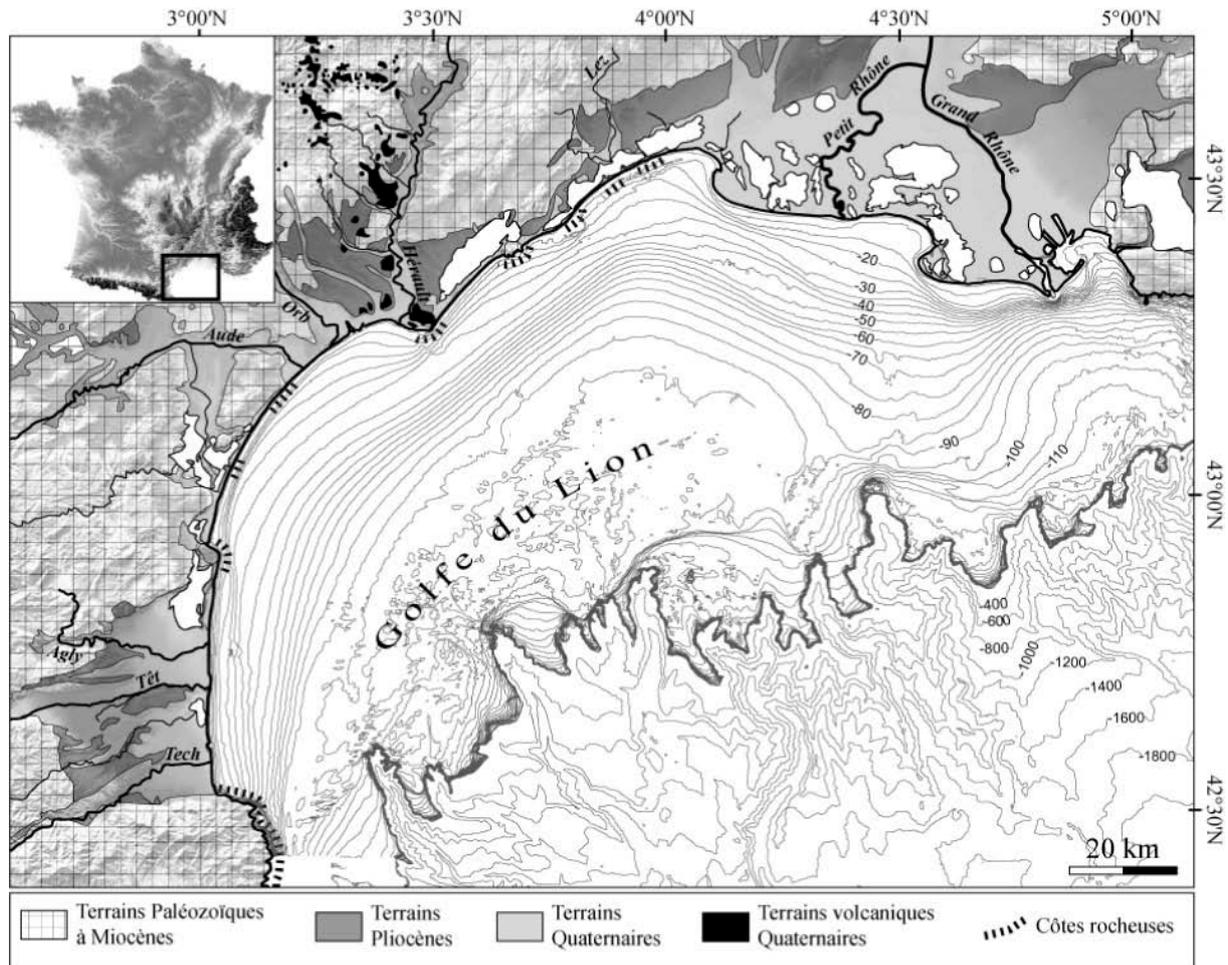


Figure II. 1 : Carte bathymétrique du Golfe du Lion [modifié de Raynal, utilisée avec l'autorisation de l'auteur ; carte bathymétrique basée sur Berné *et al.*, 2002]

### 3. La dérive littorale

Le courant de dérive littorale est principalement dû à la direction dominante de la houle et à sa composante longitudinale. Compte tenu des directions de houle relevées et de la présence de plusieurs caps rocheux, différents compartiments sédimentaires ont été mis en évidence (Figure II. 2).

Dans la partie nord du Golfe du Lion, l'orientation de la côte est principalement nord-est/sud-ouest. L'incidence des houles de sud-est est donc frontale, leur influence est par conséquent minorée en terme de transport longitudinal. Les houles d'est induisent, elles, des courants orientés vers le sud-ouest. Cependant localement, il est possible d'observer une inversion de la dérive à hauteur de Frontignan, la dérive littorale y est orientée vers le nord-est. Cette inversion est due à la réfraction de la houle induite par le promontoire du Delta du Rhône et par des bancs rocheux, ce qui a pour conséquence de priver le littoral palavasien des

apports rhodaniens et donc de conduire à la formation d'un lido de faible largeur [Sabatier *et al.*, 2008].

Dans la partie sud du Golfe du Lion, les côtes sont principalement orientées nord-sud. Les houles dominantes, d'incidence sud-est, créent un courant de dérive littorale orienté vers le nord. Les houles frontales d'est ont moins d'influence sur la dérive littorale.

A l'échelle du Golfe du Lion, la dérive littorale a donc deux sens principaux (Figure II. 2). Elle est orientée du sud vers le nord dans la partie sud avec des flux compris entre 10000 et 40000 m<sup>3</sup>/an [Certain *et al.*, 2005], et du nord-est vers le sud-ouest dans la partie nord avec des flux compris entre 3000 et 20000 m<sup>3</sup>/an au large de la pointe de l'Espiguette atteignant 40000 m<sup>3</sup>/an au sud de Sète [Certain *et al.*, 2005]. Au niveau du Narbonnais, les deux dérives de sens opposés se rencontrent avec un flux moyen de 20000 m<sup>3</sup>/an [Certain *et al.*, 2005] et ce secteur constitue la principale zone d'accumulation du Languedoc-Roussillon.

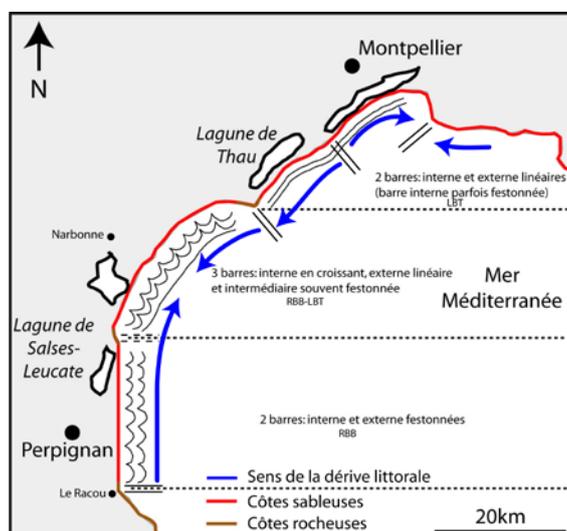


Figure II. 2 : Carte schématique de la direction de la dérive littorale dominante et du transport sédimentaire associé [modifiée d'après Certain, 2002].

#### 4. Les plages et leurs avant-côtes

Par la diversité des systèmes de barres observées, la faible amplitude de la marée, les houles d'amplitude variée et l'orientation diverse des rivages, le golfe du Lion représente un laboratoire naturel pour l'étude des barres subtidales. En se basant sur la classification de Short et Aagaard [1993], on distingue plusieurs types de plages. Du nord au sud du Golfe du Lion, il est possible de trouver des plages intermédiaires (Sète : *longshore bar-trough*, LBT, Narbonnais : barres multiples (RBB à la côte –LBT au large), Leucate : plage et barre rythmiques, RBB), et des plages réfléchives (R) au niveau du Racou. La Figure II. 2 reprend les différents systèmes de barres rencontrés dans le Golfe du Lion d'après les travaux de

Barusseau et Saint-Guily [1981]. Une description plus détaillée des systèmes sera réalisée dans les parties ci-dessous pour chacun des littoraux étudiés ici, Sète et Leucate.

## II. Le littoral de Sète

Le choix du site pour l'étude long-terme s'est porté sur la lagune de Thau. En effet, une étude de la morphodynamique aux échelles pluriannuelle et court-terme de l'avant-côte sétoise a déjà été réalisée [Certain, 2002]. La complémentarité des données de la lagune de Thau et de l'avant-côte sétoise va permettre de proposer un continuum terre-mer.

### 1. Présentation générale

Sète est une commune de l'Hérault, localisée aux coordonnées 43°24' Nord et 3°42' Est. La portion de littoral, objet de cette étude, est située entre Sète au nord-est et Agde au sud-ouest. Ce littoral est caractérisé par la présence d'un lido anthropisé (passage d'une route et d'une voie ferrée, domaine viticole et campings), d'une longueur de 11 km et d'une largeur moyenne de 1 km. Ce lido isole la lagune de Thau de la mer Méditerranée (Figure II. 3).

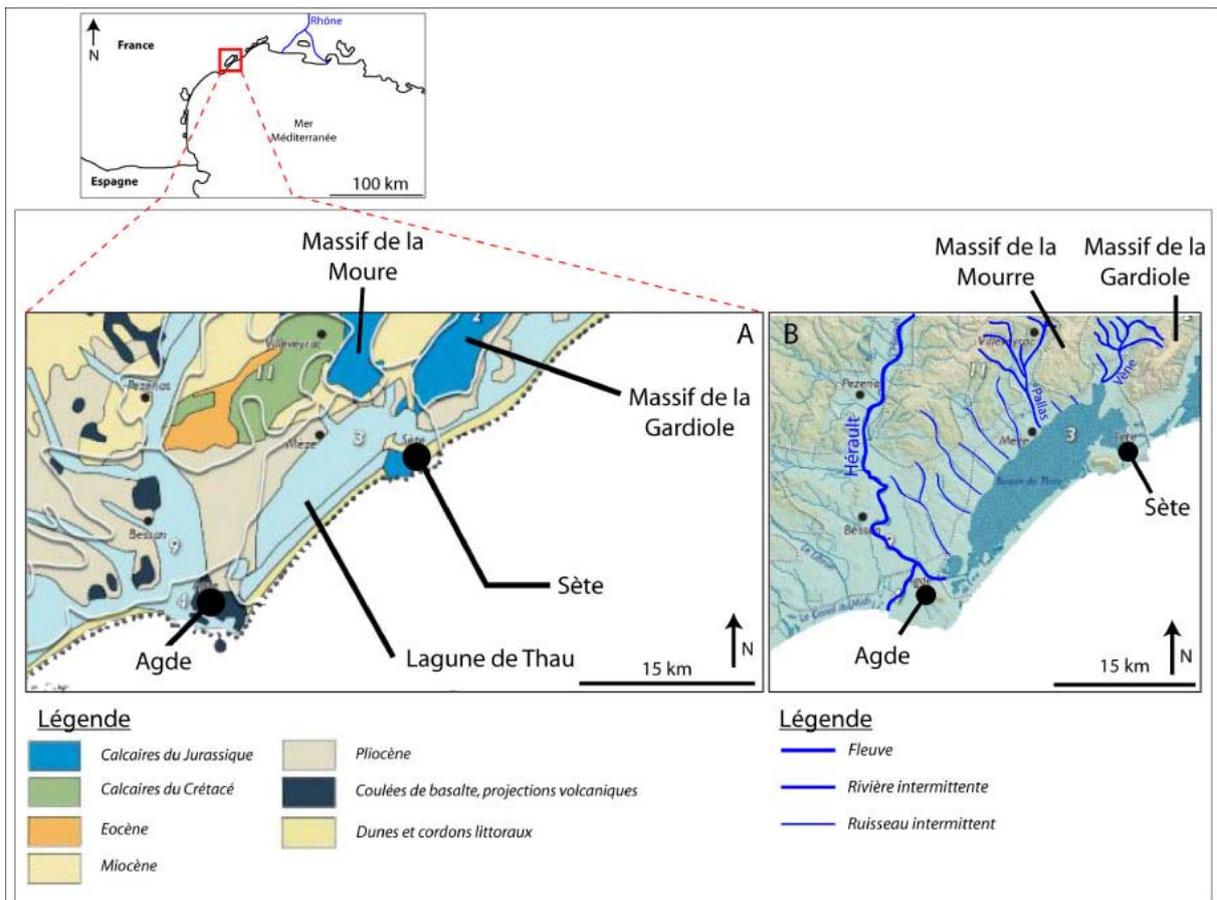


Figure II. 3 : Localisation du littoral de Sète et de la lagune de Thau. A – Extrait de la carte géologique du bassin versant de la lagune de Thau [modifié de DIREN, 2008]. B – Extrait de la carte hydrologique du bassin versant de la lagune de Thau [modifié de DIREN, 2008].

## **2. Géographie et géologie régionale**

Le littoral de Sète est délimité par de nombreux ensembles géologiques (Figure II. 3A), au sud par la montagne volcanique d'Agde, au nord-ouest par le massif de la Moure et au nord-est par le massif de la Gardiole. Ces deux massifs sont d'âge Jurassique. D'un point de vue pétrographique, la nature des terrains est très contrastée. La zone nord-est, la plus pentue avec une moyenne de 2%, est constituée essentiellement de terrains calcaires karstifiés. Ce secteur correspond à peu près au bassin versant de la Vène. Le reste du bassin est à dominante marneuse. Les bordures de l'étang de Thau sont entourées par des terrains d'âge jurassique, miocène et pliocène au nord-est, et d'âge pliocène et pléistocène au sud-ouest. Ils sont ponctuellement aussi caractérisés également par les coulées basaltiques d'Agde d'âge plio-quadernaire (Figure II. 3A). Le lido, caractérisé par de très faibles pentes, est formé de sables et d'argiles [Plus, 2001].

## **3. La lagune de Thau**

### ***3.1. Historique de la formation de la lagune.***

La lagune de Thau est inscrite dans un effondrement à l'Oligocène des terrains éocènes soulevés antérieurement au cours de la phase pyrénéenne. Un colmatage partiel au Miocène et au Pliocène (marnes, calcaires, conglomérats à matrice rougeâtre) constitue le soubassement de la cuvette (Figure II. 4A à C). Au Quaternaire, au cours des stades glaciaires du Würm, le retrait de la mer, retirée vers -20/-30 m il y a 80000 ans, vers -120/-130 m il y a 18000 ans, détermine une morphogenèse par creusement des petites vallées des ruisseaux du bassin versant installées sur des accidents tectoniques (Figure II. 4D). Au cours de la transgression post glaciaire qui s'amorce vers 15000 ans BP, la dépression est progressivement inondée et commence à être remblayée (Figure II. 4E). La formation du Lido de la lagune de Thau est concomitante de la régularisation des côtes sous l'action de la dérive sédimentaire longitudinale lors du haut niveau marin de 6500 BP à nos jours. Une partie de ce travail de thèse (Chapitre IV) consiste à apporter une chronologie précise à cette mise en place.

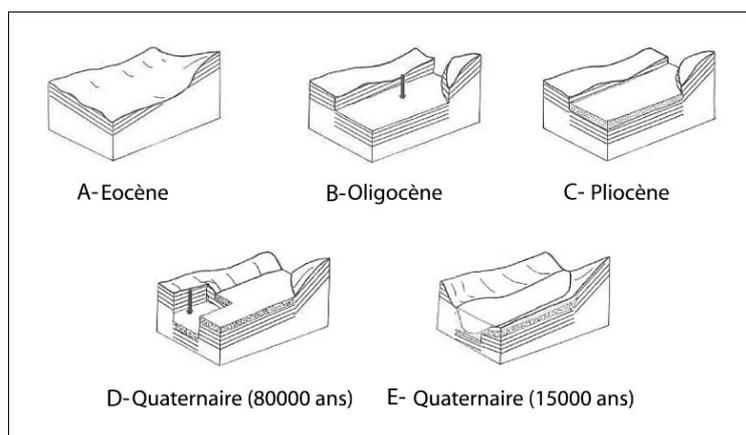


Figure II. 4 : Scénario global de formation du bassin de l'Étang de Thau depuis l'Eocène [Les écologistes de l'Euzière, 1999].

### 3.2. Géomorphologie.

Avec une superficie d'environ 75 km<sup>2</sup>, l'Étang de Thau s'étend sur 19 km de long en arrière du lido sableux reliant les communes de Sète au nord-est et Marseillan au sud-ouest. Il s'agit de la plus grande lagune et la plus profonde du pourtour du Languedoc-Roussillon. Sa profondeur moyenne est proche de 4,5 m alors que sa profondeur maximale atteint 10 m. L'Étang est généralement séparé en deux zones : l'étang des Eaux Blanches (près de Sète) avec une superficie de l'ordre de 6 km<sup>2</sup> et le Grand Etang avec une superficie de l'ordre de 69 km<sup>2</sup>. Son bassin versant a une superficie d'environ 280 km<sup>2</sup>.

### 3.3. Hydrologie générale

Le volume des eaux contenues dans l'étang de Thau est évalué à 340 Mm<sup>3</sup>. Cette lagune reçoit de nombreux apports hydriques via des fleuves intermittents tels que la Pallas et la Vène (Figure II. 3B), une source hydrothermale, les précipitations et les eaux de ruissellement et subit des pertes d'eau par évaporation (Figure II. 5) ; les communications avec la mer jouant dans les deux sens. En effet, contrairement à la majorité des lagunes, l'Étang de Thau est en communication permanente avec la mer Méditerranée, ce qui crée des échanges d'eaux réguliers. Il est possible de comptabiliser deux graus actifs, ceux du Pissesauces et des Quilles, et un grau inactif, celui du Quinzième (bouché actuellement). Bien que la mer Méditerranée soit microtidale, la marée a une influence sur le niveau moyen de l'eau de l'étang qui varie entre un et cinq centimètres.

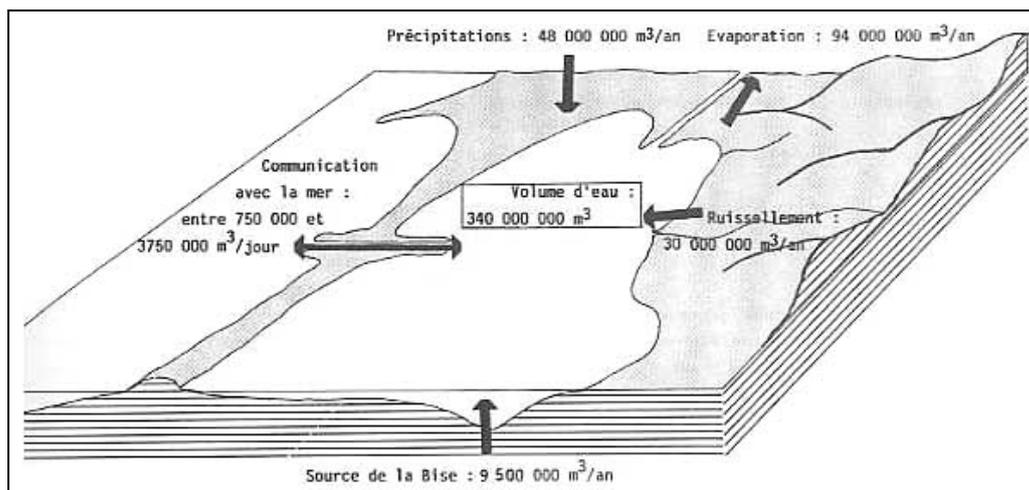


Figure II. 5 : Bilan hydrologique de la lagune de Thau [Les écologistes de l'Euzière, 1999].

## 4. Météorologie locale

### 4.1. Le régime pluviométrique

La région de l'Etang de Thau possède un climat méditerranéen. Il est caractérisé par des étés chauds et secs et des hivers doux et humides ; les précipitations sont irrégulières, mais plus importantes en automne-hiver. Sur la période entre 1996 et 2005, les précipitations sont d'environ 630 mm par an (source Météo France), ce qui représente environ 48 Mm<sup>3</sup> au total (Figure II. 6).

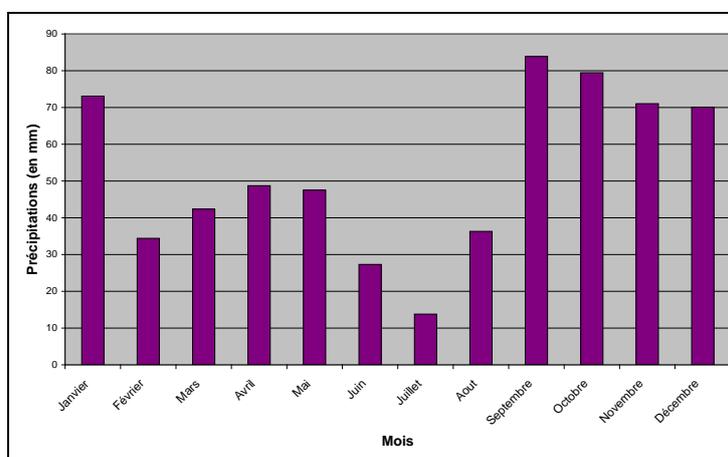


Figure II. 6 : Bilan moyen hydrique par mois, sur le site de Sète pour une période de 1996 à 2005 (source Météo France).

### 4.2. Régime éolien

Entre 2000 et 2005, l'enregistrement des vents à Sète indique des vents dominants, en force et en durée, de direction nord-ouest et sud-est (Figure II. 7). La tramontane (nord-ouest) s'exprime sur un plus grand nombre de jours.

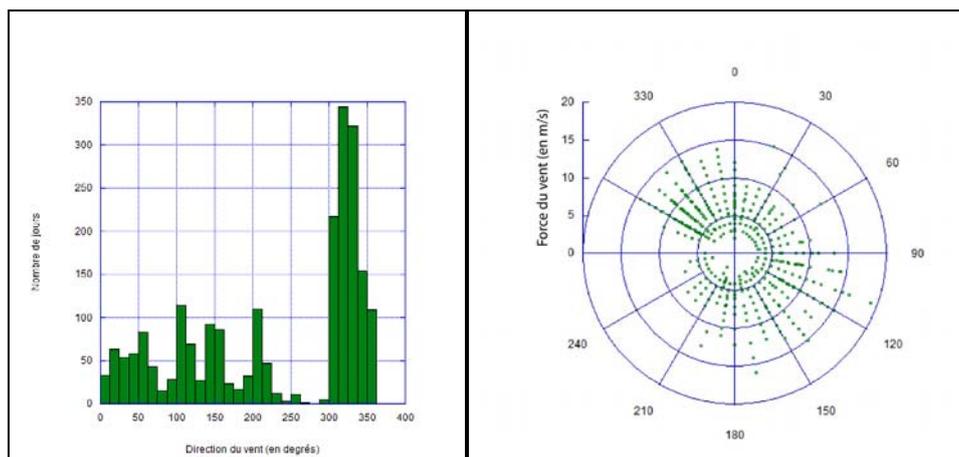


Figure II. 7 : Bilan journalier des directions et des vents sur une période allant de 2000 à 2005 [source Météo France].

## 5. L'avant-côte

L'avant-côte sétoise est caractérisée par une pente assez douce (1%) comportant deux barres sédimentaires principalement rectilignes (LBT) [Certain, 2002]. La barre interne se situe entre 50 et 150 m alors que la barre externe est en position plus reculée, entre 170 et 270 m (Figure II. 8). La barre interne peut parfois avoir un caractère festonnée ou disjoint (Figure II. 8), alors que la barre externe peut être temporairement oblique ou ondulée.

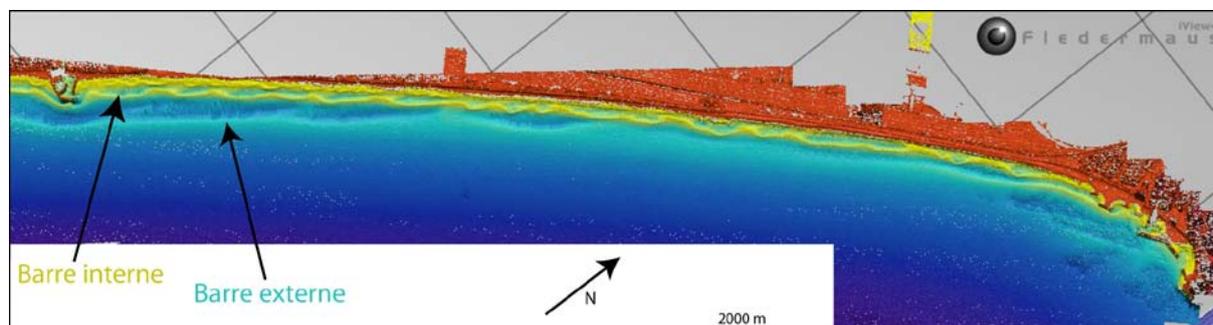


Figure II. 8 : Image L.I.D.A.R. de l'avant-côte sétoise [source DREAL LR]. Sur cette image, la plage émergée est représentée en rouge et la plage immergée est représentée par un dégradé du jaune vers le bleu.

Le sédiment est principalement sableux. Sa granulométrie s'affine vers le large, mais la présence de fosses et de barres contrarie ce classement. La taille des grains est comprise entre 130 et 320  $\mu\text{m}$  [Certain, 1999]. Localement, au niveau de la fosse de lévigation externe et du glaciais, des grès littoraux peuvent affleurer.

La partie NE du lido vient de faire l'objet de travaux de recul stratégique et d'un rechargement de plage.

### ***III. Le littoral de Leucate***

Le choix du site pour l'étude aux échelles pluriannuelle et court-terme s'est porté sur l'avant-côte leucatoise. En effet, une étude à l'échelle court-terme du prisme sableux de Leucate a déjà été réalisée [Certain *et al.*, 2004]. Ainsi chaque site aura été échantillonné côté lagune et côté avant-côte.

#### **1. Présentation générale**

Leucate est une commune de l'Aude, localisée aux coordonnées 42° 54 Nord et 3° 01' Est. La portion de littoral, objet de cette étude, est située entre Leucate-Plage au nord et Port-Leucate au sud. Cette portion du littoral forme un lido, très urbanisé en amont-transit et peu anthropisé au niveau de la zone d'étude, d'une longueur de 1,75 km et d'une largeur moyenne de 0,45 km. Ce lido isole la lagune de Salses-Leucate de la mer Méditerranée (Figure II. 9).

#### **2. Géographie et géologie régionale**

Le littoral de Leucate-Plage est délimité par deux ensembles : au nord, les falaises de Leucate (Oligocène) et à l'ouest, les Corbières. Ces reliefs sont constitués de calcaires d'âge allant du Jurassique au Crétacé (Figure II. 9). Les Corbières présentent de nombreux terrains calcaires karstifiés. La bordure sud de la lagune est délimitée par la plaine Plio-Quaternaire du Roussillon qui est posée sur des calcaires et des marnes du Stampien (Tertiaire) [Salvayre, 1983]. Localement, elle repose également sur des marnes bleues fossilifères d'âge Plaisancien [Salvayre, 1983]. Le remplissage final Quaternaire de la plaine du Roussillon a débuté par des lits de graviers et de sables, incluant des tourbes. Sur ces niveaux de nature mixte, des sables jaunes et grossiers se sont déposés, suivis par des faciès plus vaseux. Il a été possible de distinguer plusieurs sources responsables des dépôts de la plaine du Roussillon : l'Agly, la Têt et le Tech. Ces trois sources sont responsables de la mise en place de terrasses étagées.

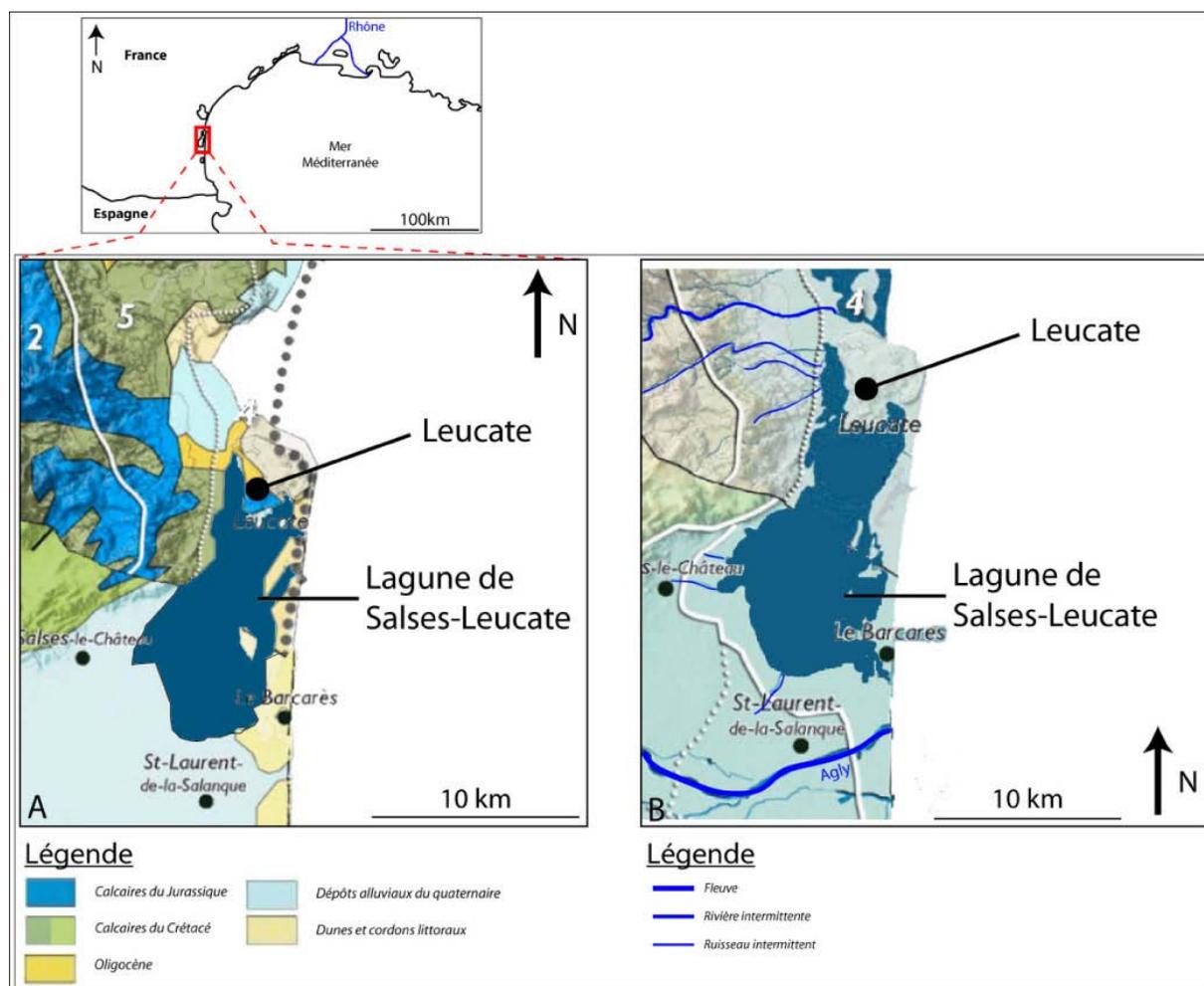


Figure II. 9 : Localisation du littoral de Leucate et de la lagune de Salses-Leucate. A – Extrait de la carte géologique du bassin versant de la lagune de Salses-Leucate [modifié de DIREN, 2008]. B – Extrait de la carte hydrologique du bassin versant de la lagune de Salses-Leucate [modifié de DIREN, 2008].

### 3. L'étang de Salses-Leucate

#### 3.1. Historique de la formation de la lagune.

Les travaux de Buscail-Martin [1978] et de Certain *et al.* [2004] ont montré que la mise en place s'est faite sur d'anciennes basses terrasses fluviales et des épandages colluvionnaires de pente [Got, 1967] (Figure II. 10.1). Ces unités ont par la suite été érodées lors de la dernière période de bas niveau marin (Figure II. 10.2). Une flèche sédimentaire oblique importante recoupe l'actuelle lagune du SE vers le NW (Figure II. 10.3). Cette flèche sera ensuite reprise et remaniée lors de l'arrivée de la mer pour former un paléo-cordon de même direction, que l'on retrouve dans la lagune actuelle, à l'affleurement au niveau du haut-fond de la Rascasse (Figure II. 10.4). Il est possible d'observer dans le bassin sud, à l'ouest du cordon, un ensemble de faciès fluvio-lacustres et/ou fluvio-lagunaires constitués de vases contenant des nodules carbonatés et organiques dont l'âge se situe autour de 7000 ans BP,

puis un niveau mince sableux surmonté par des vases lagunaires traduisant le confinement du bassin sud entre 6000 et 4000 ans B.P. Le bassin nord constitue au même moment une grande baie marine avec des épandages sableux. La fermeture finale (2000 ans B.P) de la lagune se traduit par la poursuite des dépôts argileux dans le bassin sud ainsi que le début de la sédimentation fine dans le bassin nord qui se ferme progressivement grâce à la mise en place d'une flèche sableuse S-N (Figure II. 10.5), correspondant au lido actuel (Figure II. 10.6). Localement sur le lido, il est possible d'observer des éventails de tempête (*washover fans*) le remaniant. Ces éventails présentent des niveaux sableux intercalés dans des niveaux plus vaseux.

### **3.2. Géomorphologie.**

Avec une superficie d'environ 54 km<sup>2</sup>, la lagune de Salses-Leucate s'étend sur 19 km de long en arrière du lido sableux reliant les communes de Leucate-Plage au nord et Le Barcarès au sud, toutes deux situées respectivement dans les départements de l'Aude et des Pyrénées-Orientales. Il s'agit de la seconde plus grande lagune du pourtour du Languedoc-Roussillon. Sa profondeur moyenne est proche de 1,5 m alors que sa profondeur maximale atteint 3,7 m. La lagune est séparée en deux cuvettes : celle de Salses, de profondeur moyenne 2 m, et celle de Leucate, de profondeur moyenne 1 m, toutes les deux isolées par un haut fond. Son bassin versant a une superficie d'environ 162 km<sup>2</sup>.

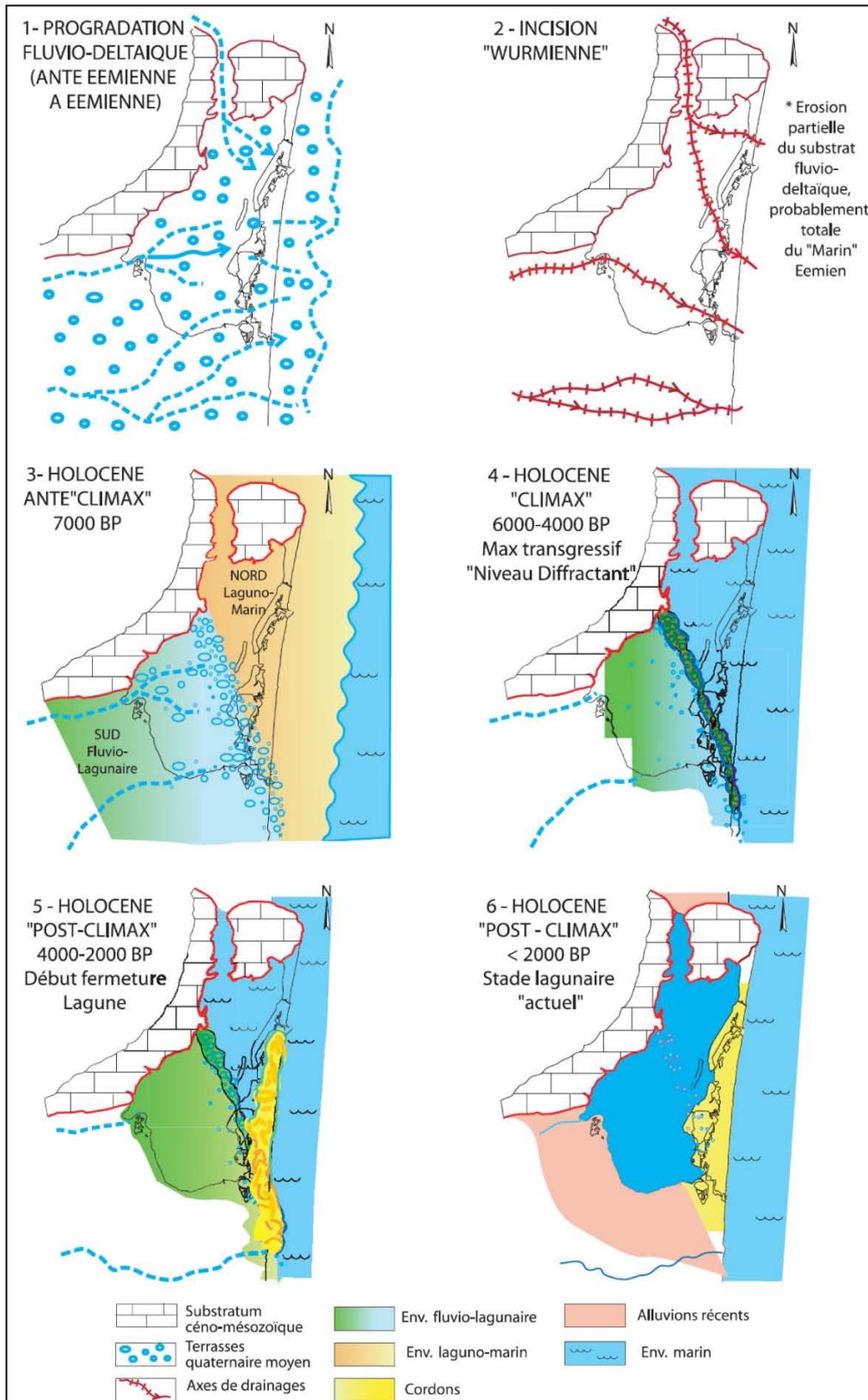


Figure II. 10 : Principales étapes de la formation et du remplissage de la lagune de Leucate [Certain et al., 2004].

### 3.3. Hydrologie générale

Le volume des eaux contenues dans la lagune de Salses-Leucate est évalué à 90 Mm<sup>3</sup>. Les facteurs du bilan hydrique sont semblables à ceux détaillés pour la lagune de Thau. Cette lagune reçoit peu d'apports (Figure II. 9B) et présente trois communications permanentes avec la mer Méditerranée, le grau de Port-Leucate, celui de Leucate et celui de Saint-Ange au niveau du Barcarès.

## 4. Météorologie locale

La lagune de Salses-Leucate possède également un climat méditerranéen.

### 4.1. Régime pluviométrique

Comme pour la lagune de Thau, les précipitations, bien qu'irrégulières, jouent un rôle essentiel dans les échanges. Lors de la période allant de 1996 à 2005, la moyenne des précipitations est de 470 mm par an, soit environ 36 Mm<sup>3</sup>. Cette alimentation est surtout active en hiver et en mai (Figure II. 11).

### 4.2. Régime éolien

Sur le site de Leucate-Plage, le vent dominant (Tramontane) est principalement de direction nord-ouest (Figure II. 12), en provenance de la terre. Sur les moyennes journalières, on peut voir que les intensités sont assez proches pour la tramontane et le marin (Figure II. 12), ce dernier étant responsable des principaux coups de mer.

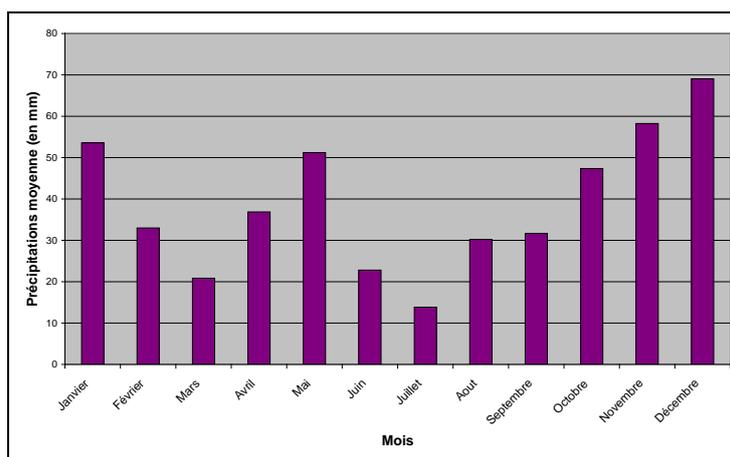


Figure II. 11 : Bilan moyen des précipitations par mois, sur le site de Leucate pour la période de 1996 à 2005 [source Météo France].

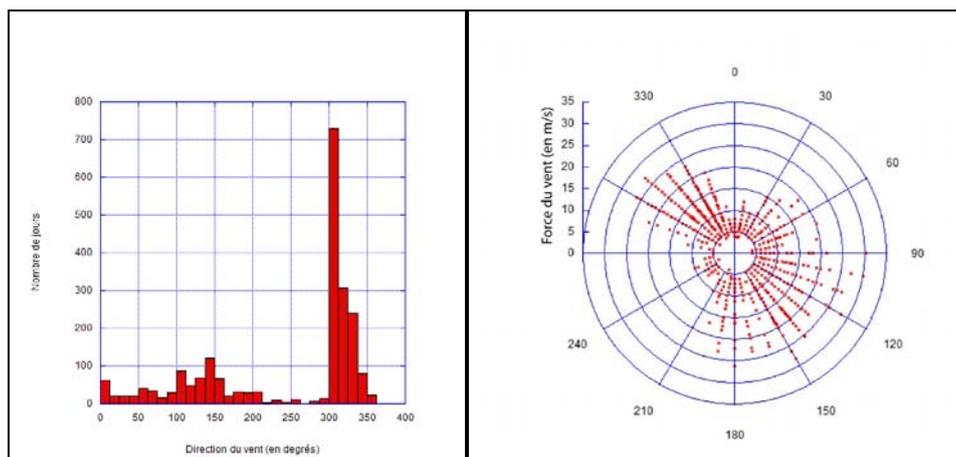


Figure II. 12 : Bilan des directions et des force du vent (moyenne sur une journée) sur une période allant de 2000 à 2005 [source Météo France].

### 5. L'avant-côte

D'après de nombreux travaux [Rivière *et al.*, 1961 ; Barusseau & Saint-Guily, 1981 ; Certain, 2002], l'avant-côte leucatoise est caractérisée par une pente assez douce (1,5 %) comportant, en simplifiant, deux barres sédimentaires festonnées (RBB). La barre interne se situe entre 100 et 200 m alors que la barre externe est en position plus reculée, entre 400 et 500 m (Figure II. 13). La barre interne est principalement festonnée mais peut parfois avoir un caractère dissymétrique. La longueur d'onde des festons internes est d'environ 300 m. La barre externe est festonnée de manière pérenne. La longueur d'onde des festons est plus importante, de l'ordre de 600 m. Des données récentes, acquises par L.I.D.A.R., ont mis en évidence une plus grande complexité du système immergé de barres, notamment pour sa partie interne. La barre interne doit plutôt être considérée comme un système composé de plusieurs barres ou de reliquats de barres. A la côte, une zone de très faible profondeur est identifiée de plusieurs mètres à dizaines de mètres de largeur. Cette morphologie en plateau avait déjà été identifiée lors des suivis [Gervais, 2008] mais n'a pas pu faire l'objet d'un levé périodique en raison de la difficulté d'échantillonnage.

Le sédiment est principalement sableux. Sa granulométrie s'affine vers le large, mais la présence de fosses et de barres contrarie ce classement. La taille des grains est comprise entre 350 et 630  $\mu\text{m}$  [Certain, 1999]. Cette granulométrie a pu être vérifiée et confirmée lors de ce travail (cf. Annexe X). Saisonnièrement, elle varie peu mais est légèrement plus grossière en hiver qu'en été. La barre interne présente une granulométrie plus grossière que la barre externe. Les ventres sont également caractérisés par une granulométrie plus grossière que les cornes et les points hauts. Localement, au niveau de la fosse de lévigation externe et du glacis, des grès littoraux peuvent affleurer.

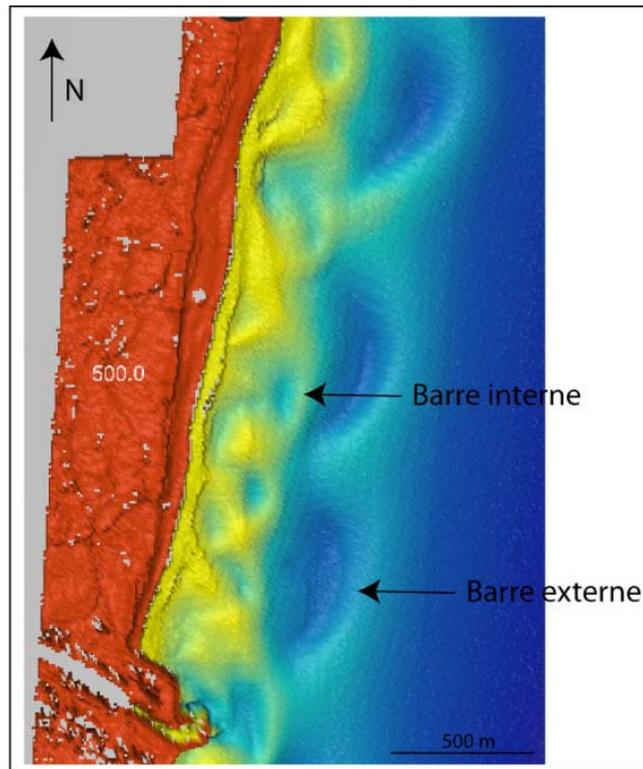


Figure II. 13 : Image L.I.D.A.R. de l'avant-côte leucatoise présentant un système double de barres festonnées [source DREAL LR]. Sur cette image, la plage émergée est représentée en rouge et la plage immergée est représentée par un dégradé du jaune vers le bleu.

*NOTES*

---





## Chapitre III – Matériel et méthode d’analyse

### I. Données disponibles

Lors de ce travail, plusieurs types de données ont été acquis. Pour mieux décrire les méthodes d’acquisition et leur traitement, le Tableau III. 1 récapitulatif présente l’ensemble des données disponibles.

Types de données	Type de méthode d'acquisition	Nombre de profils acquis par levé	Nombre de profils acquis au total	Longueur totale acquise (en km)
Géophysiques	Bathymétriques	32	896	796
	GPS (trait de côte)	1	28	34
	Topographiques	18	504	40
	Sismique en lagune		121	63
	Sismique en mer		38	27
	Géoradar		9	0,5
Hydrodynamiques	Types d'appareil	Nombre d'appareils	Durée d'acquisition (en jours)	Nombre de mesures
	ADCP	4	25	11520000
	ADV	3	25	15840000
	Bouée Datawell	1	745	34278
Sédimentologiques	Type de prélèvement	Nombre total d'échantillons	Quantité totale prélevée	
	Prélèvements de surface sur la plage émergée	16		
	Prélèvements de surface sur la plage immergée	60		
	Carottes et forages sédimentaires	16	67 m	

Tableau III. 1 : Synthèse de toutes les données disponibles pour cette étude.

### II. Méthodologie de terrain

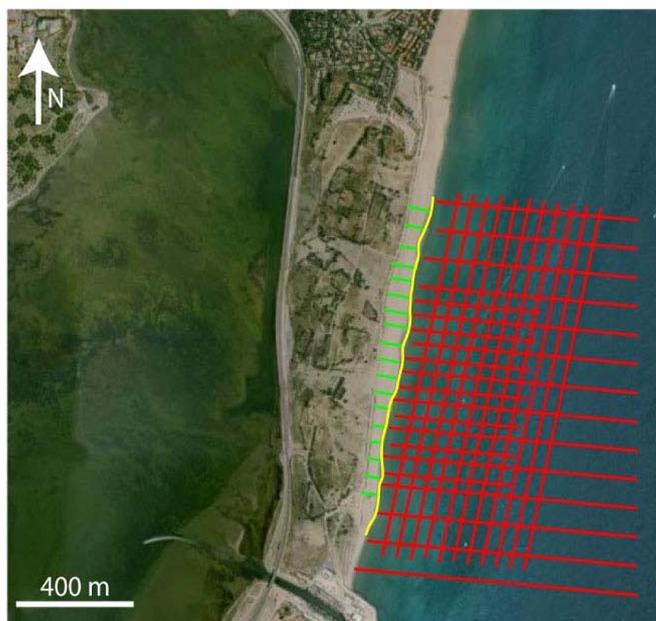
#### 1. Les données morphologiques

##### 1.1. Le suivi bathymétrique

Les changements morphologiques du domaine marin et les migrations longitudinales et/ou transversales des corps sédimentaires ont pu être observés sur une série temporelle de

cartes bathymétriques. Au total 28 cartes bathymétriques ont été acquises en situation post-tempête à partir d'avril 2006 jusqu'en septembre 2008. Cette base de données a été complétée par plusieurs levés réalisés durant les étés 2000, 2001, 2002, après les grands événements de tempête enregistrés en janvier 2009 ; enfin un levé aéroporté au L.I.D.A.R. a été exécuté en septembre 2009.

Les données bathymétriques proviennent de profils transversaux et longitudinaux. Lors de chaque suivi, 11 profils longitudinaux et 21 profils transversaux ont été acquis (Figure III. 1). L'espacement entre chaque profil transversal est de 100 m au niveau de la barre externe et de 50 m au niveau de la barre interne. La longueur des profils transversaux est d'environ 1 km. L'espacement entre chaque profil longitudinal est égal à 50 m. La longueur de ces profils est environ de 1,8 km. Les matériels utilisés sont un sondeur petits fonds Tritech ST500 (Figure III. 2), permettant d'avoir une précision verticale de l'ordre du décimètre, un GPS différentiel (NR51) puis un GPS EGNOS/WASS (Etrex Venture) avec une précision horizontale d'ordre métrique. Dans un premier temps, la mesure a été faite en suivant un plan de position précis mais non contrôlé visuellement en plan pendant l'acquisition. Les informations recueillies étaient synthétisées grâce à un programme informatique Captor®. Dans un second temps, l'acquisition par le laboratoire du logiciel Hypack® a permis de visualiser le plan de position des profils en temps réel avec un mode d'enregistrement semblable.



**Figure III. 1 : Plan de positionnement (en rouge) lors du suivi bathymétrique (en rouge), du suivi topographique (en vert) et du suivi du trait de côte (en jaune).**



**Figure III. 2 : Photographie d'un sondeur mono-faisceau de type Tritech ST500.**

Des profils bathymétriques réalisés par la DRE-LR (ex-SMNLR) ont été récupérés et observés mais leur localisation en dehors de la zone d'étude n'a pas permis de les exploiter. On notait cependant la présence de deux barres sédimentaires.

### ***1.2. Le suivi du trait de côte***

Le trait de côte est une limite qui sépare le domaine marin du domaine terrestre. Ses évolutions temporelles permettent de mesurer l'impact des coups de mer, de quantifier en superficie les zones en érosion et en accrétion du bas de plage et d'étudier la modification des structures sédimentaires rythmiques longitudinales ainsi que leurs vitesses moyennes d'évolution.

Les levés du trait de côte, ici considéré comme la limite physique que constitue le talus de collision (Figure III. 1), ont été effectués grâce au même matériel GPS, avec un enregistrement continu toutes les secondes. Les positions les plus avancées et les plus reculées du trait de côté ont également été notées.

D'autres méthodes ont permis de qualifier l'évolution du trait de côte. Ainsi, l'utilisation de photos aériennes (obliques ou verticales) ou d'images satellitaires peuvent compléter les données.

### ***1.3. Le suivi topographique***

Le suivi topographique de la plage permet de mesurer les variations morphologiques qu'elle subit et donc les variations du disponible sédimentaire. Il a été réalisé en suivant un plan de positionnement (Figure III. 1) précis grâce à un théodolite Geodimeter 400 (Figure III.

3). 18 profils transversaux ont été réalisés tous les 50 m lors de chaque levé, d'avril 2006 à septembre 2008.



Figure III. 3 : Théodolite de type Geodimeter 400, utilisé lors du suivi topographique.

La précision des mesures est de l'ordre du centimètre pour les distances et les dénivelés, et de  $5.10^{-4}$  grades pour les azimuts.

## 2. Les données de géophysique

### 2.1. Sismique réflexion très haute résolution (THR)

Ces données permettent d'identifier l'organisation stratigraphique des dépôts et d'en inventorier les unités constituantes du prisme dans sa globalité. L'impact des tempêtes peut être analysé en fonction de la structure des barres sur l'avant-côte, ainsi que par l'identification des cônes de débordement de tempêtes (*washovers fans*) dans les lagunes.

#### 2.1.1. Le système IKB-Seistec

Ce système, conçu en 1987, permet de réaliser des études en milieu peu profond [Simpkin and Davis, 1993]. Sa première application en France remonte en 1999 lors d'une étude sur l'évolution du prisme littoral du lido de l'étang de Thau à Sète [Tessier et al., 2000]. Il a été utilisé ici lors de l'étude du remplissage des étangs de Thau et de Salses-Leucate.

Le système est fixé sur un catamaran de surface remorqué ou mieux à couple du bateau (Figure III. 4), ce qui évite durant l'acquisition d'avoir des interférences dues au sillage. Il permet de collecter des informations dans des tranches d'eau allant de 1 à 750 m. La source à l'avant est un boomer électrodynamique à large bande, suffisante pour avoir une définition des couches supérieures de l'ordre de 25 cm. Le récepteur à l'arrière est un hydrophone en forme de cône linéaire, abrité sous un carénage hydrodynamique.

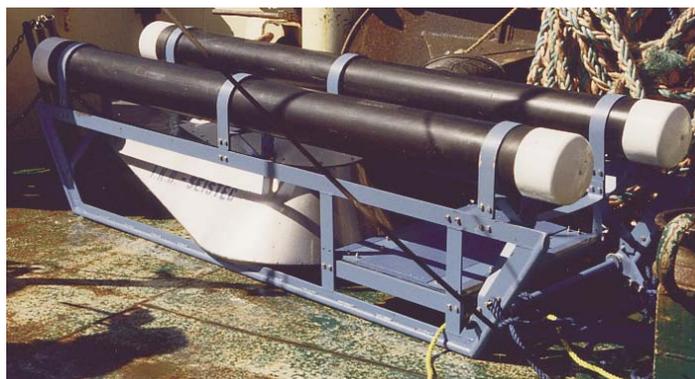


Figure III. 4 : Photographie d'un boomer IKB-Seistec [source UMR M2C].

Lors de l'acquisition, le catamaran a été mis en œuvre par un Rio 480 dans lequel étaient installés le matériel informatique d'acquisition des données et de navigation Delph Seismic 2® de Triton Elics (Figure III. 5), un GPS différentiel, un conditionneur et un processeur de signaux analogiques (SPA3) (Figure III. 5B), un groupe électrogène de 5 KVA et une génératrice ENERGOS SIG (Figure III. 5C) haute tension (4000 V) pour le boomer.

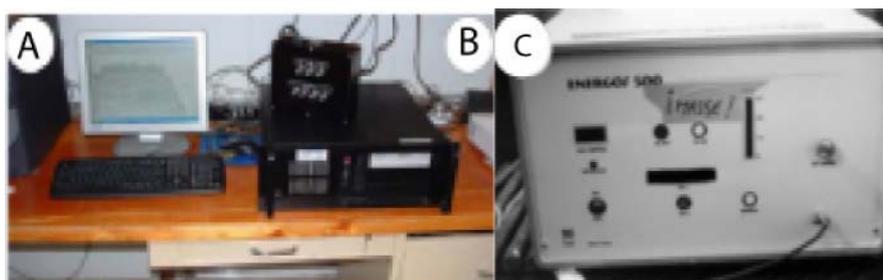


Figure III. 5 : Photographie de la chaîne d'acquisition utilisée lors des campagnes d'acquisition au boomer. A – Enregistrement analogique et visualisation des données en temps réel. B – Boîte à filtre SPA-3. C – Génératrice haute tension ENERGOS SIG pour l'émission du signal [modifié de Benabdellouahed, 2005].

Les données de sismique « Boomer » ont été acquises en juin 2003. L'appareil émet à une fréquence fixée par le constructeur, autour de 5500Hz. Lors de l'acquisition, il est possible de modifier des paramètres tels que la fréquence de coupure comprise entre 1 et 10kHz. La génératrice a permis de tirer avec une puissance de 100 J et à une fréquence de 2Hz. Enfin, il est possible de jouer sur les réglages de sensibilité du récepteur en augmentant/diminuant le gain (entre 26 et 32dB ici).

Pour la lagune, un total de 46 profils sismiques a été réalisé (Figure III. 6), ce qui représente environ 57 km de longueur totale [Benabdellouahed, 2005]. En mer, le nombre de profils est plus limité, 33 pour une longueur totale d'environ 25 km [Certain, 2002].

Accessoirement d'autres données en mer sont disponibles. Une campagne d'acquisition à l'aide d'un boomer Applied Acoustics Surface Tow Boomer Catamaran, durant le mois de

juin 2007, a été menée par l’entreprise IX Survey, (projet Beachmed-e GESA). Au cours de cette campagne, 11 profils, soit 37 km au total, ont été acquis sur le littoral sétois.

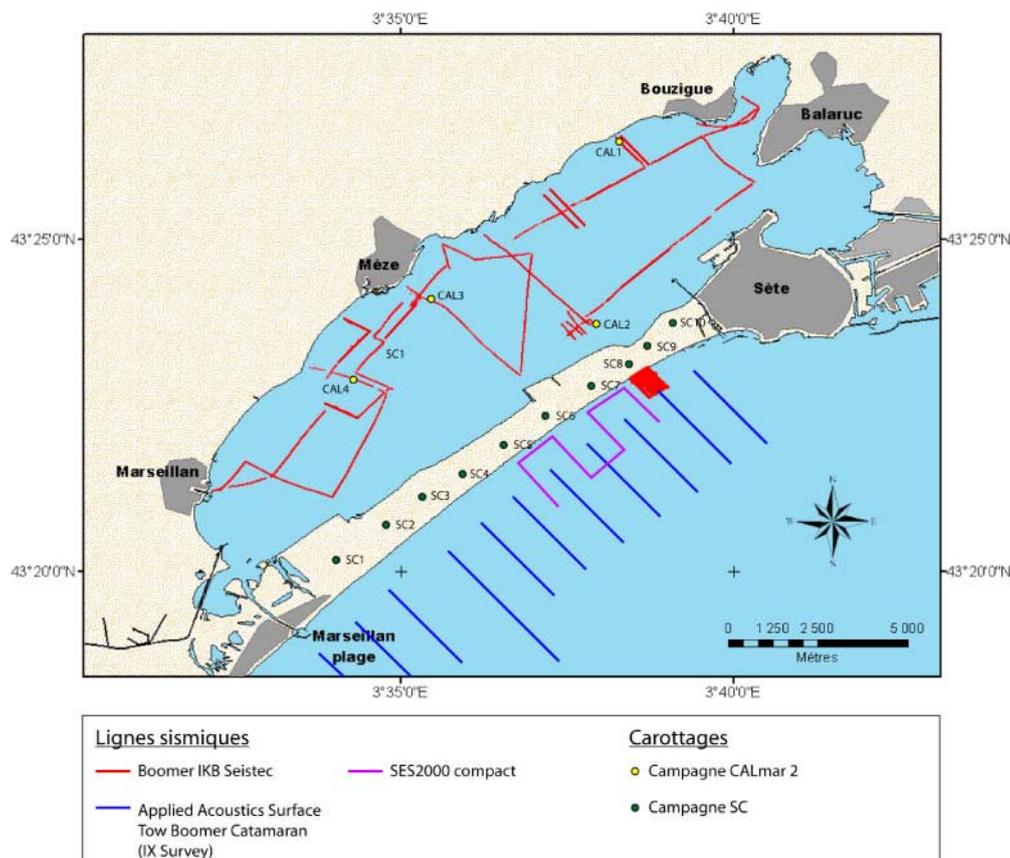
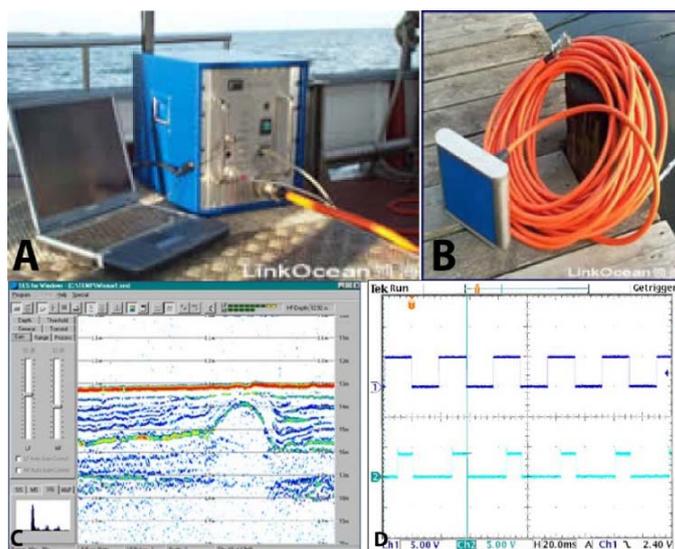


Figure III. 6 : Plan de position des profils sismiques et des carottes sédimentaires réalisés dans la lagune de Thau, sur le lido et sur l’avant-côte.

### 2.1.2. Le système Innomar

Le système INNOMAR SES 2000 compact a été utilisé afin de réaliser de la sismique de type Chirp. Cet outil est utilisé dans les zones à faible voire très faible profondeur. Il est très condensé, il est constitué d’une génératrice (Figure III. 7A) reliée à un ordinateur et un GPS qui contrôle l’émission d’une fréquence primaire de l’ordre de 100 kHz et d’une fréquence secondaire variable comprise entre 1 et 15 kHz, transmises par une dalle immergée qui sert à la fois de transducteur et de récepteur (Figure III. 7B). Ce sont les interactions onde-onde entre l’onde primaire et l’onde secondaire choisie qui permettent de créer des basses fréquences qui vont pénétrer dans les sédiments [Innomar, 2005a]; l’onde primaire fonctionnant elle comme un sondeur bathymétrique classique. Dans le principe de fonctionnement de SES2000, l’émetteur interne ou « trigger in » utilise une fréquence fixe et émet une onde primaire. Avec un petit décalage, l’émetteur externe ou « trigger out » émet une onde secondaire à fréquence variable qui entre en harmonie avec l’onde primaire (Figure

III. 7D). Lors des campagnes d'acquisition, les données sont collectées grâce au logiciel Ses2000 d'Innomar (Figure III. 7C). Ce logiciel permet notamment de faire varier plusieurs paramètres via différents onglet : le gain (augmentation du bruit), le pulse (augmentation de l'épaisseur du signal), la fréquence secondaire (pénétration et résolution du signal), la fenêtre d'observation (*range*) (profondeur de départ et profondeur de pénétration), la cadence de tir (*ping rate*). L'onglet « process » du logiciel permet de modifier le signal en le sommant (*stacking*), en le lissant (*smoothing*), en jouant sur son amplitude ou « TVG ».



**Figure III. 7 :** Le système SES 2000 compact de Innomar. A - La génératrice. B - Le transducteur. C - Une capture d'écran lors d'une campagne d'acquisition. D – Principe de fonctionnement du système SES 2000 en utilisant une onde primaire (en bleu foncé) et une fréquence secondaire (en bleu turquoise).

Les données de sismique « Innomar » ont été acquises entre août et septembre 2008. Lors de l'acquisition dans la lagune de Leucate-Salses, les fréquences d'émission ont varié entre 10 et 12 kHz et le gain entre 26 et 32 dB. Le pulse a été fixé à 1. Ce type de réglages est adapté pour un sédiment fin.

Lors de l'acquisition en mer, sur l'avant-côte de Leucate, nous avons tiré à des fréquences comprises entre 6 et 8 kHz, ce qui permet la meilleure pénétration possible dans les sables. Le gain était toujours compris entre 26 et 32 dB et le pulse fixé sur 1.

## 2.2. Le géoradar

Le géoradar utilise le même principe de fonctionnement que la sismique réflexion mais envoie des impulsions électromagnétiques hautes fréquences (entre 10 et 2000 MHz) émises par une antenne spéciale pour connaître la géométrie du sous-sol. Les ondes réfléchies aux différentes interfaces rencontrées sont mesurées par un système d'acquisition.



Figure III. 8 : Photographie du géoradar déployé [source Laboratoire Géosciences Montpellier].

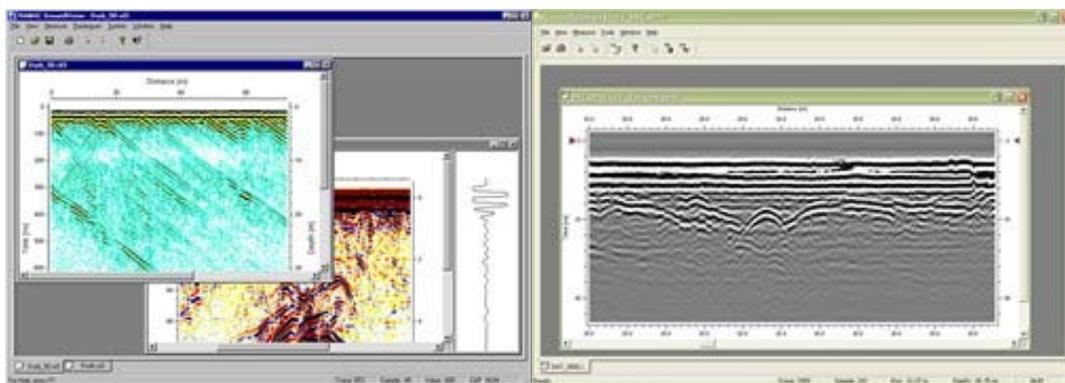


Figure III. 9 : Capture d'écran (fournie par RAMAC) du logiciel Groundvision® lors d'une mission d'acquisition au géoradar.

Le matériel utilisé ici a été prêté par le laboratoire Géosciences de l'Université de Montpellier 2. Ce matériel est constitué de deux paires d'antennes (Figure III. 8), une paire à 100 MHz et une autre paire à 200 MHz. Il est important de préciser que ce matériel n'est pas blindé et que tout contact avec du métal crée des interférences dans le signal ; la présence d'eau souterraine est également incompatible avec cette technologie. Lors de nos mesures sur la plage et l'arrière dune, le signal n'a pénétré que sur environ 2 m (Figure III. 9). Cela ne nous a pas permis de voir une réelle organisation du sous-sol. Sur cette épaisseur, les données reflètent un litage homogène et régulier, quelles que soient les zones de test. Bien que ce résultat semble correct, il ne reflète pas les résultats obtenus avec les mêmes antennes utilisées dans le cadre de différentes études sur les plages américaines [Bode & Jol, 2006 ; Carnevale & Hager, 2008]. Dans ces études, la réflexion interne dans le sable montre des configurations différentes selon la position des profils. La structure interne superficielle des figures sédimentaires n'a pas pu être approchée, probablement à cause d'une gamme émettrice des antennes trop étroite. Aucun traitement et résultat ne sera donc présenté issu de

cette technologie et cette partie de l'étude sera repoussée ultérieurement nécessitant l'utilisation d'un matériel mieux adapté aux sites d'étude.

### **3. Les données sédimentologiques.**

Des carottes sédimentaires ont été prélevées dans le sédiment fin de la lagune de Thau à l'aide d'un carottier à percussion ou d'un carottier gravitaire de type Kullenberg modifié. En effet, le lest et le bras déclencheur ont été enlevés pour une utilisation simplifiée du carottier depuis une embarcation légère dans quelques mètres d'eau. La longueur des tubes utilisés dépend de la profondeur supposée du substrat et de la couche que l'on veut traverser. Généralement des tubes de 2 à 3 m ont été utilisés.

Plusieurs carottes sédimentaires s'ajoutent à la base de données géophysiques. Quatre carottes ont été acquises en lagune durant ce travail (Figure III. 6) lors de la mission CALMAR2 en novembre 2005. La base de données est complétée par 7 carottes sur l'avant-côte réalisées dans les années 1990 [Akouango, 1997].

Plusieurs carottes sédimentaires et sondages ont par ailleurs été réalisés par un bureau d'étude dans le cadre du repositionnement de la route du lido de Sète. Au total, dix carottes, de 10 m de profondeur chacune, ont été faites (SC1 à SC10). Ces carottes, positionnées le long lido, ont permis de préciser le continuum terre-mer au niveau du NE du lido (Figure III. 6).

### **4. Les données hydrodynamiques**

La détermination des phénomènes physiques qui déforment la surface libre est essentielle pour la compréhension de la dynamique morpho-sédimentaire littorale. Durant les campagnes de mesures hydrodynamiques, plusieurs appareils ont été utilisés au cours du suivi post-tempête (Figure III. 10).

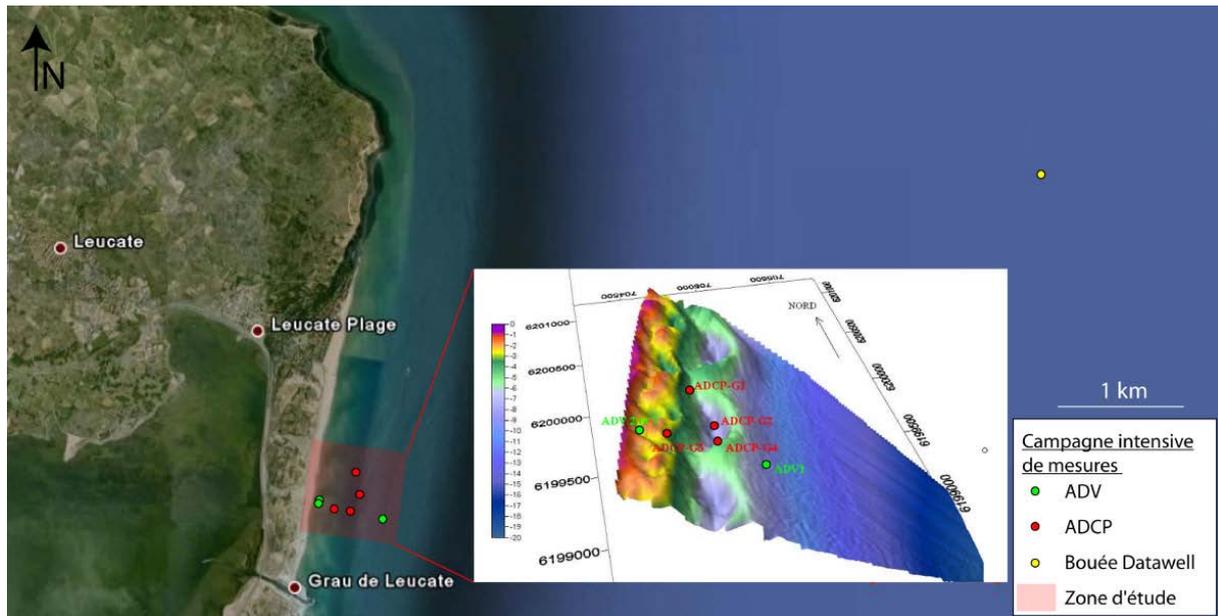


Figure III. 10 : Plan de positionnement des appareils de mesures hydrodynamiques déployés durant tout le suivi sur la zone d’étude, incluant la bouée Datawell et les ADV et ADCP déployés lors de la campagne intensive de mesures.

#### 4.1. Les ADCPs (*Acoustic Doppler Current Profiler*)

Ces appareils sont des Sentinel de RD Instruments. Ils sont composés d’un capteur de pression interne et de trois cellules qui permettent les mesures de courants dans la colonne d’eau (Figure III. 11). Ils mesurent les trois composantes orthonormées du courant sur toute la colonne d’eau par cellules. Ils permettent donc d’obtenir un profil vertical de courant à la verticale de l’instrument. Ils sont dotés d’une mémoire d’environ 150 Mo. Ils ont différentes fréquences d’émission (1200 kHz, 600 kHz et 300 kHz). Les ADCP à 1200 kHz constituent le matériel le plus adéquat pour l’enregistrement en milieu littoral.



Figure III. 11 : ADCP de type Sentinel (RD Instruments), utilisé lors de la campagne FEST1.

##### 4.1.1. Principes de mesure des courants

L’appareil mesure indirectement les courants par l’effet Doppler, engendré par le déplacement des particules présentes dans la colonne d’eau. Ainsi ces particules réfléchissent les impulsions sonores émises par les ADCP. Au retour du signal, l’ADCP se transforme en

récepteur. Suivant le temps de trajet entre l'émission et la réception, une information concernant la direction du courant et sa vitesse peut être obtenue à différents niveaux sur une série verticale de cellules décimétriques. Les vitesses observées dans ces cellules sont représentées sur des profils verticaux en tenant compte de la zone de blanc (75 cm au dessus du fond).

#### **4.1.2. Principes de mesure de la houle**

Le calcul de la hauteur de la houle se fait selon trois méthodes : (1) à partir de la mesure de la pression hydrostatique via un capteur de pression. Les variations de pression sont liées aux variations de la hauteur d'eau mesurées avec l'ADCP positionné sur le fond. La pression ainsi mesurée est corrigée sur la base de la théorie linéaire de la houle pour déterminer la véritable hauteur de la vague. (2) A partir du traitement des données, il est possible d'utiliser plusieurs paramètres tels que la vitesse et le sens de propagation des vagues associés aux variations du plan d'eau. (3) En utilisant les orbitales de houles qui permettent de remonter aux variations du plan d'eau. La première méthode a été utilisée ici.

#### **4.1.3. Paramètres d'acquisition**

Lors de la campagne, qui a eu lieu durant l'hiver 2007, les données de courantologie ont été acquises à des fréquences de 2 Hz pendant 80 minutes sur des intervalles de 3h. En parallèle, les données de houles ont été acquises à des fréquences de 2 Hz pendant 40 minutes sur des intervalles de 3h, fréquence égale à celle de l'ADV à l'entrée du système afin de mieux comparer les enregistrements.

### ***4.2. Les ADVs (Acoustic Doppler Velocimeter)***

Ces appareils mesurent les trois composantes du courant en un point de la colonne d'eau. Ils sont autonomes et associés à un capteur de pression. La fréquence d'acquisition est de 2 Hz au large et de 32 Hz à la côte. L'utilisation d'une fréquence plus importante à la côte a été choisie afin de pouvoir analyser l'infragravité lors de cette campagne. Lors de nos campagnes de mesures, différents ADV ont été utilisés, leur mémoire de stockage des données allait de 20 à 180 Mo.



**Figure III. 12 : ADV de type Vector (Nortek), utilisé lors de la campagne FEST1.**

#### **4.2.1. Principes de mesure des courants**

L'appareil mesure les courants par effet Doppler. La tête de l'ADV est composée de 3 branches réceptrices et d'une base émettrice : la base émet une onde acoustique qui est réfléchiée par les particules puis réceptionnée par les branches, ceci permet de connaître le trajet et la vitesse des particules en un petit volume situé 16 cm devant la tête de l'appareil; on assimile le mouvement de l'eau au mouvement des particules.

#### **4.2.2. Principes de mesure de la houle**

Le calcul de la hauteur de la houle se fait de la même manière que sur un ADCP par l'intermédiaire d'un capteur de pression.

#### **4.2.3. Paramètres d'acquisition**

Lors de la campagne, qui a eu lieu durant l'hiver 2007, les données ont été acquises à des fréquences de 2 Hz pendant 40 minutes sur des intervalles de 3 heures pour les appareils situés à la côte. Pour l'appareil situé le plus au large, les données ont été acquises à des fréquences de 2 Hz pendant 20 minutes sur des intervalles de 3 heures.

### ***4.3. Les bouées***

Deux bouées Datawell, appartenant à la DRE LR (ex-SMNLR), sont implantées dans le golfe du Lion. L'une est mouillée depuis fin 2006 au large de Leucate, à la position  $42,33^\circ$  nord et  $3,045^\circ$  est, sur les fonds de 40 m (Figure III. 13). L'autre est positionnée au large de Sète, à la position  $43,22^\circ$  nord et  $3,46^\circ$  est, sur les fonds de 30 m. Elle permet d'enregistrer de manière continue l'accélération verticale induite en suivant les mouvements de la surface de la mer. Le signal est proportionnel à l'élévation de la surface libre et est ensuite transmis à un ordinateur où est installé un logiciel d'acquisition et de traitement du signal, via une station de réception. Les données recueillies sont les hauteurs significative et maximale de la houle, la période de la houle, la direction et la largeur du spectre.

La bouée POEM (appartenant à l'université de Perpignan Via Domitia et au CEFREM), bouée directionnelle, est positionnée au large de Canet en Roussillon.



Figure III. 13 : Photographie d'une bouée datawell déployée [source DREAL LR].

## 5. Les données météorologiques

Au cours de ce travail, il était important d'utiliser les cartes météorologiques des fronts atlantiques prévus et observés (Figure III. 14). Ces cartes nous ont permis de comparer différentes situations de tempêtes et d'anticiper sur les futurs déploiements et récupération de matériel.

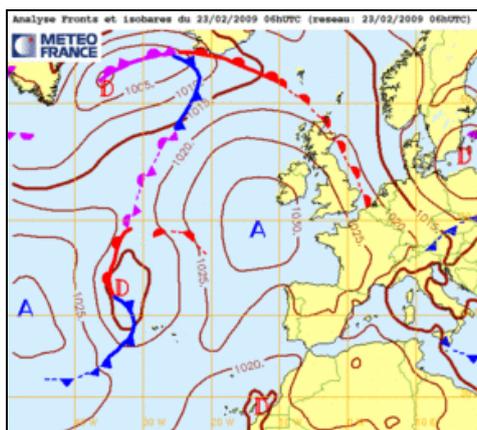


Figure III. 14 : Carte météorologique des fronts atlantiques [source Météo France].

## III. Traitement des données

### 1. Les données morphologiques

#### 1.1. Le suivi bathymétrique

La première opération de traitement consiste à retirer les données aberrantes (0m ou plus de 20m) acquises durant le suivi. Un lissage de la houle est réalisé au moyen de deux logiciels PVwave® lors de l'acquisition avec Captor® et directement dans Hypack® ensuite. Si c'est nécessaire, le logiciel Circé® opère les changements de coordonnées. Sinon les

valeurs sont enregistrées en coordonnées métriques Lambert RGF93. Pour achever l'opération, les semis de points bathymétriques sont traités à l'aide du logiciel Surfer® (Goldensoftware) qui permet la représentation 2D et 3D d'un modèle numérique de terrain, ainsi que les calculs de volumes entre deux situations successives. La méthode d'interpolation spatiale utilisée est la *triangular linear interpolation*, l'espacement choisi en Y est de 15 m et de 10 m en X.

A cause des variations de hauteur d'eau relative entre les différentes dates, les profils font l'objet d'un recalage sur la base de la profondeur de fermeture, zone à partir de laquelle les changements morphologiques sont considérés comme nuls à l'échelle du suivi de 2 ans (soit aux alentours de 10 m de profondeur sur la zone étudiée).

### ***1.2. Le suivi du trait de côte***

Le traitement est quasiment identique à celui de la bathymétrie sans tenir compte de valeurs en z. Les traits de côte sont ensuite regroupés sous Surfer afin de pouvoir les comparer et les coller aux suivis bathymétriques et topographiques.

### ***1.3. Le suivi topographique***

Il s'agit d'effectuer différentes opérations sur les données brutes enregistrées dans la mémoire externe de la station totale. Après transfert des données sur un ordinateur, grâce au logiciel Geosys®, le traitement et l'exploitation sont réalisés avec Excel®. Surfer® permet d'aboutir aux représentations 2D et 3D de la topographie de la plage et d'approcher par le calcul les volumes sédimentaires déplacés (érosion, engraissement).

Enfin sous Surfer, des cartes regroupant les données bathymétrique et topographiques ont été réalisées. La méthode d'interpolation spatiale utilisée est la *triangular linear interpolation*, l'espacement choisi en Y est de 15 m et de 10 m en X.

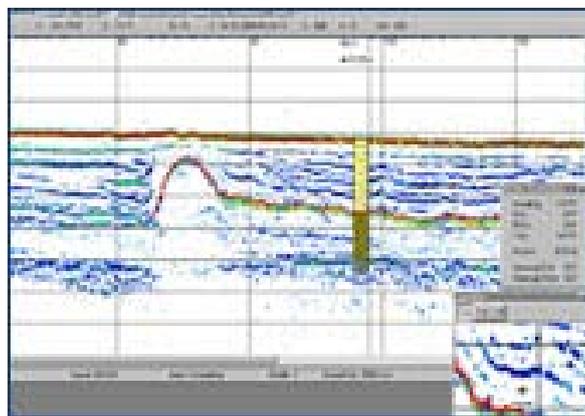
## **2. Les données géophysiques**

### ***2.1. Les données de sismique réflexion très haute résolution (THR)***

Le travail de traitement et d'interprétation avait déjà été effectué une première fois lors d'un stage de D.E.A. à l'université de Caen-Basse Normandie [Benabdellouahed, 2005]. Il a donc juste fallu reprendre ce travail en se focalisant sur les profils sismiques qui nous intéressent pour ce travail afin de les interpréter à nouveau en dégagant les points importants. Le traitement de ces profils a été réalisé sous Delph pour les données de juin 1999 et sous Seismic Unix [Cohen & Stockwell, 2008] pour les données de juin 2003 et juin 2007.

## ***2.2. Les données de sismique réflexion de type Chirp***

Le traitement de ces données s'est fait sous le logiciel ISE® d'Innomar (Figure III. 15). Le rejeu des profils et le pointé sismique a permis de réaliser des calculs de volumes et des représentations en cartes isopaques des différents réflecteurs [Innomar, 2005b].



**Figure III. 15 : Capture d'écran (fournie par Innomar) lors du traitement de la sismique de type chirp, sous ISE (Innomar).**

## ***2.3. Etude technique comparative entre les différentes sources sismiques : Boomer IKB Seistec vs. SES2000 compact d'Innomar***

Le démarrage de cette thèse a été concomitant de l'acquisition par le laboratoire d'un outil d'imagerie géophysique (le SES 2000 compact Innomar) caractérisé par une résolution verticale constructeur jamais atteinte par les outils utilisés précédemment (essentiellement le boomer IKB Seistec). Il était donc nécessaire de tester cet instrument dans des environnements sédimentaires connus afin de conclure sur les possibilités réelles d'observation en termes de résolution et de pénétration. La lagune de Salses-Leucate a fourni le laboratoire naturel pour la comparaison des deux techniques, mais certains secteurs clés se sont révélés inexploitable en raison de gaz, d'algues de surface ou de dragages, ce qui n'a pas permis d'obtenir des avancées significatives dans la compréhension de la mise en place de cette lagune. Seule cette analyse technique est présentée pour cette lagune.

### **2.3.1. Données, méthodes et traitement**

Les données utilisées sont issues d'une série de missions réalisées dans le secteur de Leucate, acquises à l'aide du système SES2000 compact d'Innomar (cf. Chapitre III) durant les mois d'août et septembre 2008 et de données d'archives du laboratoire sur le même secteur acquises grâce au boomer IKB Seistec. Durant l'acquisition, la cadence de tirs était de

2 tirs par seconde et l'enregistrement a été effectué grâce au logiciel SES2000. Pour la lagune, un total de 121 profils sismiques a été réalisé (Figure III. 16), ce qui représente environ 63 km de longueur totale. En mer, le nombre de profils est moindre, 38 pour une longueur totale d'environ 27 km.

Outre la lagune et l'avant-côte qui ont fait l'objet de nombreuses études [Certain *et al.*, 2004 ; Tesson *et al.*, 2009], on a également essayé d'enrichir les connaissances au niveau de la plage et de son cordon sableux dans le but de comparer les mises en place des lidos de Sète et de Leucate. Des essais géophysiques utilisant un géoradar, dont le déploiement devait assurer une meilleure approche du continuum terre-mer, se sont révélés infructueux. Aucune donnée n'a pu être exploitée à la suite de cet essai.

### **2.3.2. Résultats/Interprétation**

Les profils sismiques sur cette zone ont été analysés suivant les principes de la stratigraphie sismique [Mitchum *et al.*, 1977]. Lors de l'interprétation de ces profils, le but était d'identifier à nouveau les unités sismiques déjà décrites dans la littérature [Certain *et al.*, 2004] et de conclure sur les potentialités du nouvel instrument à résolution centimétrique.

Les premiers profils *boomer* réalisés dans le bassin Nord de la lagune de Salses-Leucate avaient permis de mettre en évidence trois unités sismiques caractérisant le remplissage fin et une unité basale qui constitue le substratum de la lagune [Certain *et al.*, 2004]. En utilisant le système SES2000 compact, les unités observées précédemment ont été retrouvées sur les profils sismiques. Les pendages vers le sud-est d'environ 30° du substratum sont bien mis en évidence. Plusieurs réflecteurs internes dans les unités du remplissage ont pu être mis en évidence en plus des toits et murs de chacune des unités. Le SES2000 permet donc d'affiner l'analyse du remplissage sédimentaire et la pénétration semble identique à celle du boomer dans cet environnement. Le SES2000 semble donc être un outil compétitif pour l'étude fine du remplissage en liaison avec des carottages par exemple.

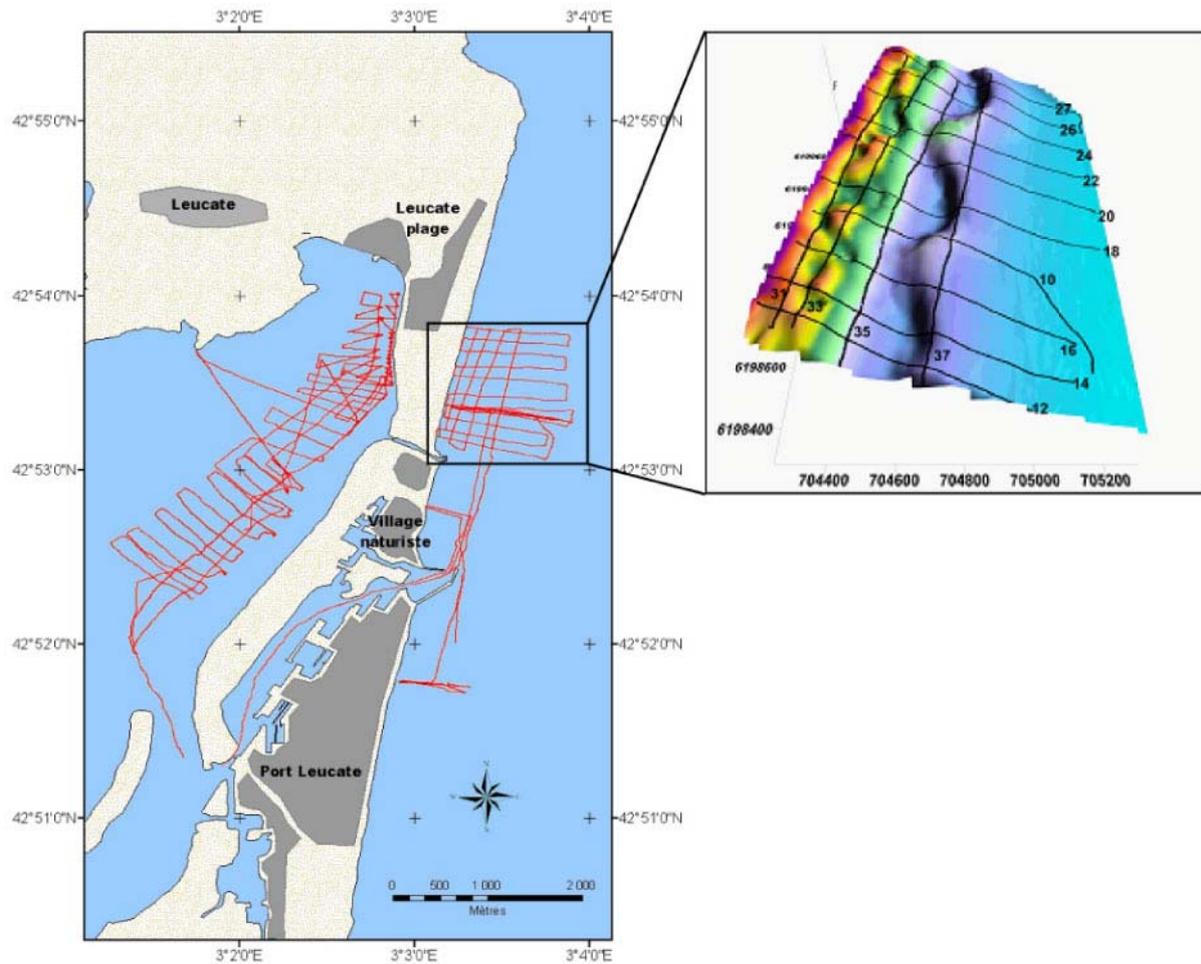
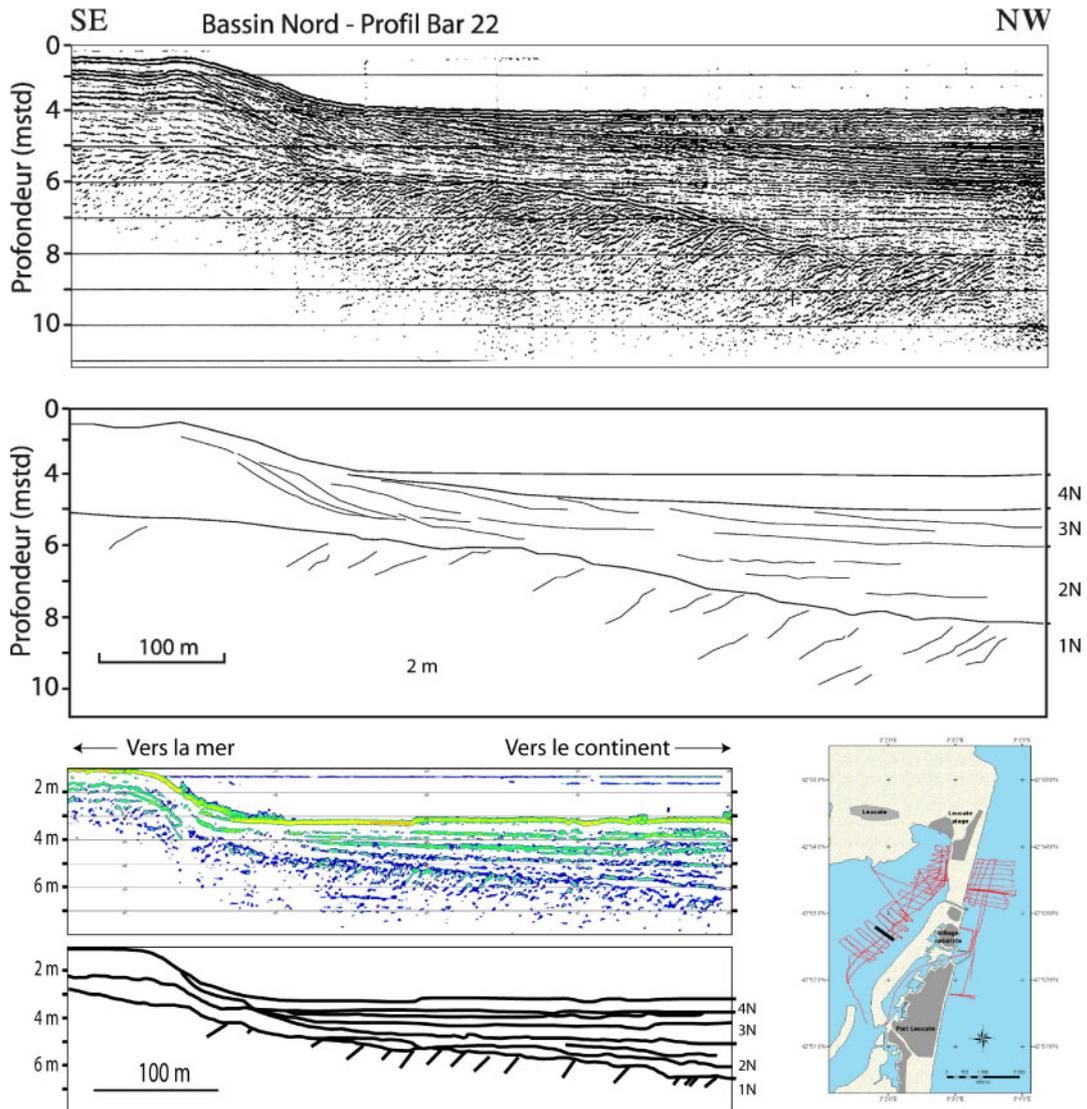


Figure III. 16 : Plan de position des profils sismiques réalisés dans la lagune de Salses-Leucate et sur l'avant-côte.



**Figure III. 17 : Exemple d’un profil sismique acquis dans la lagune de Salses-Leucate [modifié d’après Certain *et al.*, 2004]. Les deux profils supérieurs sont issus du boomer IKB Seistec (profil brut en haut, profil interprété en dessous). En bas le même profil issu du SES 2000 compact. En bas à droite la localisation de ce profil.**

### 2.3.3. Conclusion

La phase de test du SES2000 compact d’INNOMAR a permis de mettre en évidence les avantages et les inconvénients liés à cette nouvelle technique dans les très petits fonds vaseux et sableux. En lagune, ou dans des environnements où le sédiment est fin, l’utilisation du SES2000 compact peut permettre de compléter et d’affiner les données acquises à l’aide d’un boomer pour observer le remplissage sédimentaire. Cet outil permet de mettre en évidence les réflecteurs internes majeurs dans les unités sismiques. L’uniformité des réponses acoustiques entre les unités et leurs réflecteurs internes peut cependant perturber la lecture des profils par rapport à un enregistrement boomer où les différentes unités apparaissent de manière plus marquée. La pénétration du SES2000 semble comparable au boomer. Lorsque le sédiment est

plus grossier, dans les sables notamment, le signal pénètre moins en profondeur et le SES 2000 est moins efficace qu'un boomer tout en étant adapté à l'étude des systèmes littoraux dans les couvertures sédimentaires sont généralement métriques. Pour conclure le SES2000 possède une meilleure résolution qu'un boomer mais son potentiel s'exprime surtout pour les remplissages fins. Sa capacité de pénétration est moins bonne mais les deux appareils permettent des observations relativement similaires pour les environnements littoraux. Le point fort du SES 2000 est dans sa facilité de déploiement.

### **3. Les données sédimentologiques.**

Les échantillons, prélevés à différentes hauteurs des carottes lagunaires, sont dans un premier temps triés en fonction de la granulométrie, puis déshydratés. Au cours de l'échantillonnage, la fraction fine majoritaire (inférieure à 63  $\mu\text{m}$ ) et la fraction grossière minoritaire (supérieure à 63  $\mu\text{m}$ ) sont séparées. La fraction fine est passée au sédigraphe 5100 de Micromeretics (Figure III. 18). L'analyse du sédiment est faite sur des gammes inférieures à 63  $\mu\text{m}$  et pouvant aller jusqu'à 2 mm. Outre la granulométrie du sédiment, il est important de pouvoir caractériser le milieu de dépôt, ainsi l'analyse des micro- et macrofaunes a été réalisée de manière qualitative.



**Figure III. 18 : Photographie du sédigraphe 5100 de Micromeretics.**

Certains échantillons ont été prélevés pour datation au  $\text{C}^{14}$ . Les âges ont été calibrés suivant la courbe IntCal04 [Reimer *et al.*, 2004]. Les datations réalisées ont été faites sur la matière organique contenue dans le sédiment, méthode qui a paru la plus judicieuse que la datation des coquilles, peu nombreuses ou en mauvais état. Trois datations ont ainsi été obtenues.

### **4. Les données hydrodynamiques.**

Dans un premier temps, les données brutes enregistrées par les ADCP ont été extraites et visualisées en temps réel sous le logiciel Wavemon® (RD Instruments) afin d'avoir un aperçu des informations recueillies (Figure III. 19). Les données visualisées regroupent les

différents paramètres enregistrés : courant au fond (Figure III. 19A), profil de courant (Figure III. 19B), hauteur significative (Figure III. 19C-E), secteur d'activités (Figure III. 19D). Il a fallu ensuite mettre en place des routines sous Matlab® afin de procéder au traitement automatisé des données hydrodynamiques issues des différents appareils [Adloff, 2007].

Les résultats obtenus à l'aide du logiciel Matlab® seront exploités dans le chapitre 5 de ce document. Afin de s'assurer de la validité de nos routines, les résultats obtenus via Matlab® ont été comparés avec les résultats obtenus à l'aide du logiciel Waveview® (Figure III. 20) (RD Instruments) fourni avec les ADCP. Ce logiciel permet de visualiser les données sous différentes formes (hauteur significative, direction des vagues, spectre de direction sur la colonne d'eau, série temporelle sur la colonne d'eau).

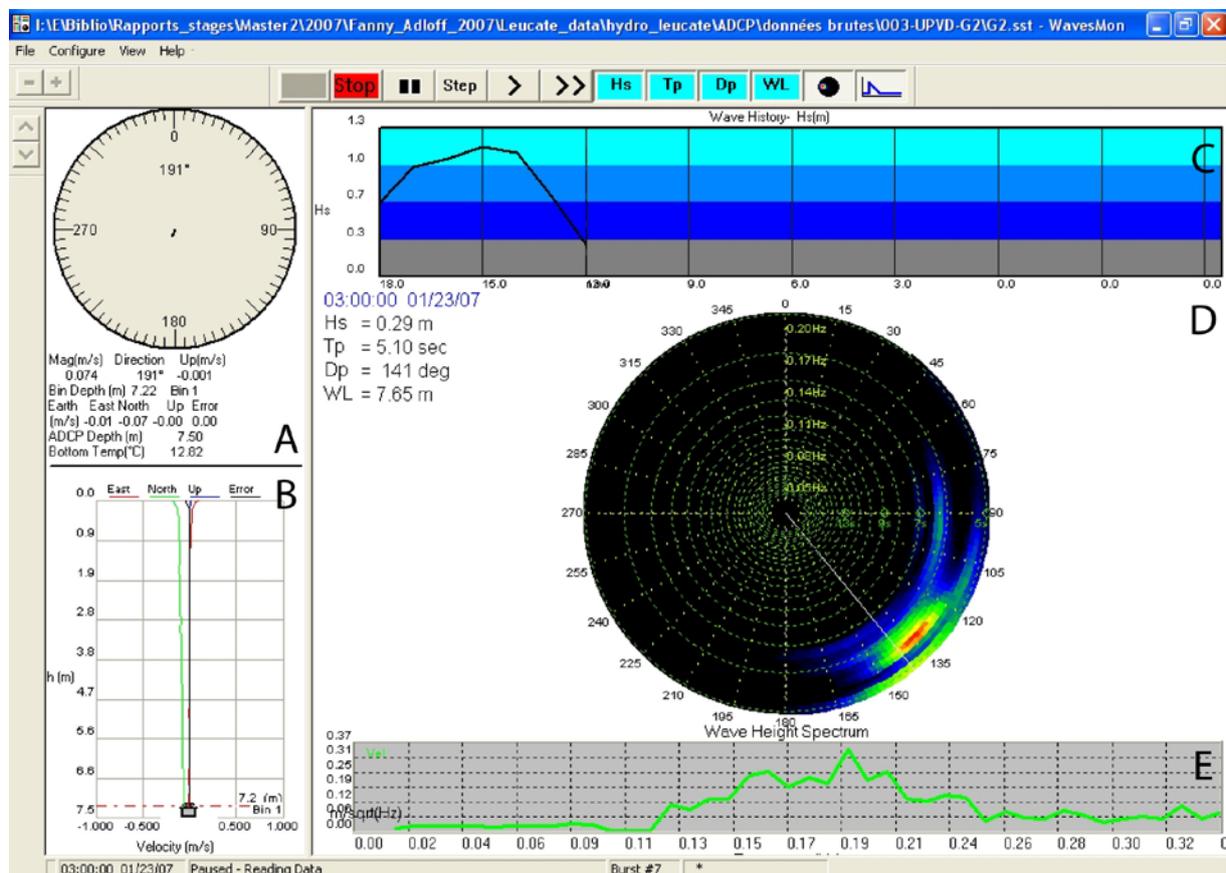
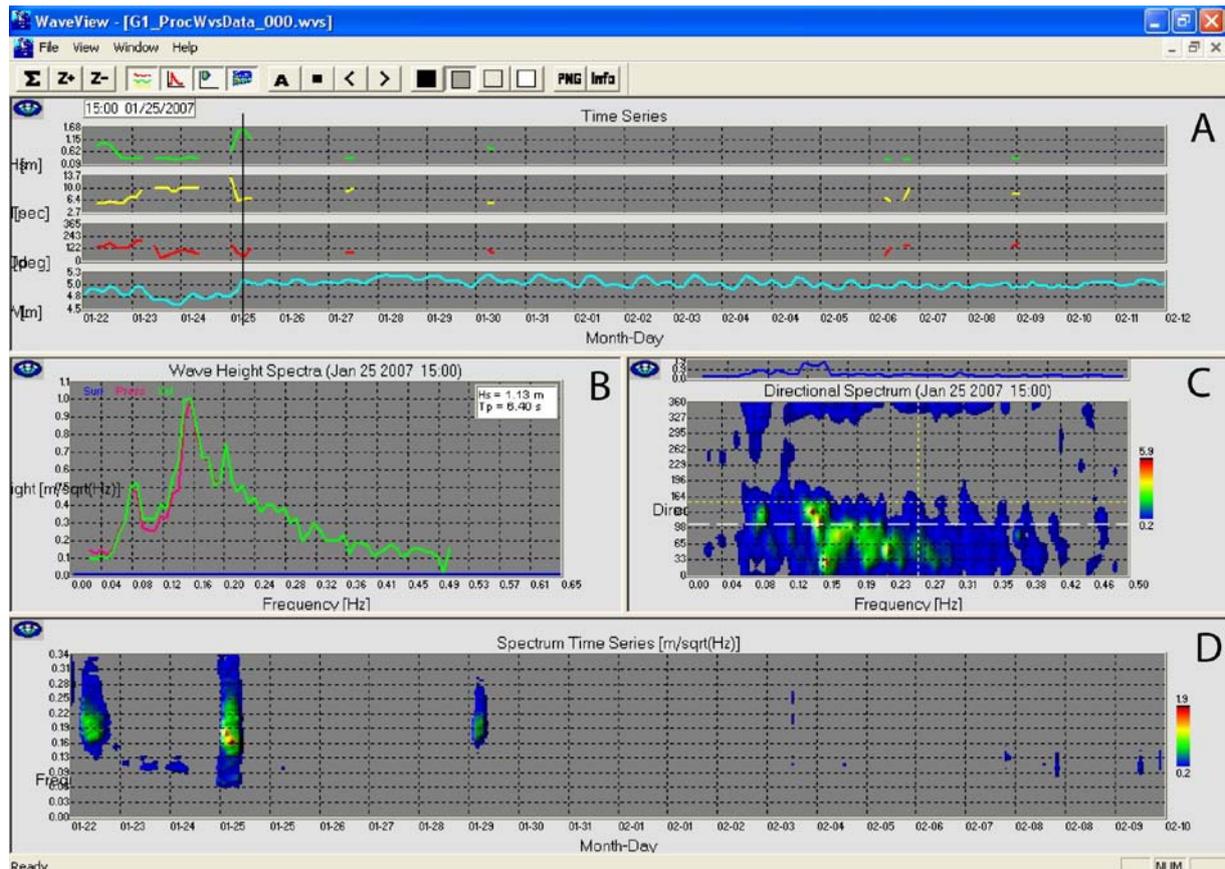


Figure III. 19 : Capture d'écran lors de la récupération des données acquises lors de la campagne FEST1 via le logiciel Wavesmon (RD Instruments). A – Direction et information du courant de fond au niveau de la première cellule d'acquisition. B – Profil de courant sur la colonne d'eau. C – Historique de la vague utilisant les variations de hauteur significative dans le temps. D – Description de la zone de propagation des courants moyennés sur la verticale. E – Spectre de houle à l'instant t.



**Figure III. 20 :** Capture d'écran du logiciel Waveview, montrant un exemple de résultats acquis lors d'une campagne d'acquisition hydrodynamique. A – Séries temporelles reportant les valeurs des hauteurs significatives  $H_s$  (vert), la période  $T$  (jaune), de la direction (rouge) et des vitesses moyennes (bleu). B – Zoom sur le spectre de houle. C – Spectre de direction de la houle. D – Spectre des séries temporelles montrant les évènements énergétiques.

Parmi ces routines, une analyse de type FFT (Fast Fourier Transform) met en évidence les diverses fréquences présentes dans le spectre de houle qui correspondent aux différentes composantes harmoniques de la houle incidente, ainsi que la présence d'ondes dans le domaine infragravitaire.

#### **IV. La modélisation numérique**

Le modèle de circulation utilisé est Shorecirc, développé par l'Université du Delaware dans le cadre du projet NearCoM [Kirby, 2005]. Ce modèle est un modèle quasi-tridimensionnel, qui permet de visualiser les courants sur la verticale et créer des cartes de circulation hydrodynamique. Ce modèle prend en compte les effets du vent mais également les mouvements d'ondes infragravitaires [Van Dongeren & Svendsen, 1997]. Le module de propagation de la houle utilisé avec ce modèle est REF/DIF [Kirby & Dalrymple, 1983 ; Kirby, 2005]. Ce module a été utilisé à plusieurs reprises dans des travaux sur l'optimisation

de forme des dispositifs anti-érosion pour le littoral [Isèbe, 2007 ; Isèbe et al., 2008]. Les données par conditions de faible agitation issues de la campagne de mesure intensive ont été utilisées comme données d'entrée pour la modélisation. D'un point de vue qualitatif, les données modélisées sont en accord avec les données observées lors de la campagne de mesures intensives. Ce modèle a donc pu être utilisé afin de modéliser la circulation hydrodynamique par conditions de forte énergie. Ici, le modèle n'est pas couplé à un modèle de transport sédimentaire. Toutefois dans une étude récente, Shorecirc a été couplé à un modèle de transport afin de mettre en évidence les processus participatifs à la formation des barres sableuses [Drønen & Deigaard, 2007].

*NOTES*

---



# **Chapitre IV – Evolution du littoral à l'échelle géologique :**

## **Reconstruction paléogéographique et mise en place de la lagune de Thau**

A l'échelle du long terme, le littoral a été considéré dans son ensemble, depuis les bordures continentales des lagunes jusqu'à la limite externe de l'avant-côte (profondeur de fermeture). Le site d'étude correspondant est le littoral de Sète avec la lagune de Thau. Ce site a été choisi en raison (1) des connaissances antérieures (données de sismique réflexion et sédimentologiques) et (2) de l'apport des nouvelles campagnes d'acquisition, avec notamment l'utilisation d'un nouvel appareil de géophysique, le SES 2000 compact d'Innomar. Cet appareil possède des caractéristiques techniques plus performantes et il est plus facile à mettre en œuvre que les appareils déjà déployés sur ce site.

Ce travail a fait l'objet d'une publication scientifique publiée ayant comme objectif de décrire la mise en place de la lagune de Thau et son isolement [Ferrer *et al.*, 2010]. La présentation des résultats dans cette thèse reprend les travaux de Benhabdellouahed [2005] et cette publication tout en rajoutant des données obtenues sur le lido et en mer sur l'avant-côte, ce qui permet de compléter et de préciser le travail fait dans la lagune, en travaillant sur le continuum complet terre-mer.

### ***I. Résultats***

#### **1. Description des unités sismiques**

Les profils sismiques ont été analysés suivant les principes de la stratigraphie sismique [Mitchum *et al.*, 1977]. Lors de l'interprétation, le but sera de corréliser les unités décrites en lagune avec celles décrites en mer ; la même dénomination sera donc utilisée (U0, U1 et U2). Toutefois, afin de ne pas les confondre dès la présentation des résultats, la dénomination des unités décrites en lagune sera complétée par un indice <sub>L</sub> (i.e.U0<sub>L</sub>) et celle des unités décrites en mer par un indice <sub>M</sub> (i.e.U0<sub>M</sub>).

### ***1.1. Dans la lagune***

Au dessus de l'unité basale ( $U_{0L}$ ), deux unités sismiques principales, appelées  $U_{1L}$  et  $U_{2L}$ , ont été observées dans le remplissage sédimentaire en fonction de leur géométrie, de leurs limites inférieure et supérieure (onlap, toplap, downlap et concordance) et de leur faciès acoustique (amplitude, continuité, fréquence et configuration interne des réflecteurs). 7 faciès acoustiques différents ont été répertoriés. Les caractéristiques des faciès sont listées dans le tableau IV.1. Le remplissage sédimentaire est principalement constitué de boues non consolidées, la vitesse des ondes P, choisie pour la représentation des profils lors de la conversion temps/profondeur, est de 1600 m/s [Hamilton, 1972 ; Billeaud *et al.*, 2005].

L'unité  $U_{0L}$  (Figure IV. 1) représente l'unité basale dont le toit, une surface d'érosion, constitue la limite inférieure du remplissage sédimentaire de la lagune. Le faciès acoustique de l'unité  $U_{0L}$  varie. Il présente une configuration parallèle des réflecteurs internes mais devient transparent en profondeur à cause du manque de pénétration du signal. Les réflecteurs internes ont un pendage orienté vers le sud-est, ce qui est conforme à la stratigraphie régionale des affleurements à terre, en bordure de la lagune [Denizot *et al.*, 1967; Barrière & Berger, 1978; Berger *et al.*, 1981]. Cette unité représente le substratum de la lagune.

L'unité  $U_{1L}$  repose sur l'unité  $U_{0L}$  (Figure IV. 1) en discordance angulaire. Sa limite supérieure est une surface concordante. Cette unité recouvre en configuration drapante le substratum sous-jacent. L'épaisseur d' $U_{1L}$  peut atteindre 5 m à son maximum.  $U_{1L}$  n'est pas présente sur toute la lagune. Elle est caractérisée par un faciès transparent (T1) localement masqué par du gaz qui présente un faciès chaotique (C) [e.g. Garcia-Gil *et al.*, 2002 ; Bertin & Chaumillon, 2005]. Elle disparaît aux abords de la bordure interne de la lagune et localement au niveau de remontées du substratum (Figure IV. 1, Figure IV. 2, Figure IV. 3, Figure IV. 4). Sur la bordure du lido, l'interprétation sismique de l'unité est plus difficile suite à l'atténuation du signal en profondeur et ne permet pas de conclure à la présence ou non de l'unité  $U_{1L}$ .

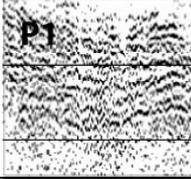
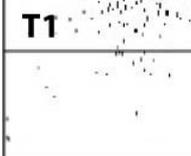
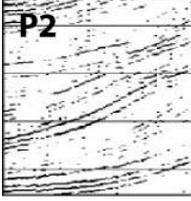
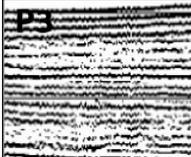
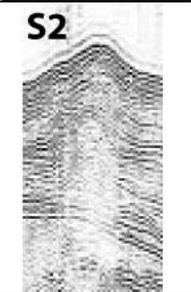
Facès acoustique	Amplitude	Continuité	Fréquence	Configuration	Unités	Interprétation
	Forte	Faible à moyenne	Forte	Parallèle à sub parallèle	U0 <sub>L</sub>	Substratum rocheux
	Nulle	Transparent	Transparent	Transparent	U1 <sub>L</sub>	Terrasses fluviales, colluvions, sables transgressifs
	Faible à nulle	Faible à moyenne	Faible à moyenne	Sigmoïdes obliques	U0 <sub>L</sub>	Substratum rocheux
					U2-1 <sub>L</sub> , U2-2 <sub>L</sub>	sable, silt
	Forte	Forte	Forte	Parallèle	U2-1 <sub>L</sub> , U2-2 <sub>L</sub>	Sédiments fins (argile)
	Forte	Moyenne	Forte	Sigmoïdes obliques	U2-1 <sub>L</sub> , U2-2 <sub>L</sub>	Cônes de débordement
	Moyenne à forte	Faible à moyenne	Forte	Sigmoïdes symétriques	U2-1 <sub>L</sub> , U2-2 <sub>L</sub>	“Cadoules” (monts bioclastiques)
	Forte	Très faible	Forte	Chaotique	U1 <sub>L</sub> , U2-1 <sub>L</sub> , U2-2 <sub>L</sub>	Gaz, herbes grasses

Tableau IV. 1 : Caractéristiques des faciès acoustiques observés sur les profils sismiques à l'intérieur de la lagune de Thau.

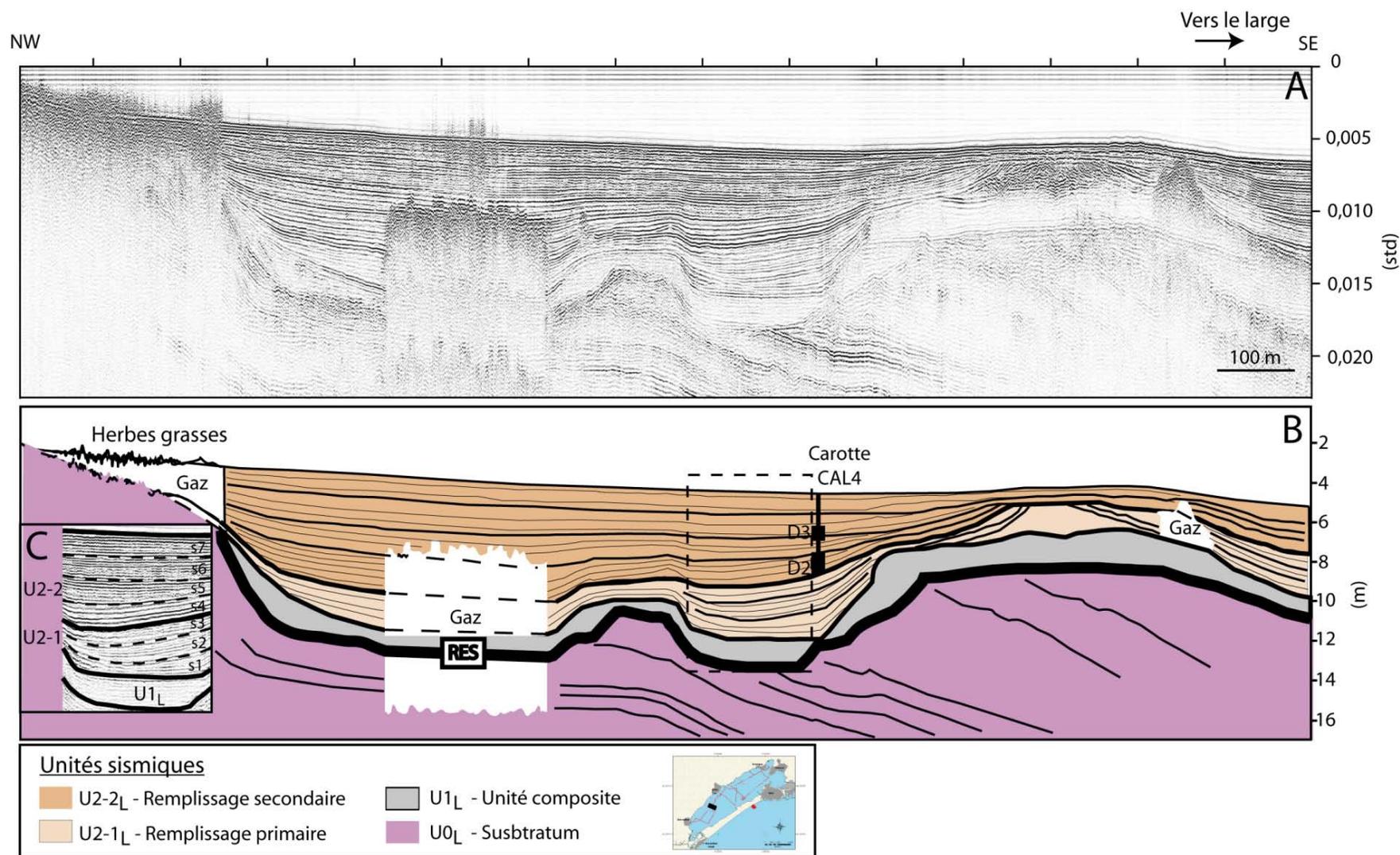


Figure IV. 1 : – (A) Profil sismique P27 Erreur ! Source du renvoi introuvable. et (B) son interprétation. L'unité principale du remplissage lagunaire est l'unité U2<sub>L</sub> qui se divise en deux sous-unités U2-1<sub>L</sub> et U2-2<sub>L</sub>. (C) en se basant sur les faciès acoustiques, des séquences élémentaires (de s1 à s7) peuvent être distinguées dans U2-1<sub>L</sub> et U2-2<sub>L</sub>. La ligne verticale dans U2-2<sub>L</sub> montre la position de la carotte sédimentaire CAL4. D2 et D3 indiquent la position des échantillons datés (l'incertitude verticale est liée à la compaction du sédiment durant le prélèvement).

L'unité  $U_{2L}$  est l'unité principale du remplissage sédimentaire de la lagune (Figure IV. 1). Elle est présente sur toute la lagune. Elle repose sur l'unité  $U_{1L}$  ou directement sur l'unité  $U_{0L}$  (Figure IV. 2). Elle est concordante sur l'unité  $U_{1L}$  ou se termine en onlap sur  $U_{0L}$ . Elle comprend 2 faciès acoustiques principaux, P2 et P3, associés à des faciès acoustiques secondaires, S1, S2 et C. La configuration des réflecteurs internes est principalement aggradante au centre de la lagune. L'épaisseur de l'unité  $U_{2L}$  varie entre 1,5 et 9 m. En se basant sur l'analyse des faciès acoustiques et des géométries internes des réflecteurs, l'unité  $U_{2L}$  est divisée en deux sous-unités, appelées  $U_{2-1L}$  et  $U_{2-2L}$ . Dans la plus grande partie de la lagune, la limite entre  $U_{2-1L}$  et  $U_{2-2L}$  est une surface concordante. Cependant, la surface basale d' $U_{2-2}$  présente des onlaps au niveau des bordures de la lagune ou des downlaps à proximité de la barrière littorale (Figure IV. 3).

La sous-unité  $U_{2-1L}$ , d'épaisseur variant entre 0 et 4,5 m, présente des réflecteurs parallèles, un faciès acoustique généralement de plus faible amplitude que celui de la sous-unité  $U_{2-2L}$ . Dans la partie nord de la lagune,  $U_{2-1L}$  présente des réflecteurs de plus forte amplitude que dans la partie sud. Localement, au niveau des remontées du substratum,  $U_{2-1L}$  est composée de réflecteurs obliques et d'hyperboles de diffraction, signifiant que le matériel est probablement très grossier (Figure IV. 1). D'après les caractéristiques des réflecteurs internes,  $U_{2-1L}$  peut être subdivisé en trois séquences acoustiques élémentaires ( $s_1$ ,  $s_2$  et  $s_3$ ) composées d'une succession de réflecteurs de faible continuité et de faible amplitude et de réflecteurs de plus forte continuité et de plus forte amplitude (Figure IV. 1). Les réflecteurs internes des séquences élémentaires de la sous-unité  $U_{2-1L}$  présentent soit une configuration aggradante avec des surfaces concordantes dans la partie centrale de la lagune, et des surfaces en onlap géométrique (Figure IV. 2A) sur le substratum, soit des surfaces discordantes, au niveau de la bordure nord-ouest de la lagune et au niveau des remontées du substratum sur l'unité  $U_{1L}$  (Tableau IV. 2).

La sous-unité  $U_{2-2L}$  a une épaisseur comprise entre 1,5 et 4,5 m. D'après l'étude des caractéristiques des faciès acoustiques (mêmes critères que ceux définis pour l'étude de la sous-unité  $U_{2-1}$ ), la sous-unité  $U_{2-2L}$  est composée de quatre séquences élémentaires, de  $s_4$  à  $s_7$ . Chaque séquence élémentaire repose sur la séquence précédente avec une configuration drapante. Chaque réflecteur sismique des séquences élémentaires se termine en onlap géométrique sur le substratum au niveau des bordures de la lagune. Cependant, le toit de la séquence élémentaire  $s_5$  est caractérisé par des réflecteurs obliques voire sigmoïdes et tronqué (en surface en toplap) par  $s_6$  au niveau des remontées de l'unité basale  $U_{0L}$  (Figure IV. 2B, Tableau IV. 2). A l'approche de la barrière littorale, les séquences élémentaires aggradantes

d'U2-2<sub>L</sub> présentent un corps sédimentaire avec des sigmoïdes qui décrivent une surface en downlap sur la limite entre U2-1<sub>L</sub> et U2-2<sub>L</sub> (Figure IV. 4).

Séquence élémentaire	Configuration au centre de la lagune	Configuration sur les bords de la lagune	Configuration au niveau des remontées du substratum
s1	Parallèle	Onlap sur U0	Onlap sur U0L
s2	Parallèle	Onlap sur U0 et sur la limite s1/s2	Onlap sur U0L
s3	Parallèle	Onlap sur U0 et sur la limite s2/s3	Onlap sur U0L
s4	Parallèle	Onlap sur U0 et sur la limite U2-1/U2-2	Onlap sur la limite U2-1L/U2-2L
s5	Parallèle	Onlap sur U0 et sur la limite s4/s5	Toplap sur s6
s6	Parallèle	Onlap sur U0 et la limite s5/s6	Parallèle, drapant le remplissage sédimentaire
s7	Parallèle	Onlap sur U0 et la limite s6/s7	Parallèle, drapant le remplissage sédimentaire

Tableau IV. 2 : Configuration interne des réflecteurs des séquences élémentaires observées sur les profils sismiques de la lagune de Thau.

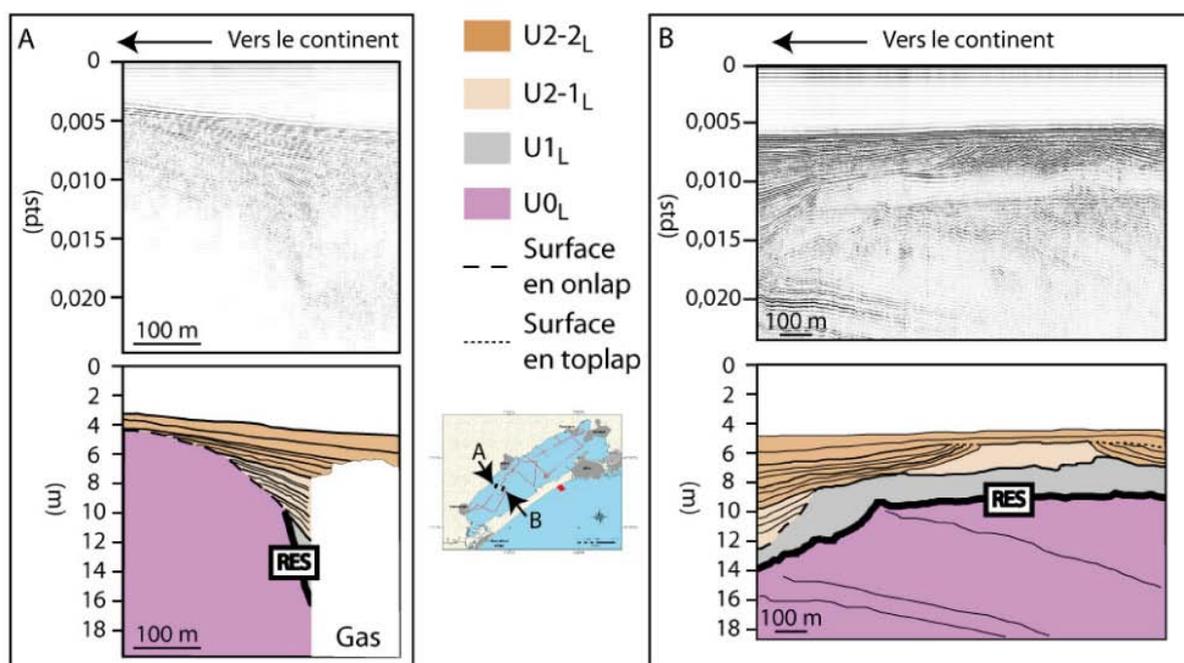


Figure IV. 2 : (A) Profil sismique extrait de P32 et son interprétation. (B) Profil sismique extrait de P27 et son interprétation. Les terminaisons des réflecteurs sismiques des séquences élémentaires forment des onlaps sur le substratum au niveau des bordures de la lagune (A). Les réflecteurs de U2-1<sub>L</sub> se biseautent en onlap sur U1<sub>L</sub> autour des points hauts du substratum (B) pendant que les réflecteurs de s4 et s5 sont tronqués en toplap par s6.

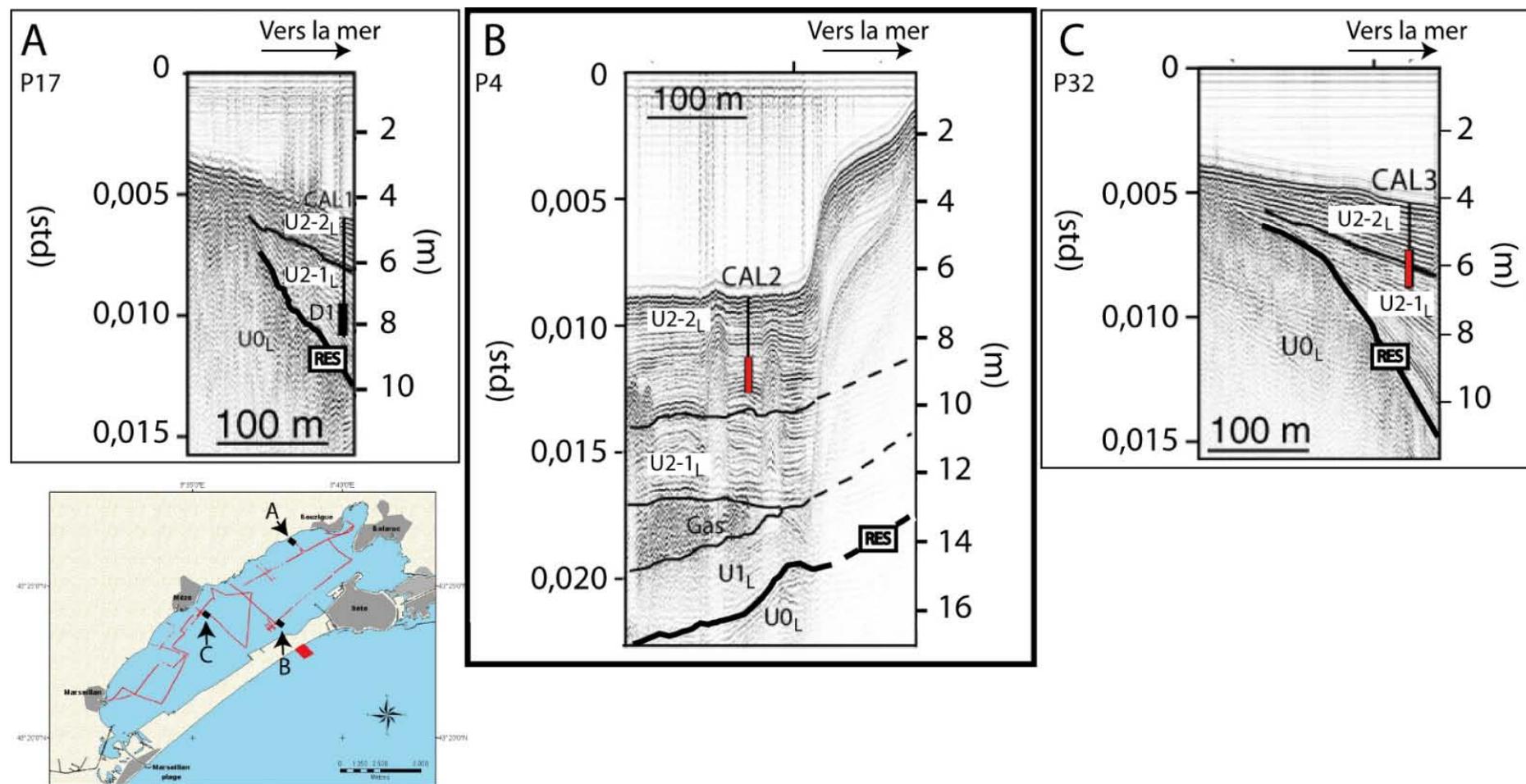


Figure IV. 3 : Position des carottes sédimentaires CAL1, CAL2, CAL3 sur leurs profils sismiques respectifs 17 (A), 04 (B), 32 (C). A la base de CAL1, D1 indique l'échantillon daté avec son incertitude verticale en trait noir épais. A la base de CAL2 et CAL3, la ligne verticale épaisse, de couleur rouge, indique l'incertitude verticale de la position de la carotte liée à la compaction lors du prélèvement.

Dans la partie nord de la lagune, le remplissage sédimentaire ne peut être clairement divisé en unités sismiques et en sous-unités. Les faciès acoustiques sont principalement constitués de réflecteurs ondulants parallèles, définissant avec un espacement plus ou moins régulier de petites éminences (Tableau IV. 1), appelés cadoules [Chassefière, 1968]. L'origine de ces corps, dont la nature est encore débattue de nos jours (développement de biohermes ou circulation hydrothermale ?), ne sera pas développée ici, du fait du manque d'informations sédimentologiques.

Localement, des masques acoustiques apparaissent sur les profils sismiques. Sur la bordure occidentale de la lagune, les masques acoustiques sont dus à la présence de végétaux en surface qui absorbent le signal. Dans la partie centrale de la lagune, les masques acoustiques sont principalement liés au remplissage sédimentaire épais. Ils sont interprétés comme résultant de la présence de gaz (biométhane) générés à partir de la dégradation de la matière organique contenue dans les dépôts sédimentaires.

Au delà de l'analyse détaillée du remplissage sédimentaire, les données de sismique réflexion ont permis de construire la carte bathymétrique de la lagune, celle des isopaques du remplissage sédimentaire et celle des isohypses du toit du substratum (Figure IV. 5). La partie la plus profonde de la lagune se situe au centre de cette dernière à -12 m (Figure IV. 5a). Le toit du substratum est caractérisé par deux remontées dans la partie nord et une remontée dans la partie sud. Au centre de la lagune, la présence d'une paléovallée a été mise en évidence, cette dernière peut atteindre jusqu'à 22 m de profondeur. Le remplissage sédimentaire est le plus important au niveau de cette dernière, pouvant atteindre 12 m (Figure IV. 5c).

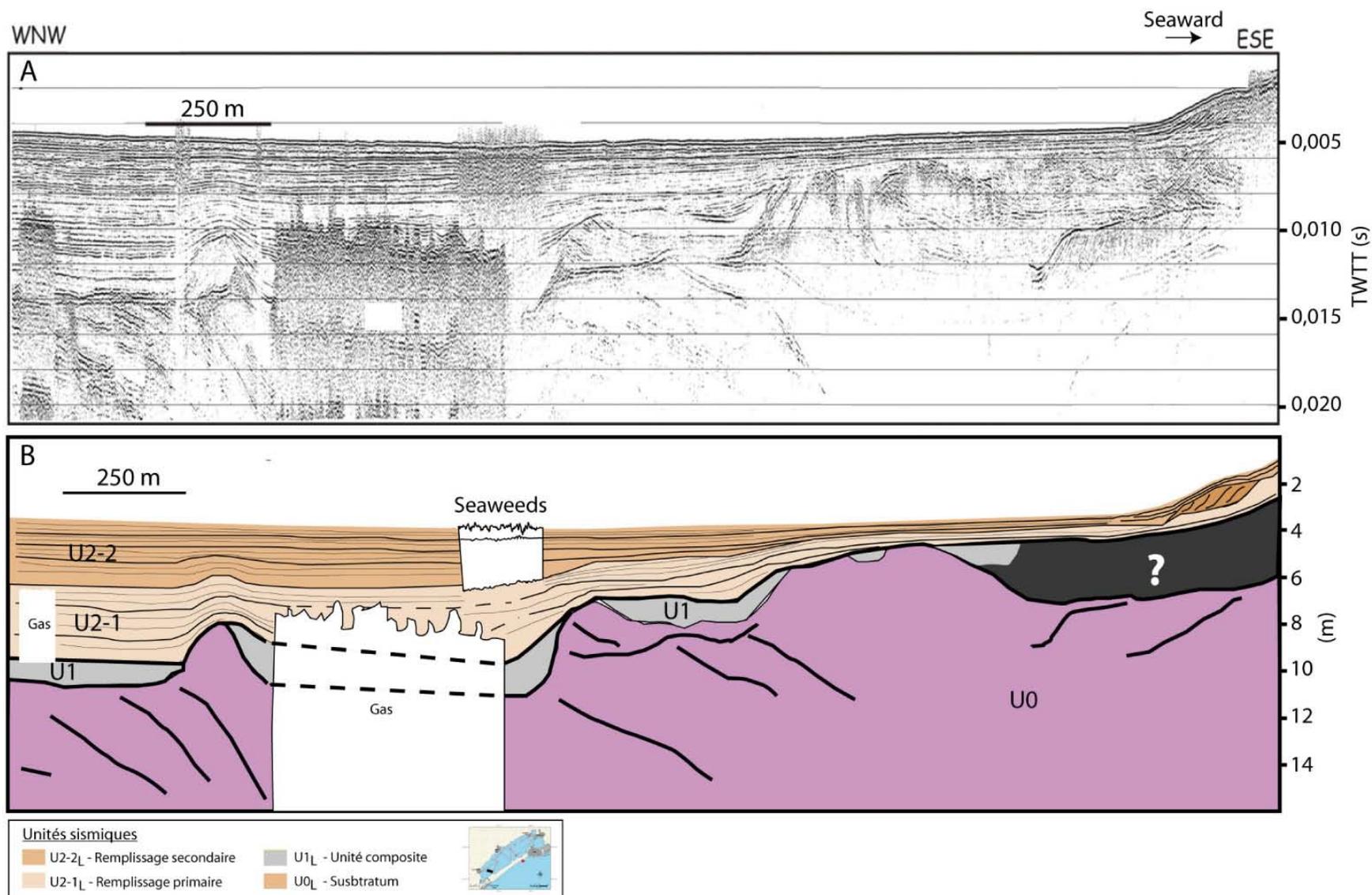
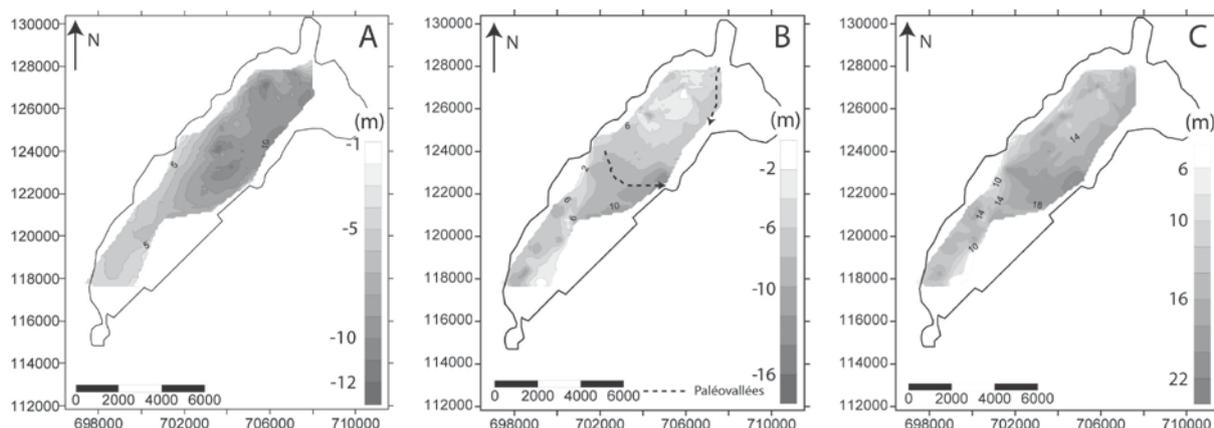


Figure IV. 4 : (A) Profil sismique P25 et (B) son interprétation. Ce profil illustre la bordure orientale de la lagune proche de la mer, i.e. le côté interne du lido, où la sous-unité U2-2L présente des corps sédimentaires progradants vers le continent interprétés comme des cônes de débordement.



**Figure IV. 5 : Cartes de la lagune de Thau représentant (A) la bathymétrie, (B) les isohypses du toit du substratum (U0) et (C) les isopaques du remplissage sédimentaire (U1L + U2L), reconstruites à partir des données de sismique réflexion.**

### 1.2. En mer

L'assemblage des différentes boîtes et types de sismique (cf. IV.1.i) a été réalisé, permettant une meilleure interprétation des données de sismique réflexion THR et une meilleure corrélation des unités décrites par Certain [2002] sur l'avant-côte avec celles observées sur les profils sismiques acquis par IX Survey plus au large. Deux faciès acoustiques différents ont été répertoriés. Les caractéristiques des faciès sont listées dans le Tableau IV.3.

Au dessus de l'unité basale,  $U0_M$ , deux unités sismiques principales,  $U1_M$  et  $U2_M$ , ont été observées. Les unités sédimentaires sont principalement constituées de sables plus ou moins consolidées, la vitesse des ondes P, choisie pour la représentation des profils lors de la conversion temps/profondeur, est de 1600 m/s [Hamilton, 1972].

L'unité  $U0_M$  (Figure IV. 6) représente l'unité basale dont le toit, une surface d'érosion, constitue la limite basale du remplissage sédimentaire. Le faciès acoustique de l'unité  $U0_M$  présente une configuration oblique des réflecteurs internes avec un pendage orienté vers le sud-est. La valeur du pendage varie entre 20 et 30°. Localement, des remontées de l'unité basale sont observées et sont proches de l'affleurement. Cette unité présente de nombreuses incisions comblées par des dépôts de faciès acoustique plutôt chaotique ou à réflecteurs à faible continuité.

L'unité  $U1_M$  repose sur  $U0_M$  mais n'est pas présente partout au dessus de l'unité basale. Sa limite inférieure est une surface discordante sur  $U0_M$ . Elle se présente sous forme de corps lenticulaires. Sa limite supérieure correspond à la base de l'unité du remplissage sédimentaire.

Elle peut atteindre une épaisseur maximale de 2 m. Elle est caractérisée par un faciès acoustique chaotique, sans réflecteurs internes.

L'unité  $U_{2M}$  repose sur  $U_{1M}$  et sur  $U_{0M}$ . Elle comble localement la dépression créée par les remontées de l'unité basale et vient lisser les irrégularités de la bathymétrie. La limite inférieure de cette unité est en discordance avec les unités  $U_{0M}$  et  $U_{1M}$ . Le faciès acoustique est de forte amplitude et présente des réflecteurs continus. Les réflecteurs internes décrivent des onlaps sur les remontées de l'unité basale  $U_{0M}$  à la côte. Au sommet de l'unité  $U_{2M}$ , il est possible de suivre un réflecteur continu provenant de l'avant-côte qui tend à affleurer localement. Lors de plongées, il a été vérifié que des grès stratifiés (beachrock) affleurent par -6 m de profondeur, au large de la barre externe.

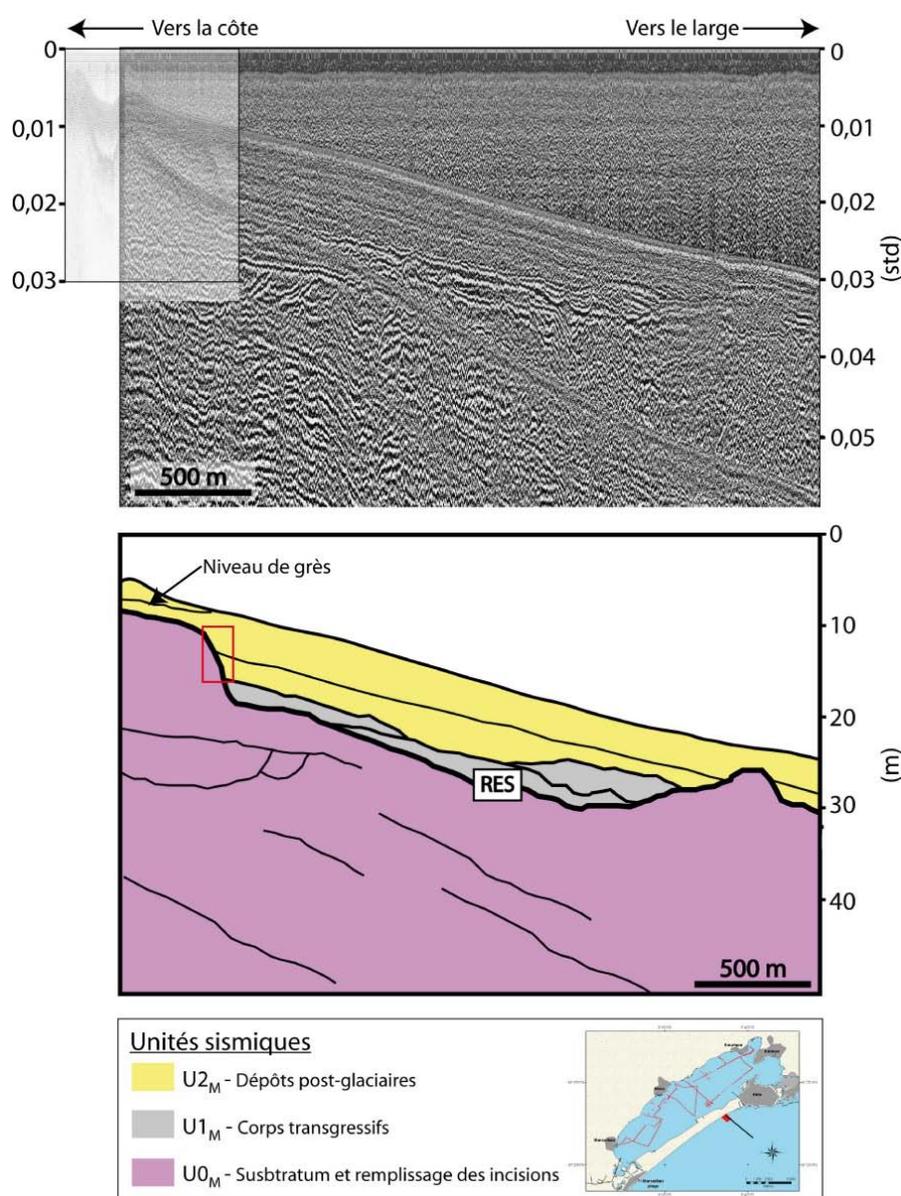
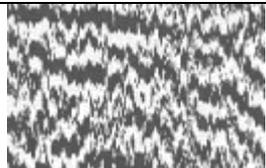


Figure IV. 6 : Exemple de profils transversaux à la barrière littorale de Sète mettant en évidence les différentes unités interprétées en fonction des résultats conjoints de la sismique très littorale (modifié d'après Certain, 2002) et de la sismique côtière (IX-Survey).

Faciès acoustique	Amplitude	Continuité	Fréquence	Configuration	Unités	Interprétation
	Forte	Nulle à faible	Forte	Chaotique	U1M, U2M	Disponible sédimentaire, corps transgressifs
	Forte	Forte	Forte	Parallèle, subhorizontale ou oblique	U0M	Substratum

**Tableau IV. 3 : Caractéristiques des faciès acoustiques observés sur les profils sismiques réalisés sur l'avant-côte de Sète.**

## 2. Les données sédimentologiques

### 2.1. Dans la lagune

Quatre carottes, de longueur comprise entre 1 et 2 m (Figure IV. 7), ont été prélevées dans la lagune, essentiellement sur les bordures, de manière à prélever le maximum de la série qui s'y biseaute. Trois d'entre elles (CAL1, CAL3, CAL4) sont situées à proximité de la bordure nord-occidentale de la lagune, alors que la dernière (CAL2) est située à proximité de la barrière littorale. Les carottes vont permettre d'identifier la sous-unité U2-2 et une partie de la sous-unité U2-1 vu que la base de CAL1 se situe dans cette sous-unité (Figure IV. 3).

Les données lithologiques permettent de dire que l'unité principale du remplissage sédimentaire, U2, est principalement constituée de vases riches en argile. Dans toutes ces carottes, des intervalles riches en coquilles alternent avec les lits de vases riches en argile contenant quelques débris coquilliers. Cette alternance des faciès sédimentaires semble être en concordance avec l'alternance des faciès sismiques qui définit les séquences élémentaires des sous-unités U2-1 et U2-2. Dans la carotte CAL2, de fines couches de sable sont intercalées dans les couches de vases (Figure IV. 8) à proximité de la barrière.

L'analyse de la macrofaune (Tableau IV. 4) a montré que cette dernière est principalement de type lagunaire dans toute la lagune. Cependant la proportion d'espèces marine est plus importante à la base de la carotte CAL4, au niveau de la limite entre U2-1 et U2-2, située dans la partie sud de la lagune. Deux types de macrofaune peuvent être présentes dans la carotte CAL4 : une macrofaune marine, dominée par des *Bittium reticulatum* (gastéropodes), et une macrofaune lagunaire, avec *Hydrobia ulvae* (gastéropodes) comme espèces dominantes [Sabatier *et al.*, 2008]. D'autres espèces ont été observées dans les

carottes, *Cerastoderma glaucum* pour les espèces lagunaires, *Cerithium vulgatum* pour les espèces marines, et *Mytilaster minimus* pour les espèces mixtes.

Photographies	Nom de l'espèce	Milieu de vie
	<i>Hydrobia ulvae</i>	Gastéropode de milieu saumâtre et lagunaire, détritivore, de 2 à 3 mm de long et supportant des conditions anoxiques et de grandes variations de température.
	<i>Cerastoderma glaucum</i>	Bivalve abondant en milieu lagunaire, fouisseur mesurant jusqu'à 4cm, supportant des variations de salinité et de température mais très sensible à l'anoxie, vit en eau peu profonde sur le sable ou la vase.
	<i>Bittium reticulatum</i>	Gastéropodes marins pouvant atteindre quelques centimètres de long et vivant dans des eaux peu profondes à substrat sableux.
	<i>Cerithium vulgatum</i>	Milieu de vie similaire à celui de <i>Bittium reticulatum</i>
	<i>Mytilaster minimus</i>	Petit bivalve vivant sur des substrats durs (roche) en mer ou dans les lagunes.

Tableau IV. 4 : Tableau de reconnaissance des principales espèces présentes dans les lagunes languedociennes associées à leur milieu de vie.

Trois datations au  $^{14}\text{C}$  ont été réalisées sur les carottes sédimentaires à partir de la matière organique contenue dans le sédiment. Aucune d'entre elles n'a été effectuée à partir des coquilles soit à cause de leur milieu de vie (fouisseur pour certaines espèces) soit en

raison du manque de matériel ou de la présence importante de débris indiquant un remaniement à certains niveaux. A la base de CAL1, l'échantillon D1, localisé à la base d'U2-1 (dans la séquence élémentaire s2), a donné un âge de 6290-6010 a. cal. BP. (Figure IV. 8). Dans la carotte CAL4, l'échantillon D2, localisé à la limite entre U2-1 et U2-2, a donné un âge de 5600-5320 a. cal. BP. D3, localisé au milieu d'U2-2 (à la limite entre les séquences élémentaires s5 et s6), a donné un âge de 3230-2850 a. cal. BP.

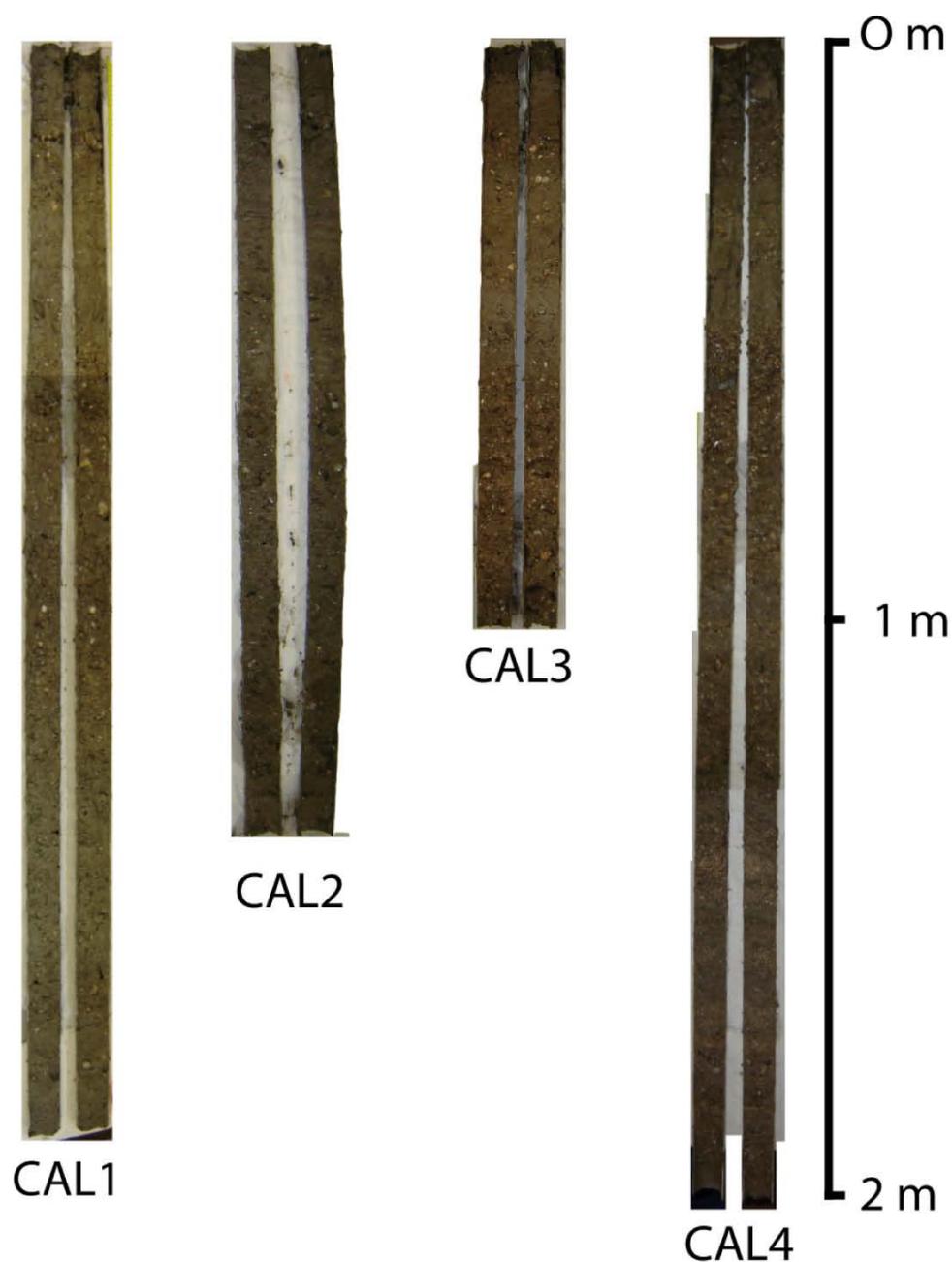


Figure IV. 7 : Photographies des carottes sédimentaires prélevées dans la lagune de Thau (CAL1 à CAL4).

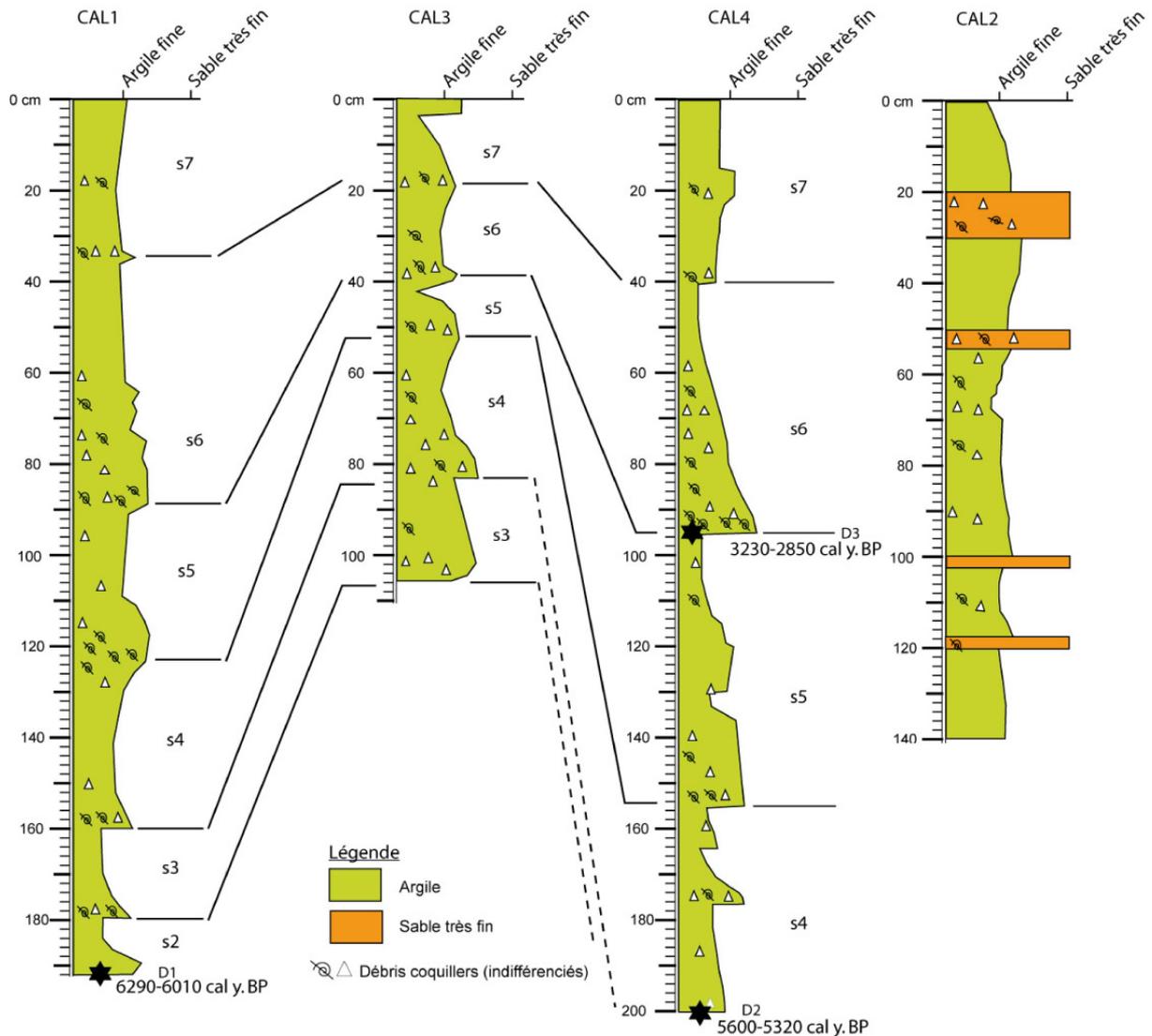


Figure IV. 8 : Logs sédimentologiques des carottes sédimentaires CALAMAR. CAL1, CAL3 et CAL4 peuvent être corrélées de manière satisfaisante car elles sont positionnées dans la lagune. Elles sont principalement composées d'argiles fines (couleur verte) avec des lits à forte concentration de débris coquilliers. CAL2 est plus proche du lido. Elle montre une distribution plus homogène du sédiment avec quelques lits sableux intercalés (couleur orangée). Les échantillons datés sont indiqués. Les séquences élémentaires de s2 à s7 décrites sur les profils sismiques sont indiquées.

## 2.2. En mer et sur le lido

Des sondages et des carottes longues (environ 10 m) ont été prélevées sur le lido de Sète pour préparer les travaux de repositionnement de la route et de réaménagement du lido. Seules trois d'entre elles ont été figurées ici (Figure IV. 9). Ces carottes présentent principalement trois niveaux distincts. Le niveau supérieur est constitué de dépôts sableux plutôt fins de deux couleurs différentes marron et grise. Il s'étend jusqu'à environ -5 m de profondeur par rapport au sommet de la carotte. Le niveau intermédiaire est constitué d'argiles noires plus ou moins sableuses. Ce niveau a une extension verticale comprise entre la dizaine de centimètres et un mètre. Le niveau inférieur est principalement constitué de sables indurés (Figure IV. 9). Ces

observations sont corrélables avec les observations réalisées par Akouango [1997] sur des carottes prélevées sur l'avant-côte où trois niveaux, de même succession, avaient été décrits.

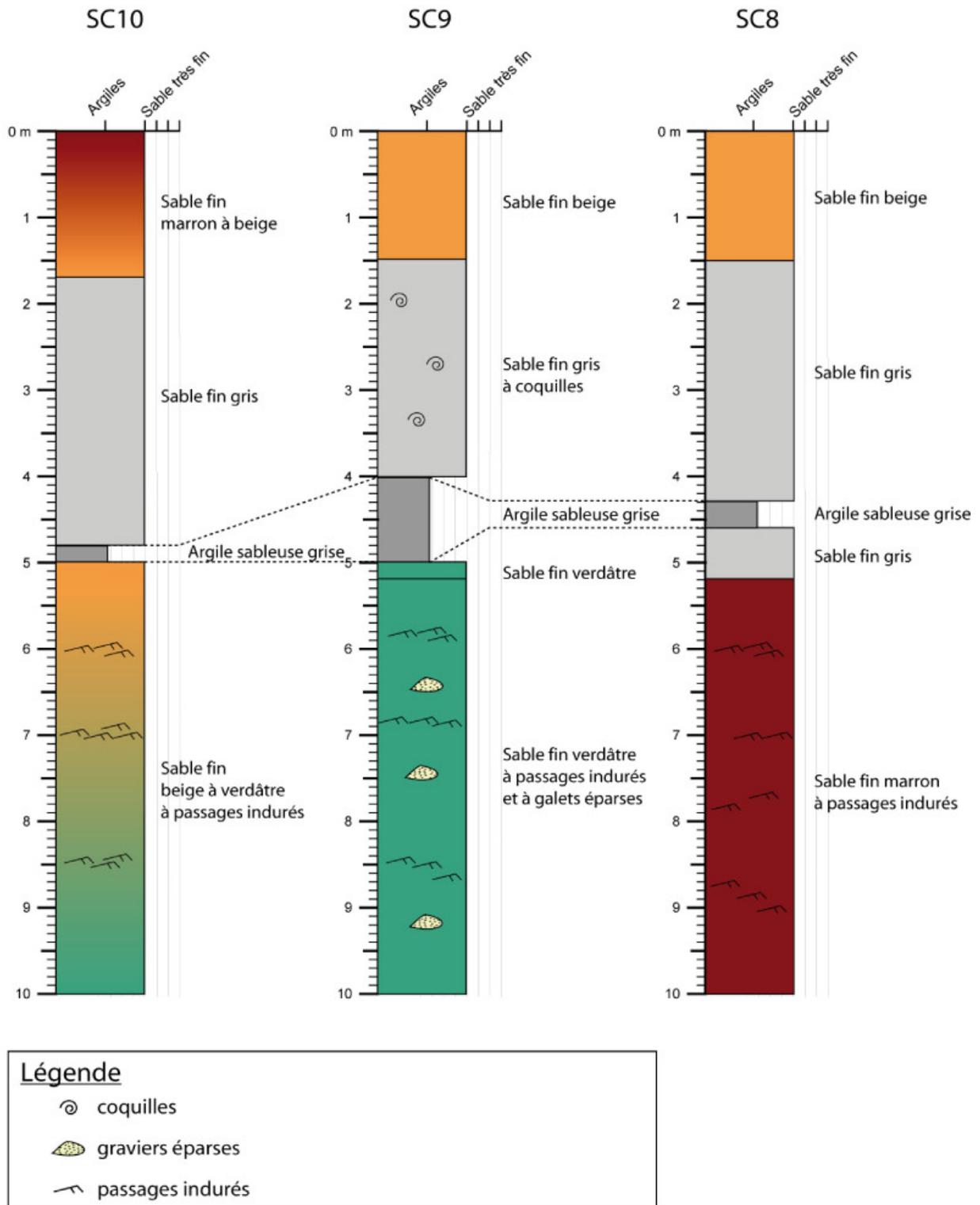


Figure IV. 9 : Logs sédimentologiques des carottages SC10, SC9 et SC8) prélevés sur le lido en face de la ligne sismique (Figure IV. 6).

## ***II. Interprétation stratigraphique du continuum lagune barrière avant-côte***

Les observations en lagune et celles faites en mer permettent d'esquisser une reconstitution stratigraphique à l'échelle de la barrière littorale sous la forme d'un profil transversal synthétique (Figure IV. 10). L'absence de données d'imagerie sur la partie émergée de la barrière rend cependant la corrélation délicate, mais la présence de quelques données de carottages (sur le lido et sur l'avant-côte) comble en partie l'incertitude.

En l'absence de chronologie absolue de certaines unités sédimentaires, la corrélation a été faite sur la base des géométries internes, sur les données de carottages et sur des observations réalisées sur d'autres zones d'études.

De la lagune vers la mer, les données de sismique réflexion démontrent la continuité du substratum ( $U_{0L-M}$ ). D'un côté de la barrière comme de l'autre, deux unités sédimentaires s'y superposent. Dans la lagune, l'unité drapante  $U_{1L}$  qui repose sur le substratum ( $U_0$ ) et qui gomme les irrégularités de ce dernier ; puis l'unité aggradante ( $U_{2L}$ ) constituée de matériel très fin qui constitue le remplissage sédimentaire. En mer, correspondent deux séries de dépôts post-glaciaires avec les unités supérieures  $U_{1M}$  et  $U_{2M}$ .

L'unité basale  $U_{0L}$  de la lagune est essentiellement d'âge Pliocène, ce qui est en accord avec les données disponibles de la géologie régionale [Denizot *et al.*, 1967 ; Barrière et Berger, 1978 ; Berger *et al.*, 1981 ; Tessier *et al.*, 2000 ; Tesson *et al.*, 2005 ; Raynal *et al.*, 2010], et l'inclinaison des réflecteurs observés sur les profils sismiques. En tenant compte toujours du pendage des réflecteurs, l'unité basale  $U_{0M}$  en mer présente un pendage similaire à celui calculé pour le substratum sous la lagune. Il est donc possible d'en déduire que ces deux unités forment la même unité basale  $U_0$  qui correspond donc au substratum. Bien que le signal acoustique de la sismique très haute résolution n'ait pas pénétré profondément dans la lagune, certains corps ont pu être observés mais leur origine et leur chronologie n'ont pu être déterminées. Côté mer, le substratum est incisé par de nombreuses vallées comblées par du matériel de faciès acoustiques plus chaotiques, supposés être d'âge pléistocène. Le toit du substratum présente une surface très irrégulière résultant de l'érosion consécutive des variations successives du niveau marin au cours du Pléistocène (Figure IV. 11A). Cette surface présente un réflecteur de très forte amplitude qui correspond à une surface d'érosion observée régionalement (RES) décrite par de nombreux auteurs [Labaune, 2005 ; Raynal *et al.*, 2009 ; Sabatier *et al.*, 2009 ; Raynal *et al.*, 2010]. Dans la mesure où cette unité  $U_0$  n'a pas été échantillonnée, sa chronologie demeure hypothétique.

L'unité U<sub>1L</sub> repose sur le substratum. Aucune datation au <sup>14</sup>C et aucune donnée sédimentologique ne sont disponibles pour l'unité drapante U<sub>1L</sub>, donc son origine et la chronologie de son dépôt reste spéculative. Cependant, en accord avec son faciès acoustique transparent, sa géométrie et sa localisation, l'unité U<sub>1</sub> peut être considérée comme une unité composite, constituée principalement par des dépôts continentaux dont l'origine serait le substratum sous-jacent ou par des sédiments grossiers correspondant au remaniement de terrasses fluviales pléistocènes [Zecchin *et al.*, 2009] reposant sur les remontées du substratum (Figure IV. 11A). Ces formations ont pu être remaniées durant la transgression. Dans les fosses, entre les remontées du substratum, le faciès acoustique transparent de l'unité U<sub>1L</sub> pourrait correspondre localement avec une couche de sables transgressifs [e.g. Cattaneo & Steel, 2003]. Des couches de sable ont été carottées à la base du remplissage d'autres lagunes sur le pourtour du Golfe du Lion [Raynal *et al.*, 2010; Martin *et al.*, 1981]. Elles ont été interprétées comme des sables d'avant-côte qui se seraient déposés durant le premier stade de la transgression, antérieur à la fermeture totale de ces lagunes réduisant l'influence de l'hydrodynamique marine sur les dépôts sédimentaires (Figure IV. 11B, Figure IV. 11C). La fermeture partielle ou totale des lagunes pourrait expliquer l'absence de surface de ravinements par la houle ou « wave-cut » dans les lagunes languedociennes [Martin *et al.*, 1981 ; Raynal *et al.*, 2010]. Localement, dans la lagune, quelques remontées du substratum ont pu être remaniées sous l'influence de vagues induites par le vent (Figure IV. 2B). La corrélation de l'unité U<sub>1L</sub> avec une unité en mer est plus délicate. En effet, la géométrie des unités en mer n'est pas similaire à celle des unités en lagune. Toutefois, en se basant sur la morphologie et le faciès acoustique de certains corps, l'unité U<sub>1M</sub> semble être corrélable avec l'unité U<sub>1L</sub>. En effet, lors de la dernière transgression, un ensemble de corps transgressifs [e.g. Cattaneo & Steel, 2003] a pu être déposé en pied de pente, dans la cuvette formée par le substratum. Ces corps transgressifs ont été répertoriés sur tout le pourtour du golfe du Lion [Labaune *et al.*, 2005 ; Raynal *et al.*, 2009]. Ils font partie de l'unité composite U<sub>1L</sub>.

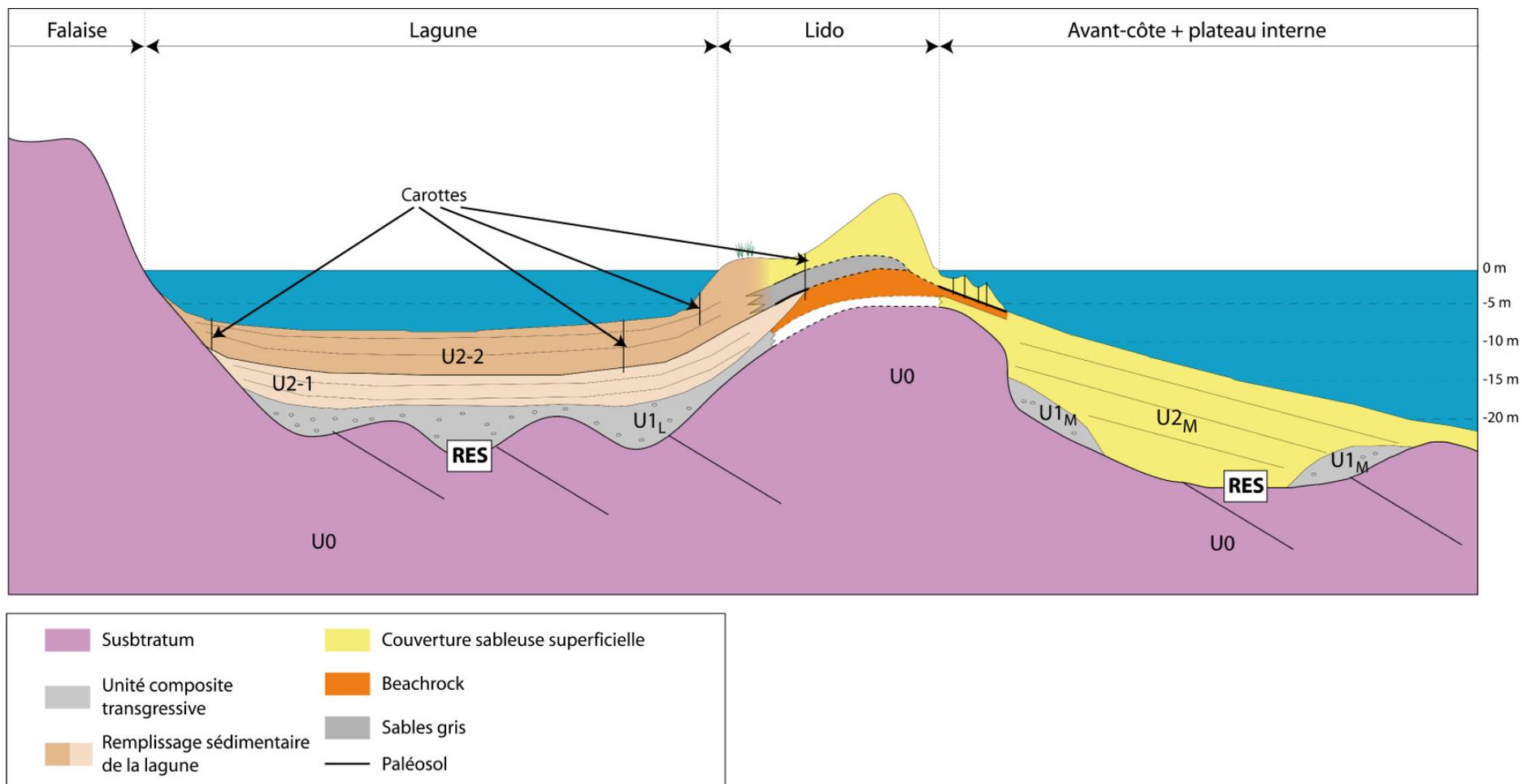
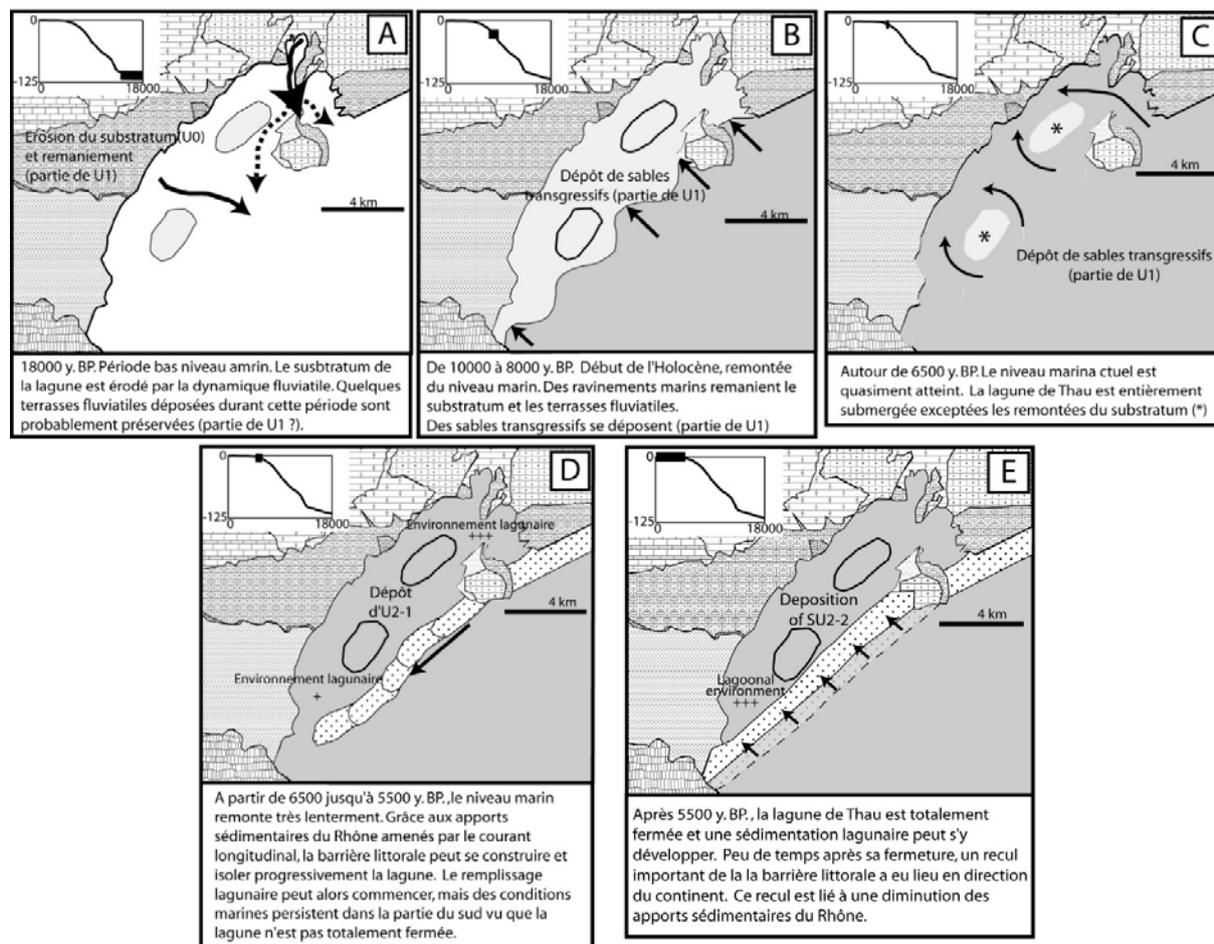


Figure IV. 10 : Profil transversal complet synthétique englobant la lagune de Thau, la barrière littorale (de Sète à Marseillan) et l'avant-côte associée.

La plus grande partie du remplissage sédimentaire de la lagune a été clairement identifiée sur les données de sismique très haute résolution. Elle correspond à l'unité U2. Le caractère aggradant de cette unité (dans la partie centrale de la lagune) et la configuration drapante des réflecteurs (surface en onlaps géométriques au niveau des bordures de la lagune), évoquent un remplissage à niveau marin constant proche de celui atteint actuellement. Cela indique que l'environnement de dépôt est principalement de type lagunaire et de faible énergie si l'on se base sur les données sédimentologiques. Ce type d'environnement présente des similarités avec les environnements estuariens [Reinson, 1992]. Cela signifie que l'unité U2 représente le remplissage de la lagune à partir du moment où cette dernière a commencé à être isolée de la mer suite à la construction de la barrière littorale. Les séquences élémentaires peuvent être interprétées comme des changements du faciès des dépôts liés à des arrêts de la sédimentation ou à des périodes de forte productivité biologique [Sabatier *et al.*, 2010]. Cependant, la surface en onlaps géométriques montre un remplissage sédimentaire mis en place par compensation pendant un niveau marin constant proche de l'actuel. Les datations au  $^{14}\text{C}$  indiquent clairement que l'unité U2 est d'âge Holocène et plus précisément post-6500 a. cal. BP. Au niveau du lido, la couverture sédimentaire sableuse superficielle (sables jaunes) ne dépasse pas 2 m d'épaisseur. Sur l'avant-côte, elle est du même ordre de grandeur au dessus du niveau de paléosol daté entre 7500 et 6000 ans BP [Akouango, 1997]. En tenant compte de la géométrie des unités U2-1 et U2-2, la limite entre celles-ci semble correspondre à ce niveau de paléosol. Côté mer, rien ne permet de déterminer la nature sédimentologique de l'unité U2<sub>M</sub> sur le plateau interne même si la réponse sismique laisse penser que le matériel correspond à des sables.

D'après les réflecteurs internes observés dans U2, deux sous-unités peuvent être distinguées (U2-1, U2-2). Le faciès acoustique plus transparent de la sous-unité U2-1 dans la partie sud de la lagune montre que l'environnement de dépôt était plus énergétique que dans la partie nord. De plus, l'analyse de la macrofaune y indique la présence plus importante d'espèces marines dans la partie sud. La différenciation de ces deux milieux de dépôt a permis de mettre en évidence que (1) la lagune n'était pas totalement fermée à cette période là ; (2) la barrière littorale était déjà présente pendant le dépôt de la sous-unité U2-1 mais dans une position plus au large. Cela explique que U2-1 soit si bien préservée dans le remplissage sédimentaire (Figure IV. 3B) et si bien identifiée avec les carottes prélevées sur l'avant-côte [Akouango, 1997; Tessier *et al.*, 2000]. La paléo-lagune était en communication avec la mer dans la partie sud de la lagune via de larges graus, laissant une influence marine sur l'environnement. La fermeture partielle de la lagune via une barrière littorale de type *spit*

*barrier* [Dingler & Clifton, 1994] a permis de déposer rapidement la sous-unité U2-1 jusqu'à environ 5600-5320 a. cal BP (Figure IV. 11D). L'édification de cette flèche sableuse est en accord avec l'hypothèse de Gilbert [1885] sur la formation des barrières. Le toit de la sous-unité U2-1 présente une faune lagunaire, mettant en évidence un environnement de dépôt totalement isolé de la mer et abrité. A ce stade, la lagune est totalement séparée de la mer par une barrière littorale sableuse, de type *embayed barrier* [Davis, 1994], attachée au nord au Mont Saint-Clair et au sud aux falaises volcaniques d'Agde.



**Figure IV. 11 : Reconstruction paléogéographique de la formation de la lagune de Thau [Ferrer *et al.*, 2010]. Dans le coin supérieur gauche, position chronologique de l'étape durant les variations du niveau marin post-glaciaire [basé sur Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990; Dubar & Anthony, 1995 ; Hanebuth *et al.*, 2000].**

Un changement important s'est opéré entre les dépôts des sous-unités U2-1 et U2-2. Sur les données sismiques, U2-2 présente des réflecteurs avec un pendage orienté vers le continent au niveau de la barrière. Ces réflecteurs constituent des dépôts de cônes de débordement (*washover fans*). Ce type de géométries a récemment été imagé au géoradar dans une barrière littorale composée d'un sédiment grossier [Bennett *et al.*, 2009]. Aucun washover n'est observé dans la sous-unité U2-1, certainement du au passage d'un

environnement de type flèche sableuse (*sand spit*) à celui de type baie (*embayed barrier*). Le plongement des réflecteurs d'U2-1 et la configuration d'U2-2 indiquent un important recul de la barrière littorale vers le continent après le dépôt d'U2-1 (Figure IV. 11E). Si le recul de la barrière et d'anciens washovers sont observés sur les données sismiques, aujourd'hui il n'existe aucun washover actif. Cela est certainement une conséquence de la largeur de la barrière. Sur des barrières d'extension transversale plus petite, comme les lagunes palavasiennes, de nombreux washovers sont observés [Sabatier *et al.*, 2008]. La rétrogradation brutale de la barrière est un mécanisme de formation déjà décrit par De Beaumont [1845] suite à la remontée du niveau marin, mais elle est principalement liée dans ce cas à la diminution des apports sédimentaires du Rhône.

Autour de 5600-5320 cal y. BP., U2-2 s'est déposée de manière concordante sur U2-1 dans la partie centrale de la lagune, prolongeant le remplissage sédimentaire. Comme décrit précédemment, dans la partie aggradante la plus épaisse du remplissage, U2-1 et U2-2 sont composées de plusieurs séquences élémentaires, dont l'épaisseur varie entre 0,5 et 1 m au maximum. Dans ces séquences, les couches riches en débris coquilliers sont supposées constituer la base de chaque séquence. Ces couches reflètent une période de forte mortalité de la faune lagunaire. Cette mortalité peut être le fruit d'une incursion d'eaux marines dans la lagune ou d'une période de fort développement des espèces lagunaires.

L'âge de 5600-5320 a. cal BP. pour la limite entre U2-1 et U2-2 permet de calculer les vitesses de sédimentation pour le remplissage sédimentaire. Le taux moyen de sédimentation depuis 6000 ans est de 0,37 mm/an. En se basant sur cette vitesse moyenne de sédimentation, la durée de dépôt pour chaque séquence élémentaire est comprise entre 1080 et 1620 ans. De plus, l'âge de la limite entre s5 et s6, 3230-2850 cal. y BP, est en accord avec cette vitesse moyenne. Cependant ces valeurs ne sont que des indications vu le nombre restreint de datations disponibles. Elles peuvent masquer des disparités entre les différentes séquences.

L'absence de datation en mer ne permet pas d'établir une chronologie absolue des dépôts sur l'avant-côte.

### ***III. Discussion***

Les différentes données et résultats présentés ci-dessus pour le lido de Sète ont permis d'identifier les principaux facteurs responsables du remplissage sédimentaire : l'héritage géologique, les apports sédimentaires et les variations climatiques.

## 1. L'héritage géologique

Le substratum a été profondément sculpté avant et pendant la dernière grande régression glaciaire, piégeant les sédiments dans les vallées incisées de la plate-forme continentale jusqu'à la moitié de l'Holocène [Tesson *et al.*, 2005], mais également dans quelques zones abritées de la lagune (i.e. carotte CAL 1). Le substratum est supposé être d'âge pliocène. Le pendage des réflecteurs du substratum de la lagune et de l'avant-côte est cohérent avec celui des affleurements rocheux pliocènes observés et avec les passes pliocènes qui traversent les bancs rocheux et s'étendent des affleurements jusqu'à la lagune dans sa partie ouest. Sur l'avant-côte, le substratum a également été incisé, comme plus au large sur la plate-forme. Le matériel participant au comblement de ces vallées est donc d'âge postérieur au Pliocène, possiblement d'âge pléistocène. Les mêmes observations ont été faites dans d'autres lagunes languedociennes comme la lagune de Vic [Raynal *et al.*, sous presse] et sur les avant-côtes correspondantes [Raynal *et al.*, 2009], où des remontées du substratum sous-jacent affleurent au milieu du remplissage sédimentaire. Sur l'avant-côte sétoise, des dépôts ont été datés entre 7530 et 6000 y BP formant des paléosols [Barusseau *et al.*, 1996 ; Akouango, 1997]. Ces dépôts se situent dans le prolongement de l'unité U2-1 et apparaissent sur le lido dans les carottes laissant apparaître la faible épaisseur de la couverture sédimentaire.

Dans la lagune de Thau, l'unité U1 qui recouvre le substratum, formée antérieurement à cet épisode et ensuite remaniée, n'a pas permis d'effacer les irrégularités du substratum durant son dépôt. Par conséquent, l'épaisseur maximale du remplissage sédimentaire se trouve au niveau de la vallée incisée, localisée entre deux remontées du substratum (Figure IV. 4B). Au moment du dépôt de U2-1, la lagune s'est fermée progressivement, s'isolant de la mer par le biais d'une flèche sableuse utilisant le Mont Saint-Clair comme point d'ancrage et migrante vers le sud-ouest. Ce mécanisme d'ancrage a été observé sur d'autres sites comme à Kennebec River [Fitzgerald *et al.*, 2000]. Cette flèche correspond à la barrière actuelle. Les positions du mont Saint-Clair et du volcan éteint d'Agde régissent la position de la barrière littorale. Certains auteurs ont démontré l'influence du substratum sur la dynamique de la barrière littorale [Belknap & Kraft, 1985 ; Riggs *et al.*, 1995 ; Heap & Krantz, 1997 ; Fitzgerald *et al.*, 2000 ; Browder & McNinch, 2006 ; Burningham, 2008]. Ici, cette influence apparaît clairement sur les profils sismiques en mer avec la présence de remontées du substratum au niveau des barres sédimentaires d'avant-côte, mais également sous l'ensemble du lido. Ces observations tendent à mettre en évidence la nécessité d'un point dur (position haute du substratum) et l'aide d'un soubassement pour ancrer les sédiments au niveau des

zones d'accumulation à l'origine de la formation des lidos. A l'inverse, des cuvettes sont isolées, où la couverture sédimentaire est plus épaisse. On retrouve à la base de ces cuvettes plusieurs corps transgressifs, de forme lenticulaire.

L'hydrodynamique est un des facteurs de contrôle de la dynamique de la barrière [Cooper, 2001 ; Bertin *et al.*, 2004 ; Regnaud *et al.*, 2004] ; elle est influencée par la bathymétrie du substratum. Dans le cas présent, la barrière a rapidement fermé la baie en isolant la lagune, limitant le contrôle de l'hydrodynamique marine. Il n'y a aucune preuve du contrôle du substratum sur l'hydrodynamique marine dans l'enregistrement sédimentaire de la lagune. Cependant, la lagune est tout de même soumise à un contrôle hydrodynamique local induit par les vents. Ce contrôle peut expliquer la présence de surfaces d'érosion ou surfaces de ravinement liées à la houle ou "wave-cut" au niveau des remontées du substratum se situant dans des faibles profondeurs d'eau.

## **2. Les apports sédimentaires**

D'après la dérive littorale dirigée vers l'ouest dans cette partie du golfe du Lion, le delta du Rhône, localisé à environ 100 km à l'est de la lagune de Thau, constitue la principale source des apports sédimentaires sur les côtes languedociennes depuis le Tardi-Holocène. Déterminée par les variations du niveau marin et l'évolution des apports fluviaux, la migration vers l'est des distributaires et des lobes deltaïques conséquents a modifié la dérive littorale sur l'avant-côte languedocienne [L'Homer *et al.*, 1981 ; Oomkens, 1970 ; Pons *et al.*, 1979 ; Provansal *et al.*, 2003]. L'analyse de la migration des chenaux du Rhône vers l'est présente un intérêt dans le cadre de cette étude (Figure IV. 12). L'édification du delta du Rhône a commencé vers 7200 ans BP utilisant le chenal Saint Ferréol, et provoqué la localisation dans la partie centrale occidentale du système deltaïque actuel (Figure IV. 13 A). Jusqu'à 6000 ans BP, un premier lobe deltaïque s'est développé grâce à un large apport sédimentaire (Figure IV. 13 B). Sans cette source de sédiment, la construction de la barrière n'aurait pas pu avoir lieu. La construction précoce de la barrière littorale de la lagune de Thau peut donc être mise en relation avec ce premier épisode de la construction du delta du Rhône. Ce type de relation, entre apports sédimentaires et barrière littorale, a pu être mise en évidence sur d'autres sites d'études, comme sur la côte atlantique [Chaumillon & Weber ; 2006, Fitzgerald *et al.*, 2000 et 2005], en mer Méditerranée [Certain *et al.*, 2005] et en Afrique [Anthony *et al.*, 1999]. La construction du lobe occidental du delta s'est faite entre 6000 et 5350 ans BP, ce qui correspond à la phase principale de la construction de la barrière de la lagune de Thau et au dépôt de la sous-unité U2-1. Peu de temps après, un complexe avec

plusieurs lobes deltaïques s'est développé au niveau de la plaine deltaïque, dont le dernier lobe, celui d'Ulmet (Figure IV. 13 H), situé dans la partie orientale du delta [L'Homer, 1975]. Cette phase s'est initialisée vers  $5780 \pm 40$  ans BP, date en accord avec les résultats de Vella *et al.* [2005]. Depuis cette date, les apports sédimentaires dans la partie occidentale du delta ont drastiquement diminué. Ainsi, les barrières littorales localisées à l'ouest du delta, dont celle de la lagune de Thau, ont reculé rapidement vers le continent, conséquence de la diminution des apports sédimentaires. A partir de cette période, postérieure au recul de la barrière, la sous-unité U2-2 se dépose dans la lagune jusqu'à nos jours.

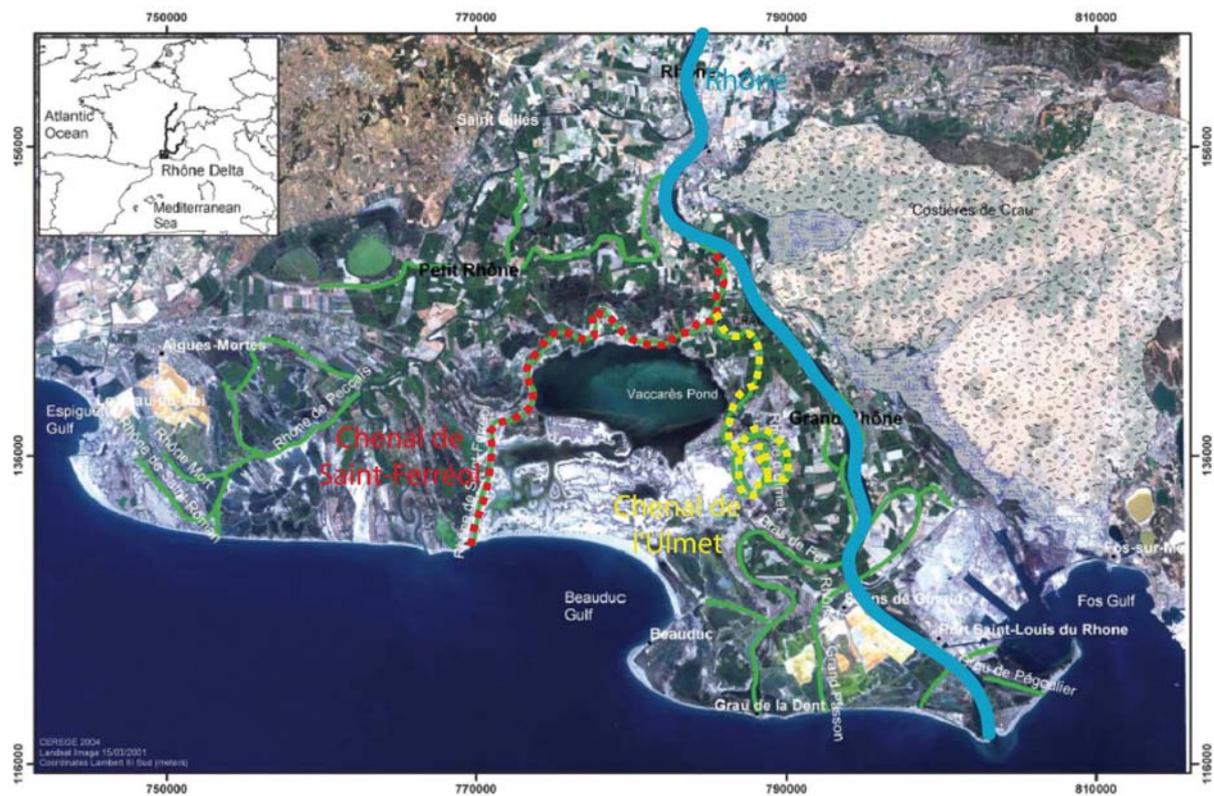


Figure IV. 12 : Evolution morphologique du delta du Rhône contemporaine de celle de la lagune de Thau [modifié de Vella *et al.*, 2005].

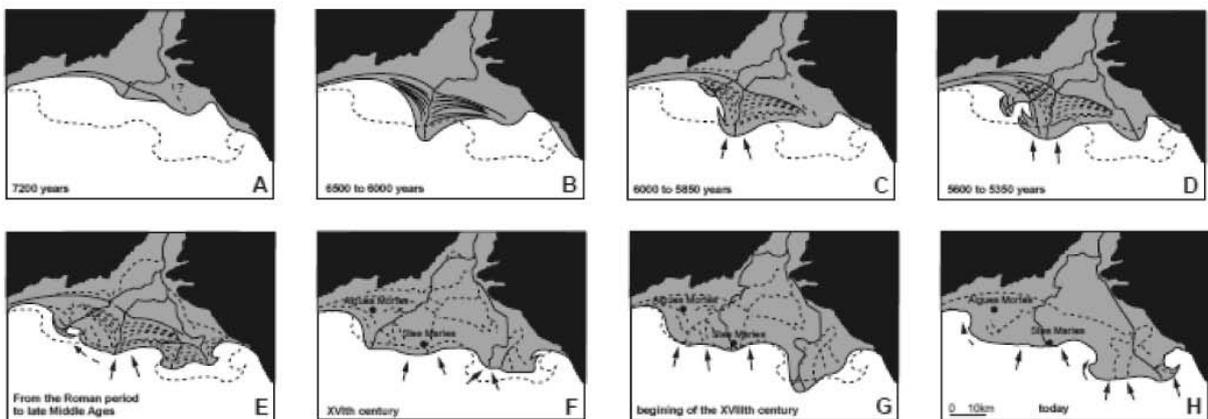


Figure IV. 13 : Principales étapes de l'évolution du delta du Rhône depuis 7200 ans [L'Homer *et al.*, 1981].

### 3. Les variations climatiques au cours du remplissage

L'autre facteur souvent responsable de la construction des barrières littorales est l'hydrodynamique [Hesp & Short, 1999 ; Davis & FitzGerald, 2004]. Il est en relation directe avec les variations climatiques. Autour de 6000 ans BP, le niveau marin est très proche du niveau actuel [Labeyrie *et al.*, 1976 ; Aloïsi *et al.*, 1978 ; Dubar & Anthony, 1995]. A partir de cette période de haut niveau marin ou de remontée très lente du niveau marin, les variations climatiques apparaissent comme étant un des facteurs majeurs de contrôle de l'évolution géomorphologique du littoral [Dabrio *et al.*, 2000, Zazo *et al.*, 2008, Allard *et al.*, 2009]. Le signal enregistré des changements climatiques est composé de nombreuses fluctuations à l'échelle millénaire en Atlantique nord, dont les oscillations Dansgaard/Oeschger, les évènements d'Heinrich et les cycles de Bond. Ces phénomènes sont généralement évoqués pour décrire ces variations et génèrent de nombreux changements climatiques brefs ou « rapid climate changes » (RCC) [Bond *et al.*, 1997 ; deMenocal *et al.*, 2000 ; Zic *et al.*, 2002 ; Timmermann *et al.*, 2003 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Debret *et al.*, 2007]. En mer Méditerranée, le long des côtes sud-espagnoles, Zazo *et al.* [2008] ont démontré comment les changements morphologiques de la côte sont contrôlés par des crises climatiques de durée centenaire avec une périodicité de l'ordre du millier d'années équivalent aux cycles de Bond. Deux changements climatiques brefs majeurs sont mentionnés dans la littérature dans l'hémisphère nord [Bond *et al.*, 1997], le premier vers 6000-5000 ans cal. BP, et le second aux alentours de 3500-2500 ans cal. BP ; deux autres changements climatiques brefs mineurs ont également été enregistrés, le premier vers 4200-3800 ans cal. BP, et le second vers 1200-1000 ans cal. BP. Prokopenko *et al.* [2001] ont montré comment les évènements d'Heinrich et les cycles de Bond étaient responsables de forts changements dans le régime des précipitations atmosphériques dans l'hémisphère nord. Cette explication est également valable en mer Méditerranée, dans le golfe du Lion. Sans pouvoir formellement relier les changements climatiques et les changements morphologiques des côtes et des fleuves, il est possible de constater que la principale avulsion du Rhône est contemporaine du premier changement climatique bref (RCC) vers 6000-5000 ans cal. BP. RCC qui pourrait donc avoir un impact sur la construction et la migration de la barrière littorale. Dans la mesure où une chronologie détaillée des dépôts n'est pas disponible, il est très difficile de corréler l'impact des changements climatiques durant l'Holocène avec le remplissage sédimentaire de la lagune de Thau et l'évolution de la barrière littorale associée. Cependant, il est possible de constater que le remplissage de la lagune de Thau a commencé il y a environ 6500 ans et qu'il

est composé de 7 séquences élémentaires. En tenant compte des datations disponibles et des taux de sédimentation, ces séquences ont une échelle de temps de l'ordre du millénaire. Cette corrélation a également été faite dans des environnements qui ont préservé les changements climatiques de l'Holocène dans l'enregistrement sédimentaire [Amorosi *et al.*, 2005, Billeaud *et al.*, 2009, Sorrel *et al.*, 2009].

#### ***IV. Conclusion***

La présente étude a permis de caractériser le remplissage sédimentaire holocène de la lagune de Thau, lagune la plus grande du golfe du Lion (SE France), et la sédimentation au niveau de l'avant-côte ainsi que de tenter d'établir les corrélations entre les différentes unités identifiées. Côté lagune, le remplissage est constitué principalement par une unité majeure constituée de vases lagunaires. Cette unité repose sur une unité basale relativement fine qui correspond au premier stade du remplissage sédimentaire au dessus d'un substratum rocheux érodé. La nature des dépôts de cette unité demeure inconnue mais est supposée correspondre à des remaniements de terrasses pléistocènes et/ou à une couche de sables transgressifs déposée à l'aube de l'Holocène pendant les premiers épisodes de la transgression. L'unité principale du remplissage sédimentaire a commencé à se déposer autour de 6500 ans BP. Deux étapes principales dans la construction de la lagune ont été distinguées : (1) autour 6500 ans BP, la barrière littorale est partiellement développée et la lagune n'est pas totalement fermée. La grande quantité de sédiments apportés par le Rhône associée à la remontée du niveau marin est supposée être le facteur responsable de la construction de la barrière ; La première sous-unité peut donc se déposer. (2) A partir de 5400 ans BP, un nouvel épisode se met en place dans le remplissage sédimentaire. La lagune présente des indices qui laissent supposer qu'elle est totalement fermée, mais la barrière littorale n'occupe plus sa position initiale, elle a reculé de manière importante et rapide, probablement en réponse à la diminution rapide des apports sédimentaires du Rhône par suite de l'avulsion du chenal principal vers l'est. Ces principaux épisodes sont directement en relation avec l'évolution de la barrière littorale qui a isolé la lagune de Thau. Côté mer, la couverture sédimentaire post-glaciaire s'est déposée sur un substratum rocheux érodé supposé d'âge pliocène dont les incisions sont remplies très certainement par du matériel pléistocène. Lors de la dernière transgression, plusieurs corps transgressifs se sont déposés sur le substratum sous forme lenticulaire. Ensuite, la couverture sédimentaire (U<sub>2M</sub>) s'est déposée durant l'Holocène.

Cette étude a permis de souligner le rôle de trois principaux facteurs de contrôle de l'évolution du prisme sableux littoral (1) le ralentissement de la remontée du niveau marin qui est responsable de la construction majeure de la barrière durant ce laps de temps ; (2) l'héritage géologique qui contrôle directement l'hydrodynamique, le remplissage sédimentaire et la localisation des dépocentres. Les remontées du substratum ont en outre induit des différenciations dans les géométries des dépôts dans la lagune et la fixation des barres sédimentaires et du lido en mer ; (3) les apports sédimentaires qui contrôlent le développement et la dynamique de la barrière littorale. Ici, la source sédimentaire est le delta du Rhône. Il semblerait que le remplissage sédimentaire a ainsi enregistré les premières étapes de la construction du delta du Rhône durant le Tardi-Holocène, qui ont un impact direct sur le comportement de la barrière littorale. Les phases de construction du delta sont probablement liées aux variations climatiques. Cependant, nos données ne permettent pas d'affirmer que toutes les crises climatiques holocènes, de durée millénaire, sont enregistrées dans le remplissage sédimentaire.

*NOTES*

---



## **Chapitre V – Evolution d'un littoral à double barre festonnée à l'échelle pluriannuelle et évènementielle (Leucate-Plage)**

Le littoral qui s'étend de Leucate-Plage au grau des ostréculteurs est constitué d'une barrière sableuse isolant la lagune de Salses-Leucate (Figure II. 9). Cette barrière mesure environ 1,8 km de long pour 0,45 km de large. La zone suivie s'étend du cordon dunaire jusqu'à l'avant-côte. La plage émergée (Figure V. 1) est délimitée d'une part par un cordon dunaire de faible largeur et d'altitude comprise entre 1 et 2 m, et d'autre part par le talus de collision. Elle mesure 1,2 km de long pour 75 m de large en moyenne. L'avant-côte est caractérisée par un système complexe de barres. La barre externe bien définie, ici en bleu (Figure V. 1), présente une configuration nette en festons avec des cornes bien marquées. Il est plus difficile de décrire le système interne du fait de sa complexité. On identifie clairement des points hauts qui constituent les cornes de festons de petite longueur d'onde. La complexité de ce système interne provient du fait que ces points hauts peuvent aussi être reliés à la côte ou présenter des liaisons secondaires moins marquées qui peuvent prendre l'allure de festons secondaires. Un élément supplémentaire du système interne a été partiellement observé lors des différents suivis [Gervais, 2008], mais il n'a réellement été mis en évidence que par l'image LIDAR de la zone, acquise récemment [Robin *et al.*, 2010]. Cet élément est identifié comme un plateau sableux d'extension pluri-métrique en prolongement immergé du trait de côte. Il ne sera pas décrit ici et devra faire l'objet d'un suivi spécifique, vu sa petite taille, la faible profondeur d'eau et l'inadéquation des techniques de suivi utilisées.

L'objectif principal de ce chapitre est de caractériser la morphodynamique d'un système à deux barres festonnées, en milieu microtidal, d'en déduire un modèle conceptuel et de le comparer aux autres systèmes similaires connus en milieu microtidal et dans d'autres types environnements.

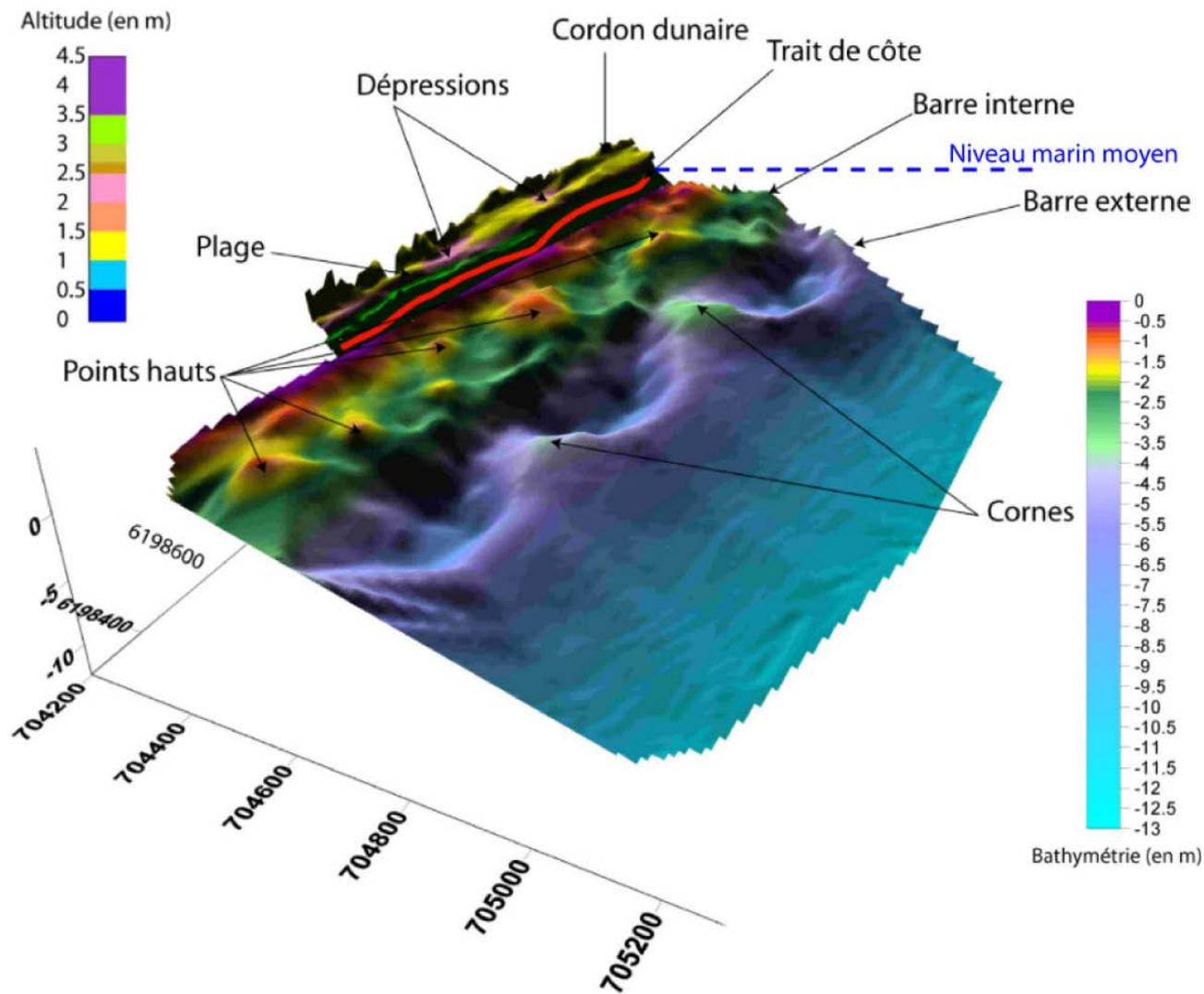


Figure V. 1 : Représentation tridimensionnelle de la zone d'étude englobant les plages émergée et immergée (Avril 2006, projection Lambert 93). Le trait rouge représente la position moyenne du trait de côte durant le suivi et le trait bleu en pointillé le niveau marin moyen.

## ***I. Forçages hydrodynamiques***

Les indications spécifiques à Leucate-Plage sur le niveau d'énergie à l'entrée du système sont fournies par la bouée Datawell (source DREAL LR). Avant sa mise en place en décembre 2006, le déclenchement des suivis mensuels topo-bathy-trait de côte (complété par des levés ponctuels post-tempête) se basait sur les prévisions et les observations météorologiques (cf. Chapitre III). Sur le houlogramme de la Figure V. 3, les dates des différents levés, postérieurs à la mise en place de la bouée Datawell, sont symbolisées par une flèche verte.

### **1. Les conditions de forçage pendant la période de suivi**

La base de données utilisée pour le golfe du Lion remonte à 1997 et a été implémentée jusqu'en décembre 2008. Durant cette période, la région a connu de nombreuses tempêtes d'intensité variable dont l'enregistrement a été fait à partir de plusieurs sources : (1) de 1997 à novembre 2003 avec la bouée non directionnelle de Sète, (2) de 2003 à décembre 2006 avec les bouées non directionnelles de Sète et Banyuls sur Mer, et la bouée directionnelle POEM de Canet-en-Roussillon et (3) à partir de décembre 2006, début du suivi mensuel morphologique entrepris dans cette thèse, avec les bouées directionnelles Datawell situées au large de Leucate-Plage, Sète et Banyuls sur Mer (Figure V. 2).

L'étude de Guizien [2009] a montré la variabilité des mesures entre la bouée de Sète et celle de Banyuls sur Mer, aux deux extrémités du golfe. Lors des tempêtes d'est, les valeurs enregistrées par la bouée de Sète sont moins grandes que celles enregistrées à Banyuls sur Mer et le contraire se produit pour les tempêtes de sud [Guizien, 2009].

La mise en place de la bouée sur le site de Leucate, en position intermédiaire dans le golfe, a permis de mieux caractériser les forçages généraux durant les années 2007 et 2008 (Tableau V. 1, Tableau V. 2). Durant cette période, peu d'évènements de houles dites annuelles ( $H_{1/3} \geq 3,9$  m) ont été enregistrés (seulement deux chaque année). La hauteur significative moyenne mesurée durant ces deux années a atteint 0,6 m (Tableau V. 2).

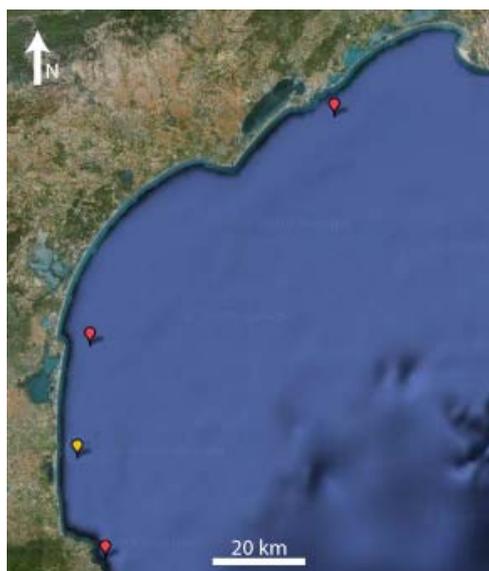


Figure V. 2 : Plan de position des bouées utilisées lors du suivi du littoral de Leucate-Plage. Les bouées de couleur rouge représentent les trois bouées Datawell alors que celle en jaune représente la bouée POEM (modifié d'après le site internet Candhis, 2010).

	$H_{1/3}$ (m)			$T_{1/3}$ (s)		
	Min	Moyenne	Max	Min	Moyenne	Max
<b>2007</b>	0,08	0,60	4,49	2,1	4,1	9,6
<b>2008</b>	0,08	0,60	4,66	2,0	4,2	10,0
	$H_{max}$ (m)			$T_{max}$ (s)		
	Min	Moyenne	Max	Min	Moyenne	Max
<b>2007</b>	0,12	1,06	8,73	1,0	4,3	17,6
<b>2008</b>	0,10	1,06	8,07	1,0	4,4	12,9

Tableau V. 1 : Caractéristiques générales des forçages hydrodynamiques ( $H_{1/3}$ ,  $H_{max}$ ,  $T_{1/3}$  et  $T_{max}$ ) enregistrées avec la bouée Datawell de Leucate-Plage.

	Distribution $H_{1/3}$			Distribution $H_{max}$			Distribution de la direction d'incidence (%)		
	% / nombre d'évènements			% / nombre d'évènements					
	0<...<2m	2<...<4m	4m<...	0<...<2m	2<...<4m	4m<...	Nord	Frontale	Sud
<b>2007</b>	98,1	1,9 / 5	0,0 / 2	91,4	7,3 / 44	1,3 / 6	12,2	10,0	30,8
<b>2008</b>	97,6	2,1 / 11	0,1 / 2	89,7	8,8 / 47	1,3 / 9	12,3	11,9	34,8

Tableau V. 2 : Distribution de la houle enregistrée avec la bouée Datawell de Leucate-Plage.

Depuis 1997, 15 évènements avec  $H_{1/3} \geq 3,9$  m, dits de houles annuelle et exceptionnelle [CETMEF, 2009], ont été répertoriés, impactant, comme on le verra, la typologie de l'avant-côte (Tableau V. 3).

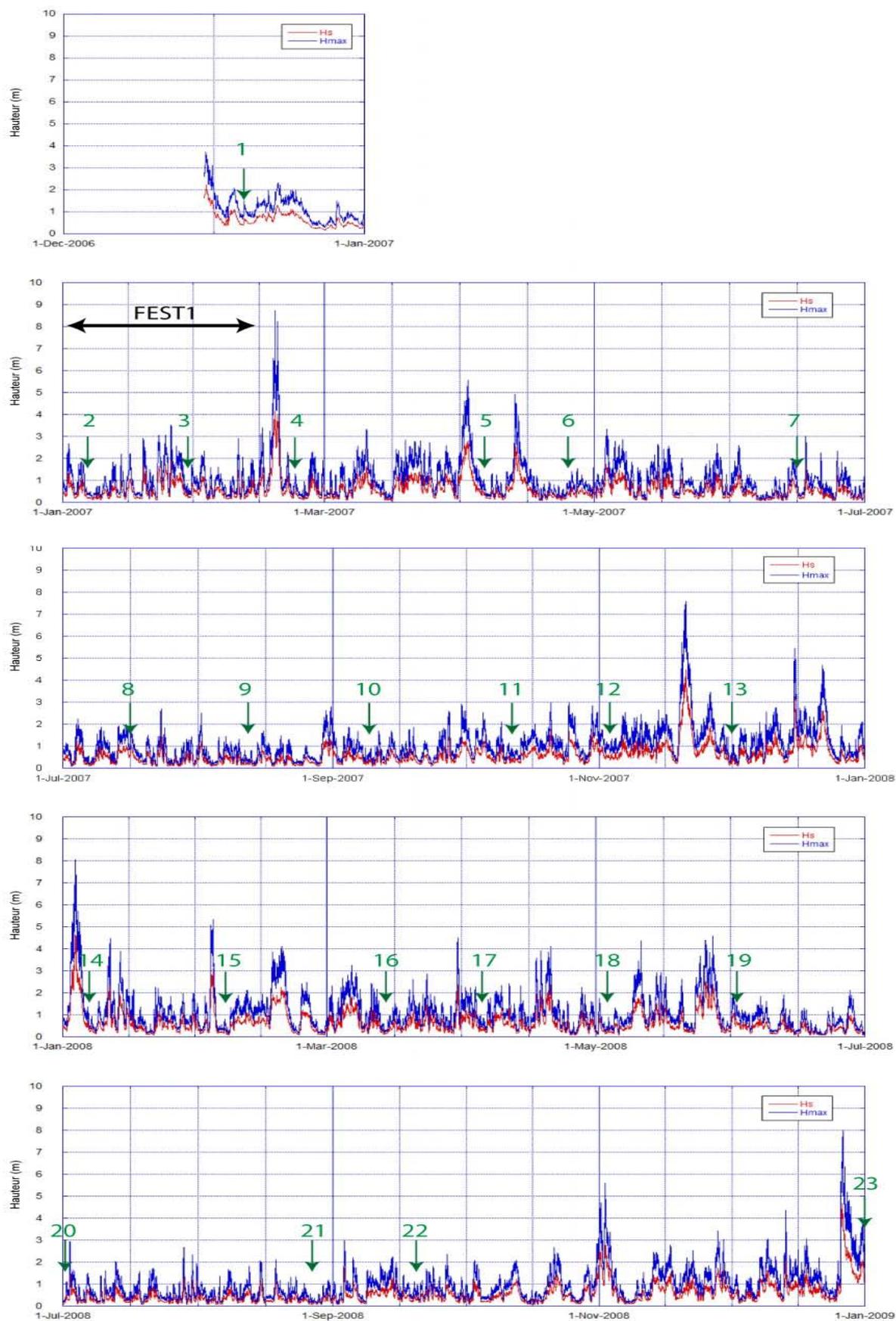


Figure V. 3 : Houlogrammes réalisés à partir des données de la bouée Datawell située au large de Leucate-Plage (source DREAL LR), présentant les hauteurs significative ( $H_{1/3}$ ) et maximales ( $H_{max}$ ) ainsi que les levés topo-bathymétriques associés (en vert) du 15 décembre 2006 au 31 décembre 2008.

## 2. Les conditions de faible agitation sur le site de Leucate-Plage ( $H_{1/3} < 2$ m)

Durant les mois de janvier et février 2007, une campagne de mesures hydrodynamiques intensives a été réalisée sur le site de Leucate-Plage (Figure V. 4, Tableau V. 4) dans le but de caractériser la circulation hydrodynamique au niveau du système à deux barres festonnées et de définir des valeurs seuils de hauteur significative dans la morphodynamique d'un tel système. Lors de cette campagne, les conditions hydrodynamiques ont été caractérisées par une faible hauteur significative et une absence de tempête majeure (Figure V. 5). Cette campagne permet de caractériser les conditions de faible agitation et la circulation hydrodynamique associée pour le site. Les appareils ADCP, ADV, et la bouée Datawell ont été utilisés afin d'instrumenter un feston entier de la barre externe et le feston interne correspondant (Figure V. 4). Les différents réglages de ces appareils ont été répertoriés dans le Tableau V. 4.

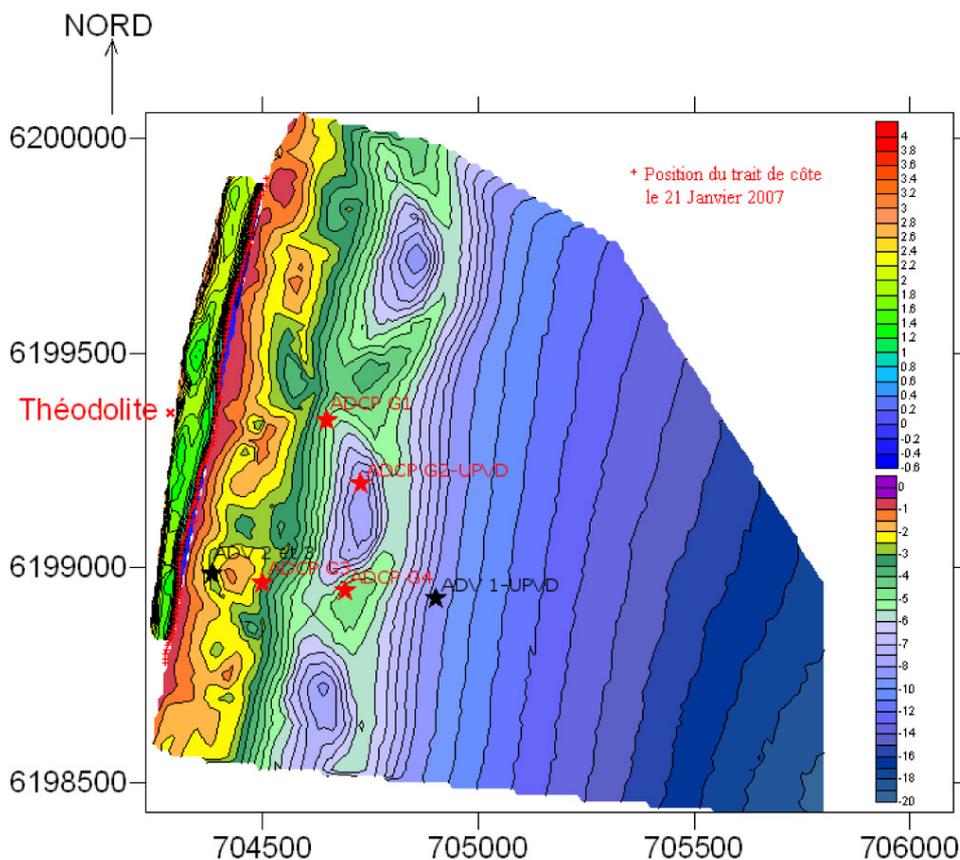


Figure V. 4 : Plan de position des appareils de mesure lors de la campagne intensive d'acquisition hydrodynamique sur un fond topo-bathymétrique acquis le 18 janvier 2007 (projection : Lambert 93).

Tempêtes	Date de début	Date de fin	H <sub>1/3</sub> (en m)	T <sub>1/3</sub> (en s)	H <sub>max</sub> (en m)	T <sub>max</sub> (en s)	Gamme d'incidence sur la durée de tempête (en °)	Incidence au pic de tempête (°)	Lieu d'enregistrement
1	16/12/1997	18/12/1997	6,98	10,37	10,81	∅	∅	∅	Sète
2	12/11/1999	13/11/1999	5,26 6,76	8,85 9,68	9,94 ∅	∅ ∅	∅ ∅	∅ ∅	Sète Banyuls sur Mer
3	Mai 2000		≈ 4	∅	∅	∅	∅	∅	Sète
4	Décembre 2000		≈ 5	∅	∅	∅	∅	∅	Sète
5	15/10/2003	19/10/2003	4	8,9	6,89	9,4	∅	∅	Sète
6	31/10/2003	01/11/2003	4,15	8,2	7,08	8,2	∅	∅	Sète
7	03/12/2003	04/12/2003	5,72 8,33 8,45	10,2 11,7 11,3	8,67 13,78 ∅	10,2 ∅ ∅	∅ ∅ 76 à 133	∅ ∅ 112	Sète Banyuls sur Mer Canet en Roussillon
8	07/12/2003	09/12/2003	4,53	10,6	∅	∅	91 à 118	89	Canet en Roussillon
9	20/02/2004	22/02/2004	5,37 6,45	9,5 10,6	8,43 ∅	9,4 ∅	∅ 75 à 115	∅ 78	Sète Canet en Roussillon
10	29/03/2004	02/04/2004	4,05	8,6	6,43	9	∅	∅	Sète
11	02/12/2005	03/12/2005	4,3	8,9	7,05	9	∅	∅	Sète
12	16/02/2007	19/02/2007	4,15	8,2	8,73	9	80,8 à 148,3	93,4	Leucate-Plage
13	19/11/2007	22/11/2007	4,49	8,6	7,58	9,2	41,4 à 123	103,3	Leucate-Plage
14	02/01/2008	05/01/2008	4,64	8,7	8,07	9,2	69,5 à 115,9	90,6	Leucate-Plage
15	26/12/2008	01/01/2009	4,66	9,7	8,01	10	69,5 à 144,1	100,5	Leucate-Plage

∅ = pas de valeur

Tableau V. 3 : Caractéristiques des tempêtes de type "houle annuelle" et "houle exceptionnelle" enregistrées (de couleur noire à Sète, verte à Banyuls sur Mer, bleue à Canet en Roussillon et rouge à Leucate-Plage) durant toute la période intéressante à considérer pour le suivi morphologique à partir des données disponibles dans le golfe du Lion.

Nom	Type d'appareil	Profondeur (en m)	Fréquence d'acquisition (en Hz)	Durée d'acquisition de la houle (en minutes)	Durée d'acquisition des courants (en minutes)	Durée du burst (en heures)
ADV1	Vector	-7,27	2	20	20	3
ADV2	Vector + OBS	-2,14	16	40	40	3
ADV3	Vector + OBS	-2,37	16	40	40	3
ADCP G1	ADCP1200	-5	2	40	80	3
ADCP G2	ADCP600	-7,8	2	40	80	3
ADCP G3	ADCP1200	-2,8	2	40	80	3
ADCP G4	ADCP600	-4,6	2	40	80	3

**Tableau V. 4 : Caractéristiques des enregistrements et des différents appareils lors de la campagne intensive de mesures hydrodynamiques FEST1 (18 janvier 2007 – 13 février 2007).**

Durant cette campagne, le vent principal est la tramontane (direction d'environ  $300^\circ$  - WD, Figure V. 5) avec des épisodes dépassant parfois des vitesses (WF) de  $15 \text{ m.s}^{-1}$  (Figure V. 5). Quelques épisodes de vent marin ont également été enregistrés (entre  $60$  et  $120^\circ$ ) avec des intensités de l'ordre de  $15 \text{ m/s}$  pour les 22 et 25 janvier 2007. La hauteur significative est inférieure à  $0,5 \text{ m}$  sur toute sa durée sauf pendant les deux événements de vent marin avec des  $H_{1/3}$  autour de  $1,5 \text{ m}$  (Figure V. 5). L'élévation du plan d'eau (h) au niveau de l'ADV1-UPVD sur le glacis est peu changeante sur la période avec des valeurs comprises entre  $7,5$  et  $8 \text{ m}$  (Figure V. 5). Cependant une légère baisse du niveau marin est observée en début de campagne, liée à un épisode de tramontane. La direction principale de la houle ( $D_p$ , Figure V. 5) est comprise entre  $20^\circ$  et  $160^\circ$  (Figure V. 5). La période principale de la houle  $T_p$  oscille entre  $2$  et  $12$  secondes (Figure V. 5).

Différents types de situations hydrodynamiques seront décrits dans le détail (Figure V. 5) : (1) des situations de tempête modérées avec  $H_{1/3} \geq 1-1,5 \text{ m}$  avec deux épisodes de tempête ayant des directions de houle différentes (directions : sud-est ( $\sim 150^\circ$ ) observée le 22 janvier 2007 et est-nord-est ( $\sim 80^\circ$ ) observée le 25 janvier 2007) ; (2) un coup de mer de faible énergie avec  $H_{1/3} \leq 1 \text{ m}$  et frontal ( $\sim 90^\circ$ ) observé le 30 janvier 2007 ; (3) une situation par forte tramontane observée le 24 janvier 2007 ; (4) une situation par beau temps observée le 11 février 2007.

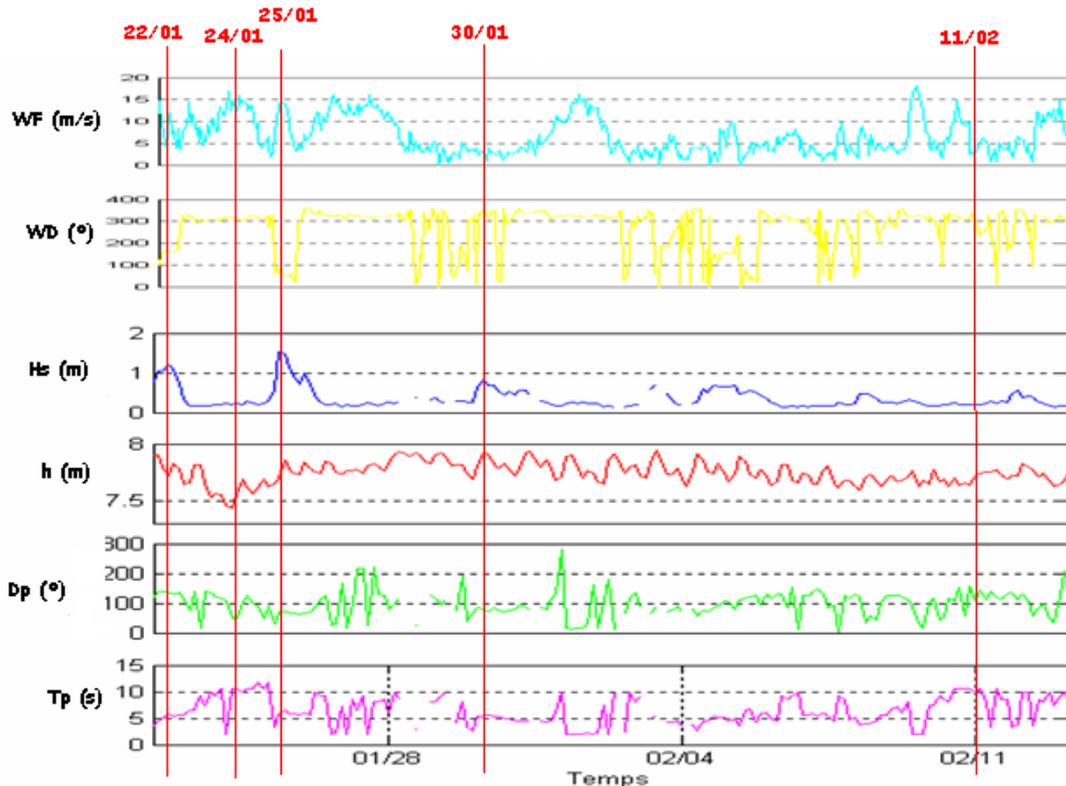


Figure V. 5 : Houlogramme enregistré grâce à l'ADV1-UPVD à l'entrée du système de barres (hauteur significative  $H_{1/3}$ , élévation du niveau marin  $h$ , incidence  $Dp$  et période  $Tp$ ) et données associées (force du vent  $Wf$  et direction du vent  $WD$ , source Météo France) durant la campagne intensive de mesures hydrodynamiques.

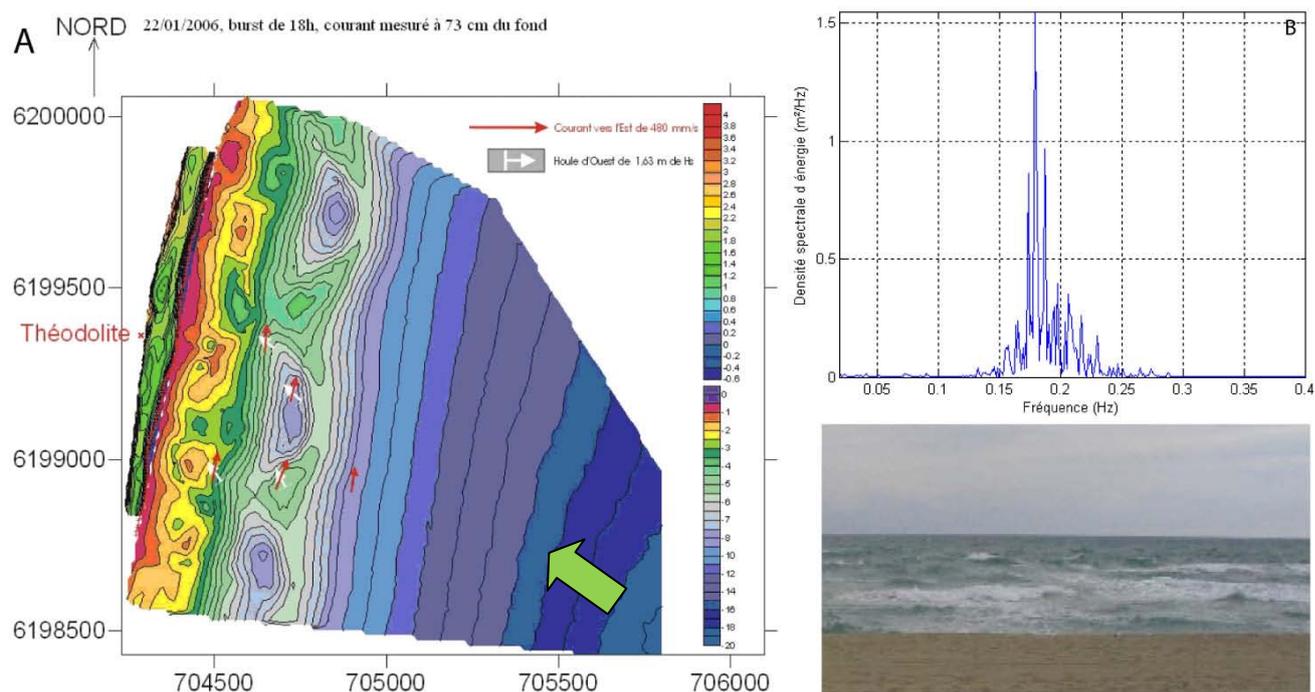
Les résultats obtenus sont représentés sous différents formats : (i) pour les courants, de manière conventionnelle sur fond de carte bathymétrique bidimensionnel (Figure V. 6A), ainsi que sur fond de carte bathymétrique tridimensionnel avec les courants sur toute la colonne d'eau au niveau des points de mesure (Figure V. 7) ; (ii) pour l'énergie de la houle, les spectres d'énergie (Figure V. 6B) sont représentés pour les différents ADV, à l'entrée du système (ADV1) et à proximité de la côte (ADV2 et ADV3).

### 2.1. Cas d'une tempête modérée de Sud-Est : le 22/01/07

Au cours de cet évènement,  $H_{1/3}$  a atteint une valeur maximale égale à 1,25 m, le 22 janvier à 18h. Simultanément, le vent est d'incidence  $150^\circ$  et atteint des vitesses proches de 10 m/s. Le pic de tempête (0,18 Hz), faiblement énergétique (Figure V. 6B) ne présente pas ou très peu d'énergie dans le domaine de l'infragravité. Les courants mesurés atteignent des valeurs comprises entre 15 et 20  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  dans la colonne d'eau et entre 10 et 15  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  près du fond (au niveau de l'ADV3). Ils ont alors une composante principalement longitudinale conforme au sens de propagation de la houle et du vent (Figure V. 6, Figure V. 7). L'influence de la bathymétrie se fait sentir dans les zones peu profondes grâce à l'observation de déviation

des courants sur la colonne d'eau.

En effet, l'ADCP G1 montre une légère déviation de la direction des courants de surface vers la côte au niveau de la corne de la barre externe durant le pic de tempête ; l'ADCP G4 indique une composante légèrement oblique qui suit la forme de la crête du feston externe. Le même comportement est visible au niveau de l'ADCP G3 au niveau d'un feston de la barre interne. Lors du tombant de tempête, à minuit, ces courants diminuent et une composante transversale marquée s'exprime vers le large dans la partie supérieure de la colonne d'eau (Figure V. 7).



**Figure V. 6 : A – Représentation de la houle (flèche verte) et des courants mesurés à 73 cm du fond le 22 janvier 2007 à 18h. B – Spectre d'énergie de houle enregistré le 22 janvier 2007 à 18h au niveau de l'ADV1-UPVD. C – Photographie prise de la plage (N à gauche) lors de l'évènement de tempête du 22 janvier 2007 lors du montant de tempête (14h).**

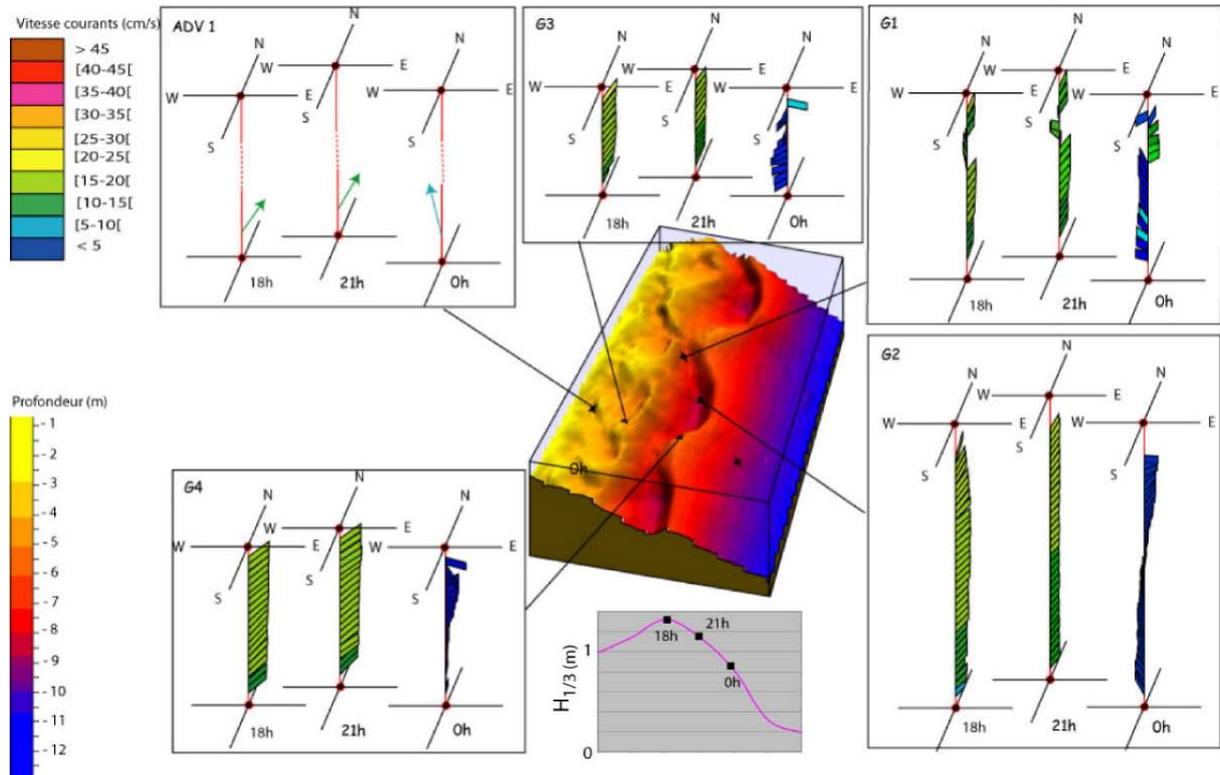


Figure V. 7 : Carte des profils verticaux des courants, lors de l'épisode du 22 janvier 2007.

## 2.2. Cas d'une tempête modérée de Nord-Est : le 25/01/07.

La tempête du 25 janvier 2007, dont le pic de la tempête s'est produit entre 9h et midi, a une hauteur significative supérieure à 1,5 m, avec un vent d'incidence nord-est et d'intensité proche de  $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (Figure V. 5). Il s'agit de l'évènement le plus énergétique observé durant cette campagne de mesures (pics entre 0,15 et 0,20 Hz, pouvant atteindre  $2 \text{ m}^2\cdot\text{Hz}^{-1}$  le 25 janvier à midi, Figure V. 9). Ce spectre présente également un petit pic énergétique ( $0,4 \text{ m}^2\cdot\text{Hz}^{-1}$ ) dans le domaine gravitaire (0,075 Hz) plus marqué à midi qu'à 9h ( $0,2 \text{ m}^2\cdot\text{Hz}^{-1}$ ) (Figure V. 9B). Durant le pic de tempête, les courants atteignent des vitesses comprises entre 30 et  $50 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  et sont dirigés vers le sud sur toute la colonne d'eau, conforme au sens du vent (Figure V. 8A, Figure V. 10). Ces vitesses sont maximales au niveau de la barre interne et diminuent en s'éloignant de la côte. L'influence de la bathymétrie sur la circulation hydrodynamique se fait moins sentir que pour le cas précédent. Quand les conditions deviennent moins énergétiques, une composante transversale se met en place dans la partie inférieure de la colonne d'eau, au niveau de la barre externe (Figure V. 10, ADCP G1, G2 et G4). A la côte, les ADV présentent des vitesses un peu plus élevées que dans le cas précédent. La composante longitudinale est toujours aussi importante bien qu'ici une légère déviation vers le large soit observée. Cette influence transversale peut être assimilée à l'expression du

courant de retour qui s'initie lors du tombant de tempête entre 15h et 18h (Figure V. 10, ADV2 et 3, 15h et 18h).

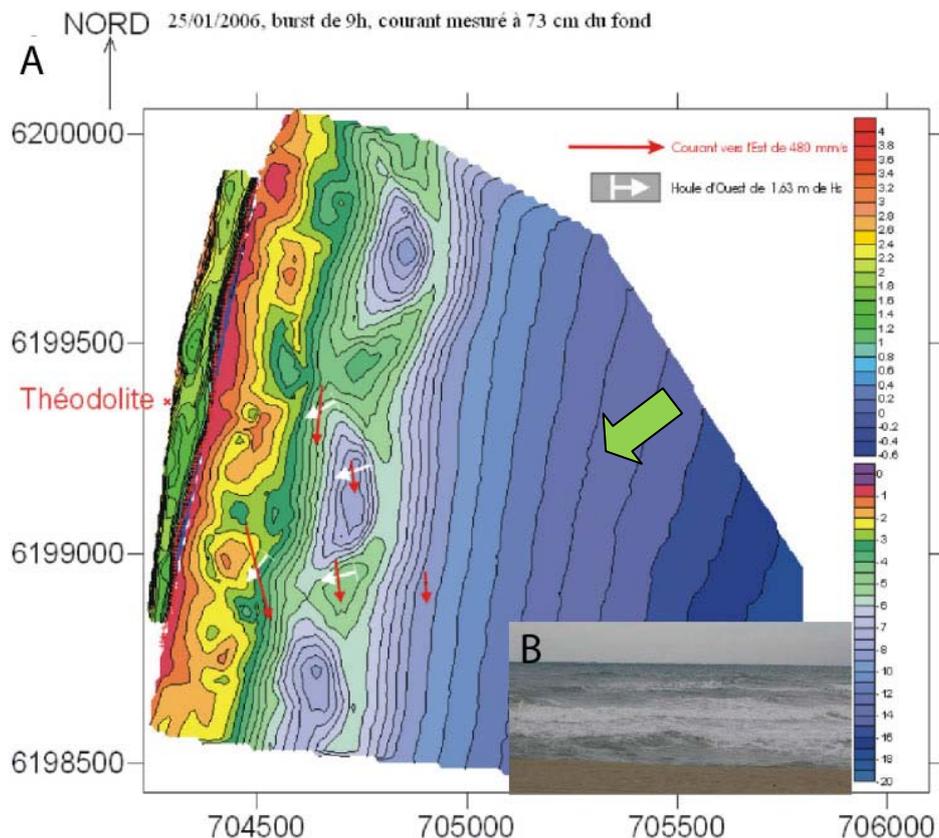


Figure V. 8 : A – Représentation de la houle (flèche verte) et des courants mesurés à 73 cm du fond le 25 janvier 2007 à 9h. B – Photographie prise de la plage (N à gauche) lors de l'évènement de tempête du 25 janvier 2007 après le pic de tempête (14h).

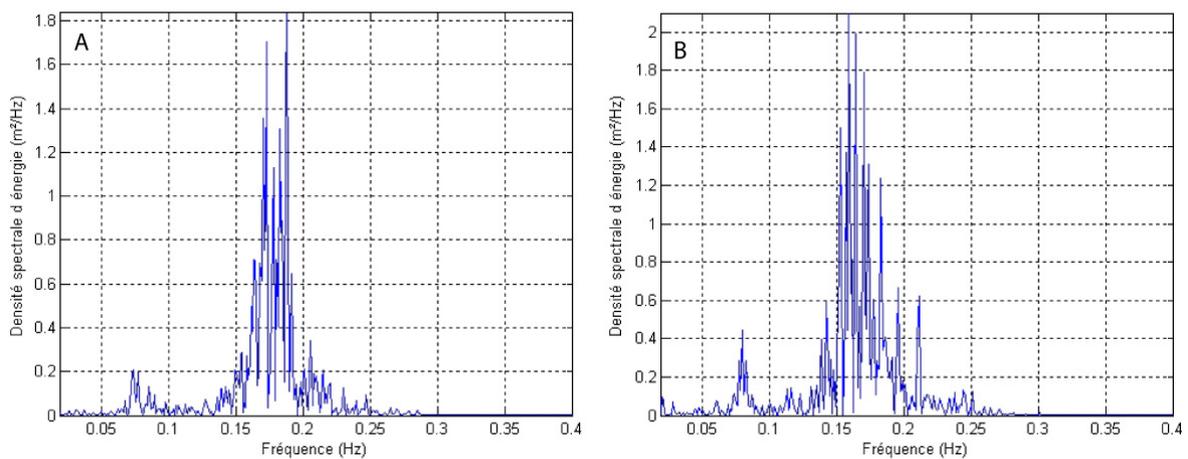


Figure V. 9 : Spectre d'énergie à l'entrée du système (ADV1) le 25 janvier 2007. A – à 9h. B – à 12h.

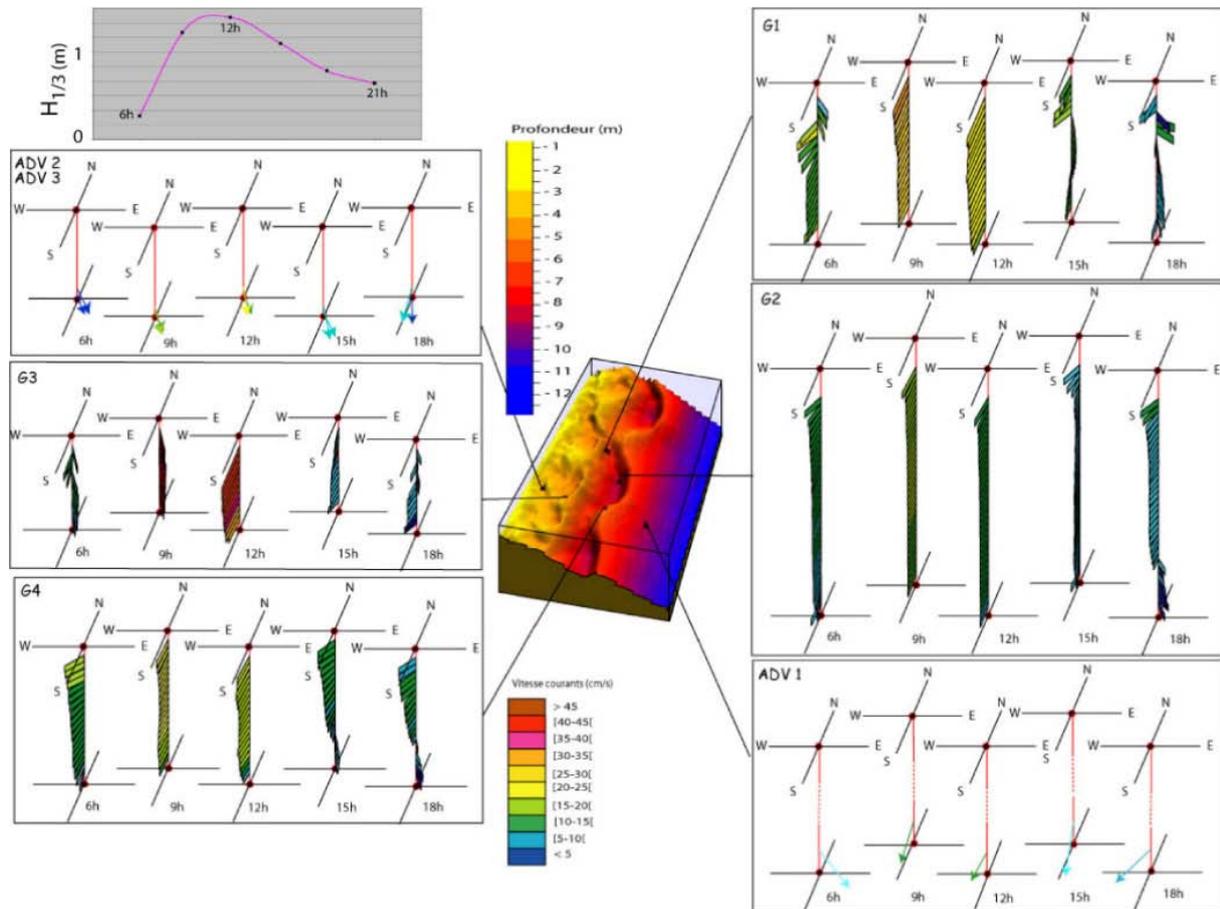


Figure V. 10 : Carte des profils verticaux des courants lors de l'épisode de tempête du 25 janvier 2007.

### 2.3. Cas d'un coup de mer de faible énergie : le 30 janvier 2007

Durant cet évènement, la hauteur significative a atteint une valeur de 0,7 m et son incidence est, c'est-à-dire presque normale à la côte (Figure V. 5). Ici, le vent vient du nord et a une très faible intensité. Le spectre d'énergie de la houle nous révèle la présence au large de deux pics principaux de fréquences situées entre 0,17 et 0,2 Hz (Figure V. 11B). Les courants atteignent de faibles vitesses, comprises entre 5 et 10  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  (Figure V. 11A). Dans la colonne d'eau, une composante longitudinale est observable liée à l'incidence faible de la houle. Près du fond, au niveau de l'ADCP G4, il est possible de voir un courant transversal vers le large. Les ADV situés à la côte présentent une faible composante longitudinale et une composante transversale plus importante. Cette composante transversale semble plus développée que dans les cas des tempêtes précédemment étudiées, certaine liée à l'incidence frontale de la houle.

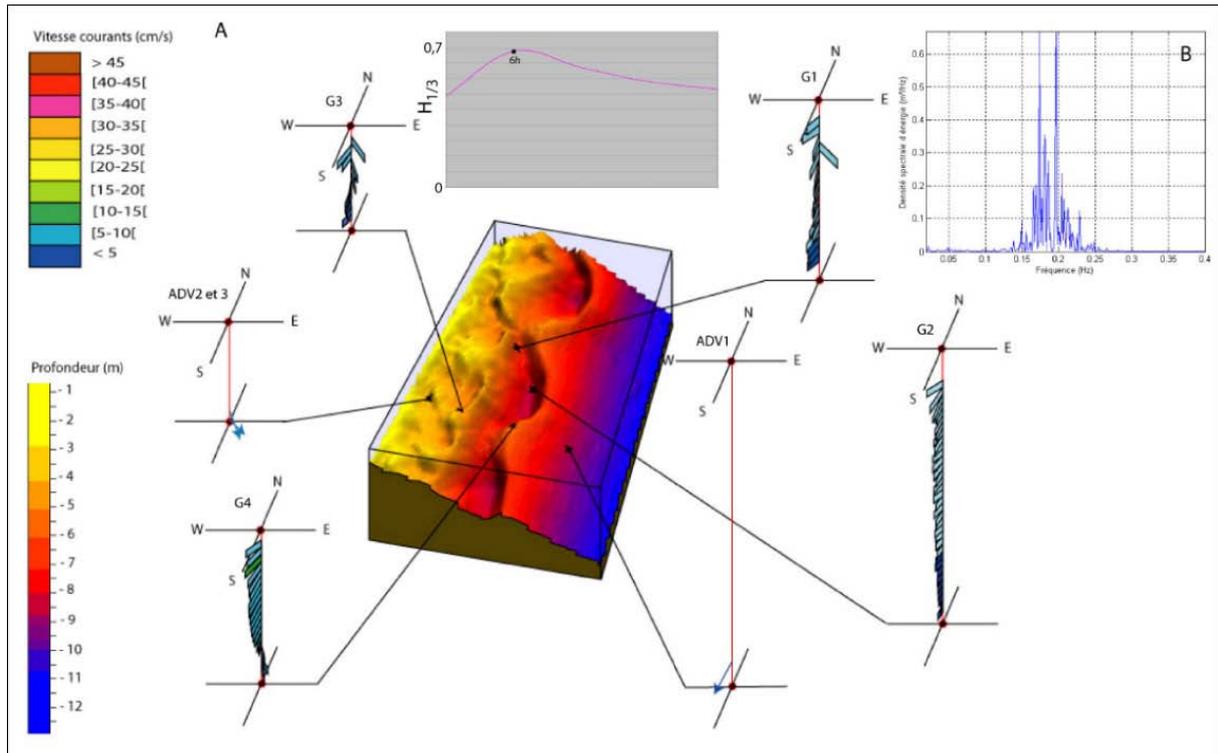


Figure V. 11 : A – Carte des profils verticaux de courants lors de l'épisode de tempête du 30 janvier 2007. B – Spectre d'énergie à l'entrée du système (ADV1) pour le 30 janvier 2007 à 6h.

#### 2.4. Cas d'une circulation par forte tramontane : le 24 janvier 2007.

Cet épisode de tramontane intense (Figure V. 12A) du 24 janvier, est caractérisé par un fort courant longitudinal orienté vers le sud suivant la direction du vent NW (Figure V. 12B). Au large, les vitesses des courants sont comprises entre 15 et 20  $\text{cm.s}^{-1}$  sur l'ensemble de la zone sauf au niveau de l'ADCP G4, positionné au niveau de la corne sud d'un feston de la barre externe où la vitesse est comprise entre 20 et 30  $\text{cm.s}^{-1}$ . Les courants sont homogènes sur toute la colonne d'eau, ce qui révèle une grande influence du courant longitudinal lié au vent. A la côte, les ADV 2 et 3 présente une composante longitudinale majoritaire avec des vitesses très faibles. Le pic principal du spectre énergétique de la houle (Figure V. 12C) se situe à des fréquences voisines de 0,1 Hz pour des hauteurs significatives de 0,2 m. On observe la présence d'un pic infragravitaire très marqué, mais peu énergétique ( $0,01 \text{ m}^2.\text{Hz}^{-1}$ ), d'une fréquence de 0,025 Hz environ. Toutefois, la proximité dans le temps d'un évènement énergétique soulève une interrogation quant à l'implication de la houle résiduelle de cet évènement, autrement dit de l'épisode du 22 janvier 2007.

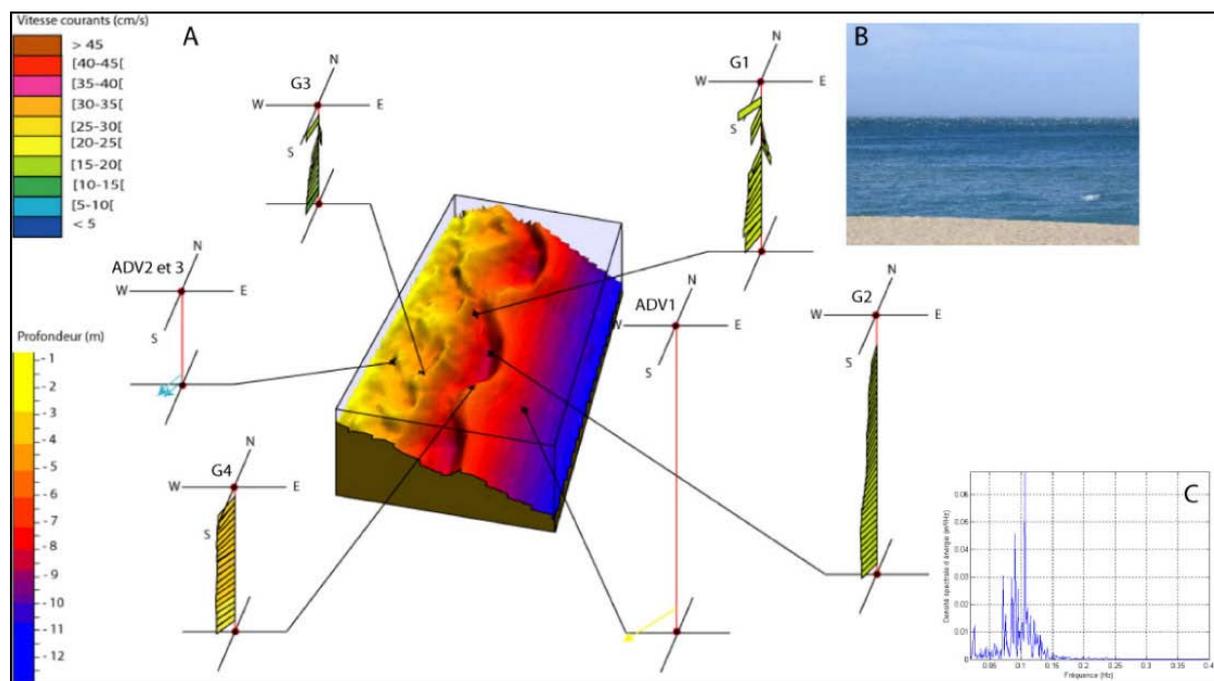


Figure V. 12 : A – Carte des profils verticaux de courants, lors de l'épisode de forte tramontane du 24 janvier 2007. La flèche blanche indique le sens de propagation de la houle. B – Photographie prise le 9 février 2007, en situation de forte tramontane similaire au cas du 24 janvier 2007. Les falaises de Leucate-Plage sont situées sur la gauche de la photo. C – Spectre d'énergie à l'entrée du système (ADV1) le 24 janvier 2007.

### 2.5. Circulation hydrodynamique par beau temps

La situation par beau temps, où la hauteur significative est quasi-nulle (Figure V. 13B), est plus délicate à analyser. En effet, les courants sont de faible intensité (inférieure à  $5 \text{ cm.s}^{-1}$ ) et sont orientés de manière aléatoire sur la colonne d'eau (Figure V. 13A). A la côte, les ADV 2 et 3 présentent des vitesses très faibles avec une composante transversale.

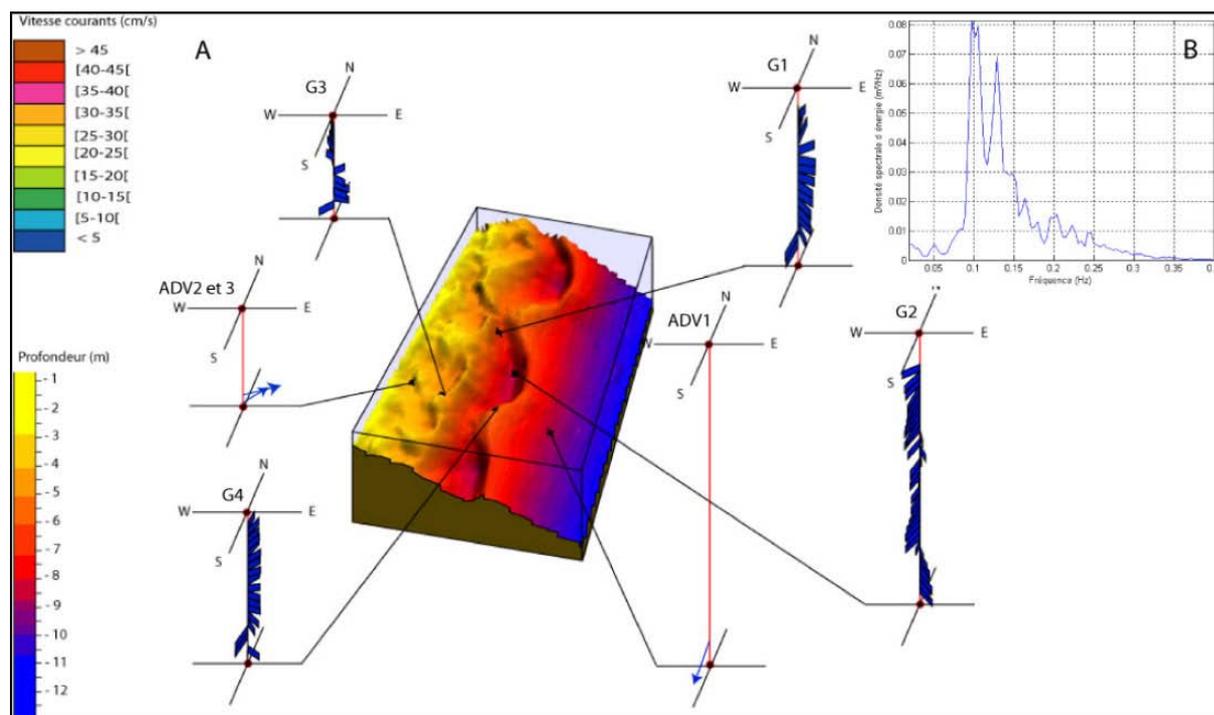


Figure V. 13 : A – Carte des profils verticaux des courants par beau temps, situation du 11 février 2007. B – Spectre d'énergie à l'entrée du système (ADV1) le 11 février 2007.

### 2.6. Les transferts et pertes d'énergie depuis le glaciais vers la côte

Les spectres d'énergie de la houle présentent une faible densité spectrale dans le domaine de l'infragravité durant toute la période de mesures. Les faibles conditions énergétiques de ces évènements ne sont pas favorables à la mise en évidence de l'action des ondes infragravitaires dans la morphodynamique de ce système côtier. Mise à part la mise en évidence de la brisance, de petits transferts d'énergie vers les plus basses fréquences semblent se produire mais leur présence est anecdotique.

Cependant, la faiblesse du spectre de houle incidente au cours de la campagne intensive de mesures ne permet pas d'observer le phénomène dans le détail et de conclure sur son caractère morphogène [Holman & Bowen, 1982]. Il semble donc nécessaire d'acquérir un nouveau jeu de données pour des conditions plus dynamiques pour réaliser ce travail.

### 3. Les conditions de forte agitation

Cette partie du travail a été réalisée en collaboration avec le laboratoire Géosciences de l'université de Montpellier 2 [Nans Bujan, 2009].

Afin de pallier l'absence de tempête majeure durant la campagne intensive de mesures, la modélisation numérique a été utilisée pour déterminer la circulation supposée par conditions de forte énergie. Les données par conditions de faible agitation issues de la campagne de mesure intensive ont été utilisées afin de calibrer initialement le modèle. Les

résultats du modèle pour la valeur de  $H_{1/3} = 4$  m et pour différentes directions d'incidence sont répertoriés dans le Tableau V. 5 ; une simulation pour  $H_{1/3} = 7$  m est représentée ensuite.

### 3.1. Cas d'une tempête d'incidences variées $H_{1/3}$ égale à 4 m

Quelque soit l'incidence de la houle, certains paramètres tels que la hauteur de la houle, le déferlement et les vitesses orbitales présentent les mêmes caractéristiques et des variations semblables aux mêmes points du système. Seule la direction des courants diffère en fonction de l'angle d'incidence. Lors d'incidence oblique, les courants longitudinaux prédominent alors que pour une houle frontale, des cellules de circulation peuvent se mettre en place dans les fosses et être expulsées vers le large au niveau des ventres des barres. Les courants, situés au niveau de la crête de la barre interne, sont moins forts sur le fond que dans la colonne d'eau (Figure V. 14B). Des courants de retour se mettent en place lors d'évènements d'incidence frontale.

Paramètres décrits	Tempête de Sud-Est (Figure V. 14)	Tempête de Nord-Est (Figure V. 15)	Tempête frontale (Figure V. 16)
Hauteur de la houle et déferlement	On observe une diminution de la hauteur de la houle qui déferle seulement sur les cornes de barre externe puis un second déferlement sur la barre interne (Figure V. 14C-D, Figure V. 15C-D, Figure V. 16C-D)		
Vitesses orbitales près du fond	Un maximum des vitesses orbitales aux abords de la barre externe et juste avant le déferlement au niveau de la barre interne est mis en évidence (Figure V. 14A, Figure V. 15A, Figure V. 16A)		
Circulation hydrodynamique se basant sur les vitesses intégrées sur la verticale	Un fort courant longitudinal ( $2,5 \text{ m.s}^{-1}$ ) orienté vers le nord au large immédiat de la crête de la barre interne au niveau de la zone de brisance (Figure V. 14B) et qui diminue dans la fosse interne ( $1 \text{ m.s}^{-1}$ ) est observé. La déviation vers le NE au nord est un artéfact dû à un effet de bordure	Un fort courant longitudinal ( $1,5 \text{ m.s}^{-1}$ ) orienté vers le sud entre le trait de côte et la crête de la barre interne au niveau de la zone de brisance (Figure V. 15B) et qui forme des cellules de circulation convectives au niveau des ventres de la barre interne est mis en évidence. Localement, les courants ont une composante dirigée vers le large (Figure V. 15B)	Un fort courant transversal ( $2 \text{ m.s}^{-1}$ ) orienté vers le large au niveau des cornes de la barre externe et orienté vers la côte au niveau de ses ventres, organisé en cellules de circulation est visualisable. Ces boucles de recirculation existent aussi au niveau de la barre interne mais présentent des vitesses moins élevées ( $0,8$ à $1 \text{ m.s}^{-1}$ ) (Figure V. 16B)

**Tableau V. 5 : Récapitulatif des principaux résultats obtenus à partir des modélisations avec Shorecirc pour  $H_{1/3} = 4\text{m}$ .**

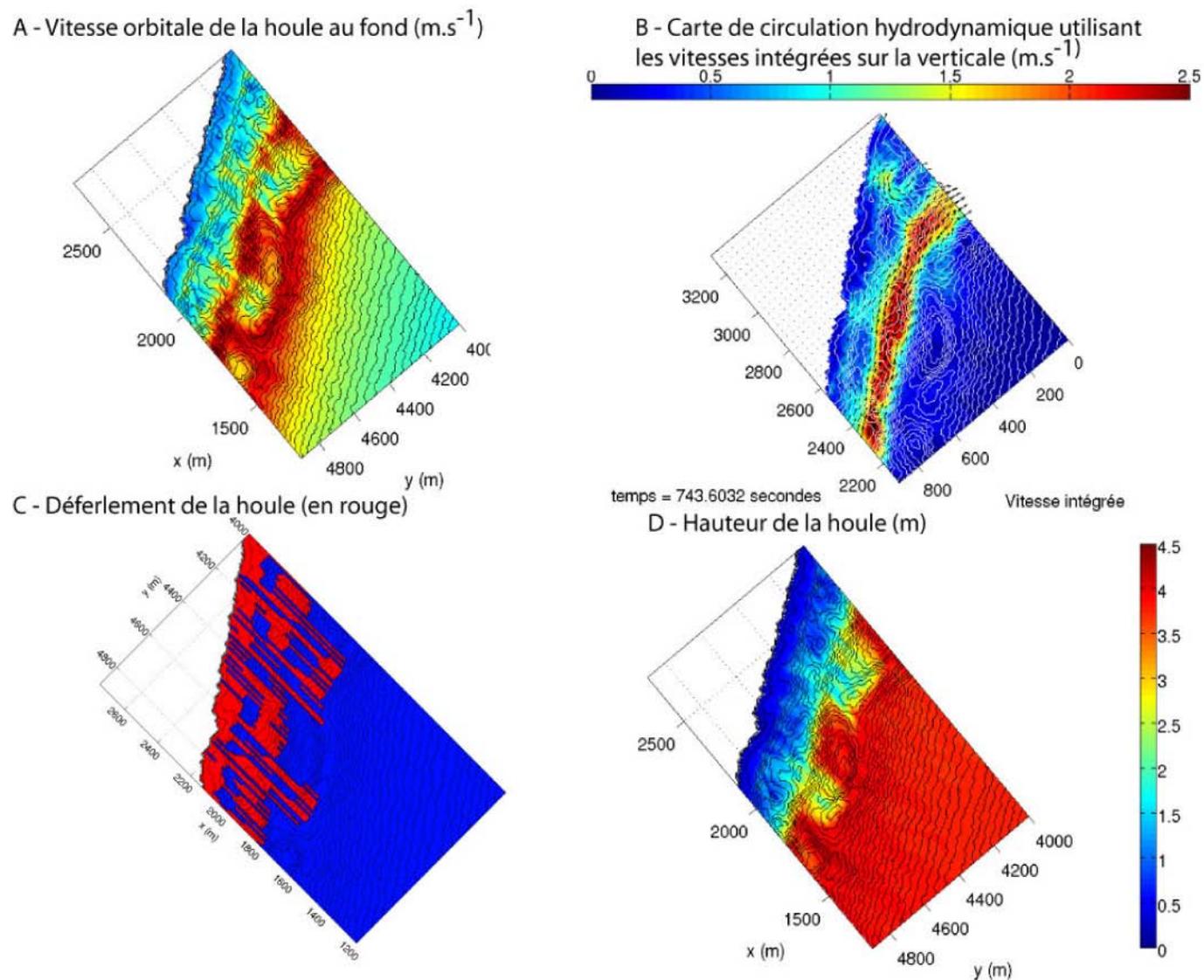


Figure V. 14 : Modélisation hydrodynamique pour une houle d'entrée de  $H_{1/3} = 4$  m, de période 8 secondes et d'incidence sud-est. A – Représentation des vitesses orbitales de la houle au niveau du fond. B – Carte de circulation hydrodynamique utilisant les vitesses intégrées sur la verticale. C – Déferlement (en rouge) et propagation (en bleu) de la houle sur le système. D – Hauteur de la houle sur le système.

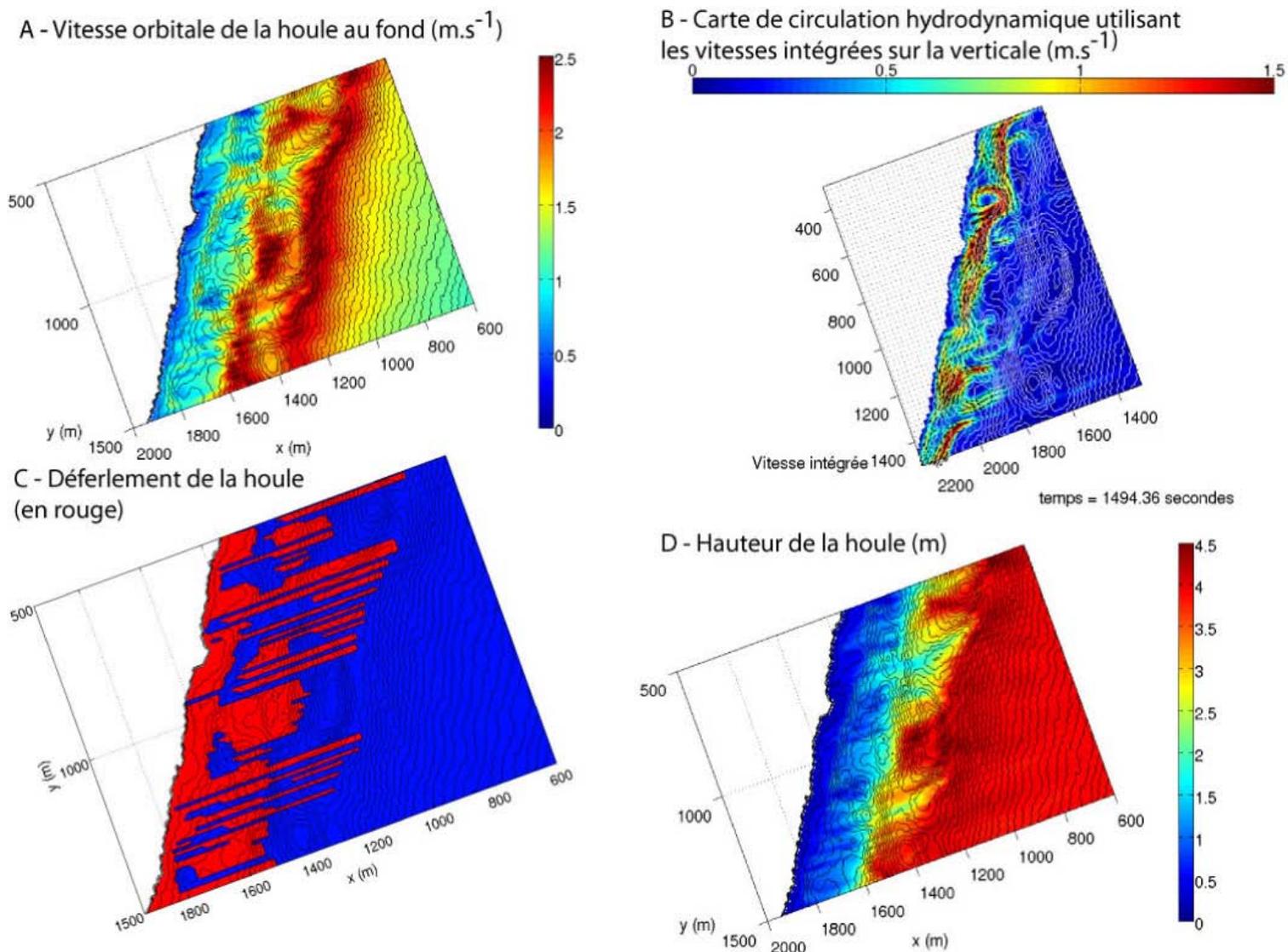


Figure V. 15 : Modélisation hydrodynamique pour une houle d'entrée de  $H_{1/3} = 4$  m, de période 8 secondes et d'incidence nord-est. A – Représentation des vitesses orbitales de la houle au niveau du fond. B – Carte des vitesses intégrées sur la verticale. C – Déferlement (en rouge) et propagation (en bleu) de la houle sur le système. D – Hauteur de la houle sur le système.

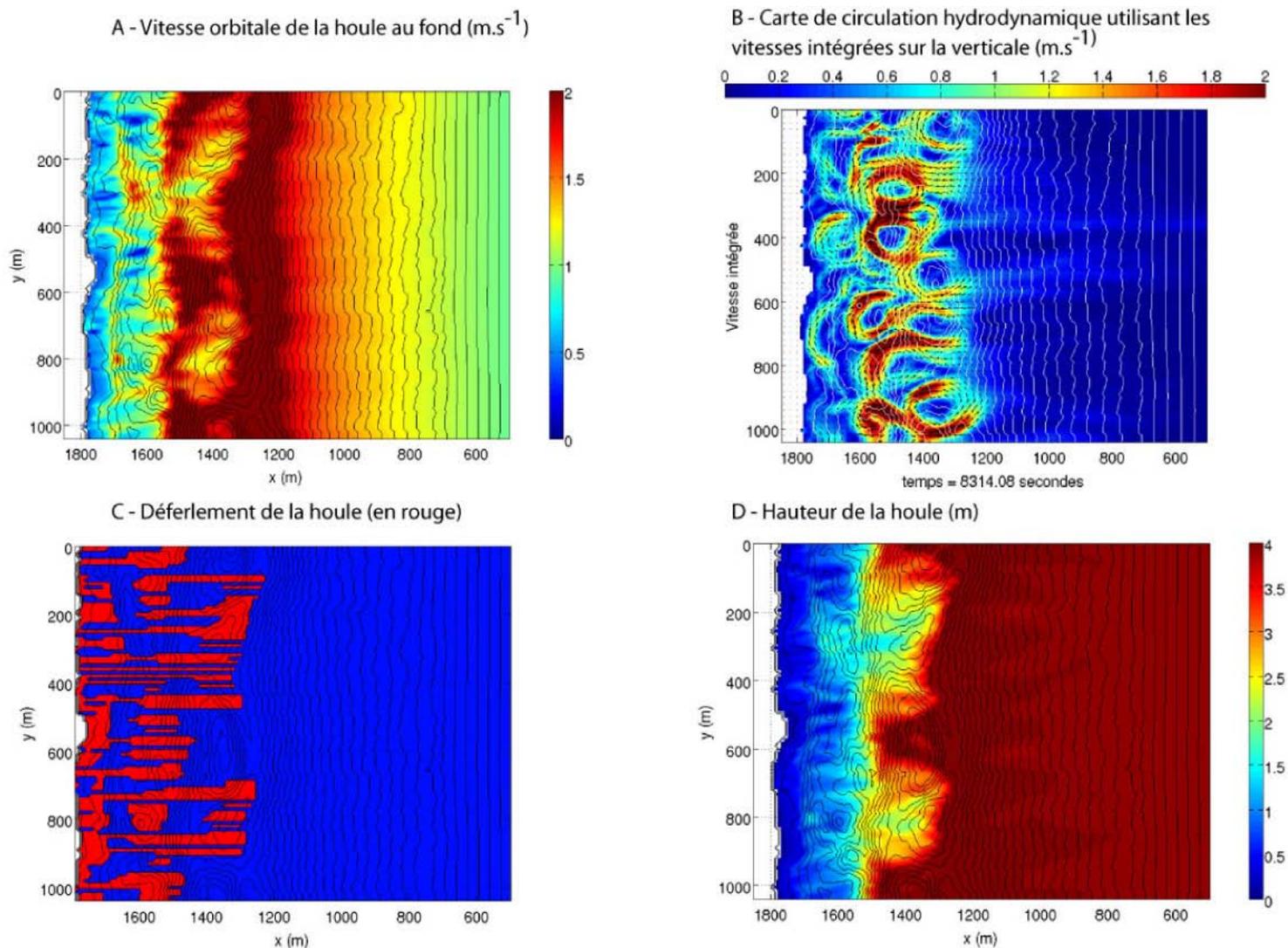


Figure V. 16 : Modélisation hydrodynamique pour une houle d'entrée de  $H_{1/3} = 4$  m, de période 8 secondes et d'incidence frontale. A – Représentation des vitesses orbitales de la houle au niveau du fond. B – Carte des vitesses intégrées sur la verticale. C – Déferlement (en rouge) et propagation (en bleu) de la houle sur le système. D – Hauteur de la houle sur le système.

### **3.2. Cas d'une tempête d'incidence frontale $H_{1/3}$ égale à 7 m**

Les résultats pour une situation de tempête de  $H_{1/3}$  égale à 7 m (décennale) montrent :

- Une diminution de la hauteur de la houle (Figure V. 17A) au niveau du passage des deux crêtes de barres, de 2 m à 1,2 m au passage de la barre externe et de 0,8 à 0,4 m au passage de la barre interne.
- Un maximum des vitesses orbitales juste au large des crêtes des barres externe et interne au niveau des zones de brisance (Figure V. 17B).
- Un fort courant transversal ( $2 \text{ m.s}^{-1}$ ) est orienté vers le large au niveau des cornes et des ventres de la barre externe, et orienté vers la côte sur les flancs des cornes de la barre externe, et organisé en cellules de circulation au niveau de ses fosses. Ces cellules existent aussi niveau des ventres de la barre interne (Figure V. 17C). Près du fond, cette même organisation est observable, avec toutefois une atténuation des vitesses de courants au niveau des cellules de circulation des fosses externes et la mise en place de forts courants de retour.

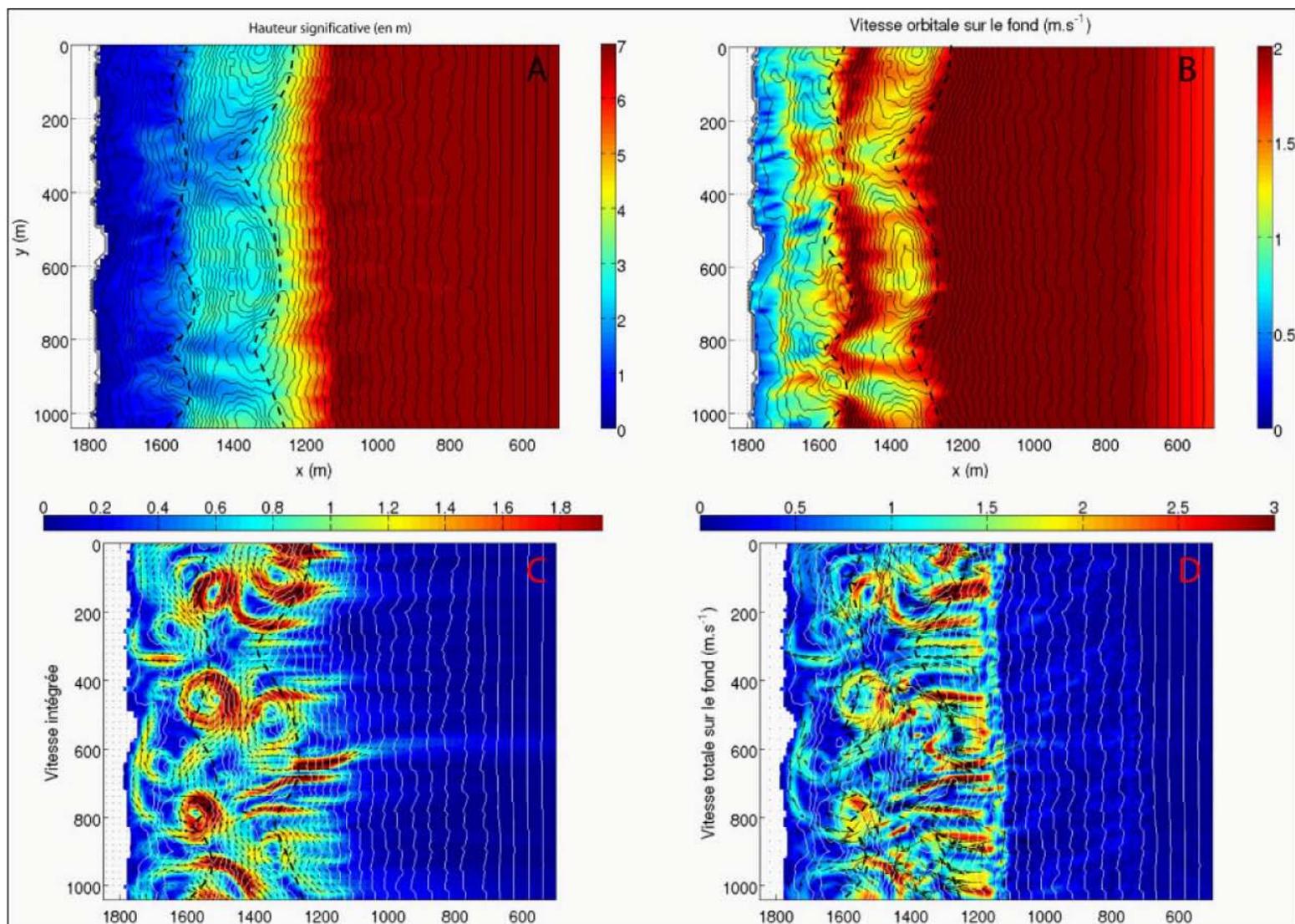


Figure V. 17 : Modélisation hydrodynamique pour une houle d'entrée de  $H_{1/3} = 7$  m, de période 8 secondes et d'incidence frontale. A – Carte des hauteurs significatives. B - Représentation des vitesses orbitales de la houle au niveau du fond. C – Carte des vitesses intégrées sur la verticale. D – Carte des vitesses près du fond.

## 4. Interprétation

### 4.1. *Sous conditions de faible agitation*

#### 4.1.1. La houle

La hauteur et la période de la houle étant relativement faibles pendant la campagne de mesures intensive ( $H_{1/3}$  maximale de 1,5 m), la réfraction n'est pas très nette sur le système de festons externes (l'observation de terrain la met en évidence pour des tempêtes de  $H_{1/3}$  supérieure à 4 m) mais s'observe bien sur le système interne notamment lors de la situation du 25 janvier 2007 pour ce type de tempêtes qui est assez fréquent dans le golfe du Lion (Tableau V. 3). La propagation de la houle, comme on s'y attendait [Jackson *et al.*, 2005 ; Backström *et al.*, 2005 ], va donc être fortement influencée par la bathymétrie du système de barres dès son arrivée sur le revers de la barre externe et encore plus dans les petit-fonds.

#### 4.1.2. Les courants

##### 4.1.2.1. *Situations de tempête modérée*

Lors des tempêtes à houle oblique modérées à faibles ( $H_{1/3}$  max. de 2 m), les courants moyens sont majoritairement orientés selon la direction du courant de dérive littorale (situation du 22 janvier 2007 (Figure V. 7) et du 25 et 30 janvier 2007 (Figure V. 10, Figure V. 11)). La dérive littorale cumule aussi visiblement la circulation engendrée par le vent qui se propageait dans la même direction. On peut ainsi noter la présence d'un courant longitudinal marqué au niveau du glaciais (ADV du large), hors de la zone de déferlement lors des maxima de tempête de faible intensité. Plus surprenant, l'intensité des courants est relativement uniforme sur la verticale, certainement en raison de l'influence du forçage éolien. Les courants sont cependant plus faibles près du fond en raison du frottement.

Des courants de retour, près du fond et en direction du large, sont observés (ex . le 30 janvier au dessus de la corne du feston externe (Figure V. 11) ou moins marqué le 22 janvier 2007) ; ils s'atténuent lorsque les  $H_{1/3}$  diminuent en fin de tempête (Figure V. 7). La surcote semble avoir un rôle dans leurs développements, les courants étant mieux exprimés lorsque la surcote est plus forte (le 22 janvier 2007, la surcote est moins importante que celle du 25 janvier 2007 (Figure V. 10)). Par ailleurs, ces courants de fond sont influencés par la bathymétrie de la barre interne. En effet, lors de ces tempêtes, les courants les mieux exprimés se situent à la racine des chenaux de vidange.

De faibles courants d'arrachement s'expriment lors des tempêtes modérées. Lors de la

fin de tempête du 22 janvier 2007 (Figure V. 7), les courants de la partie supérieure de la colonne d'eau, au niveau de la barre externe, ont une composante transversale notable en direction du large.

En résumé pour les tempêtes modérées, la zone située près du bord présente les plus grandes intensités de courants et voit s'exprimer les deux courants principaux, dérive littorale et courants de retour (situations du 25 et du 30 janvier 2007 sur les ADV2 et ADV3). L'influence de la bathymétrie sur la mise en place de ces courants de retour peut être forte. Le système externe n'est pas actif en dehors de la circulation générale, en particulier celle liée au vent.

#### *4.1.2.2. Situation de Tramontane*

Le vent de NW, le plus fréquent sur la zone d'étude, induit une décote et une faible dérive littorale nord-sud (Figure V. 12). Les courants peu intenses situés près du fond ont une légère composante vers la côte, pouvant participer à la construction de la plage en cas de concomitance avec une faible houle d'E générée en Méditerranée occidentale.

#### *4.1.2.3. Situation de beau temps*

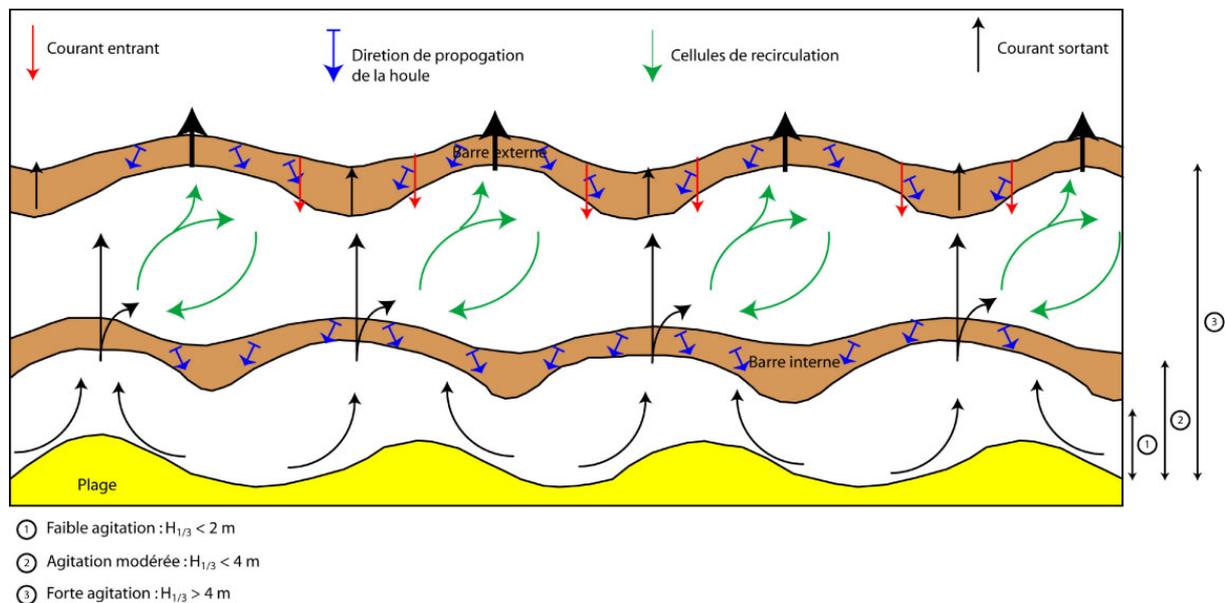
La situation de beau temps (Figure V. 13) met en jeu des courants peu significatifs, assez aléatoires et de très faible intensité.

### **4.2. Sous conditions de forte agitation**

Lors des tempêtes de forte énergie ( $4 \text{ m} < H_{1/3} < 7 \text{ m}$ ), en plus de l'influence de la dérive littorale, des courants de retour et du vent, la bathymétrie exerce également une influence notable sur la circulation des courants avec la mise en place de cellules de circulation intenses mises en évidence par la modélisation numérique au niveau des fosses et ventres du système interne, préférentiellement lors d'évènements d'incidence frontale. En effet, ces cellules s'atténuent lors d'évènements d'incidence oblique au profit d'un courant de dérive littorale, de direction moins uniforme sur la colonne d'eau que lors des tempêtes faiblement énergétiques. Dans le cas de tempêtes de houle dite décennale ( $H_{1/3} \geq 7 \text{ m}$ ), la zone de déferlement couvre l'ensemble des systèmes interne et externe et concourt à l'enclenchement de boucles de circulation emboîtées pour les deux systèmes toujours sous le contrôle de la bathymétrie générale. Ces courants sont dirigés vers le large en face des ventres et des cornes de la barre externe alors qu'au niveau des flancs des cornes, ils sont dirigés vers la côte.

### 4.3. Schéma de circulation hydrodynamique

Les cartes de circulation hydrodynamique ont permis d'établir un schéma simplifié des courants entrant et sortant (Figure V. 18) en fonction d'une houle d'incidence frontale pour les différentes conditions d'agitation. Dans le cas d'une forte agitation ( $H_{1/3} > 4$  m), la houle converge au niveau des points hauts et divergent dans les ventres. Les courants entrants se situent sur les flancs des cornes des barres. Au niveau des fosses, des cellules de recirculation se mettent en place alimentées par les courants entrants et entretenant le motif festonné des barres. Les courants d'arrachement empruntent les chenaux de vidange du système interne, puis sont maximum au niveau des ventres et minimum au sommet des cornes de la barre externe. Ceux situés au dessus des cornes externes sont le résultat de l'expulsion des masses d'eau par les chenaux de la barre interne (Figure V. 18). Dans le cas d'une houle d' $H_{1/3} < 4$  m, seule le système interne est activé.



**Figure V. 18 : Modèle schématique de circulation hydrodynamique intégrée sur la verticale au dessus du système à deux barres festonnées de Leucate-Plage, sous conditions de houle de forte énergie et d'incidence frontale (en bleu). Les courants entrants sont en rouge et les courants sortants en noir.**

## 5. Comparaison de la circulation observée et de différents schémas hydrodynamiques pour les systèmes de barres d'avant-côte festonnées

Certains auteurs [Van Rijn, 1998 ; Wright et Short, 1984 ; Short, 1999] proposent un schéma hydrodynamique basé sur des observations et des mesures de terrain selon lequel des courants d'arrachement se mettraient en place en direction du large au niveau des ventres des festons lors des tombants de tempête pour un système à une barre (Figure V. 19).

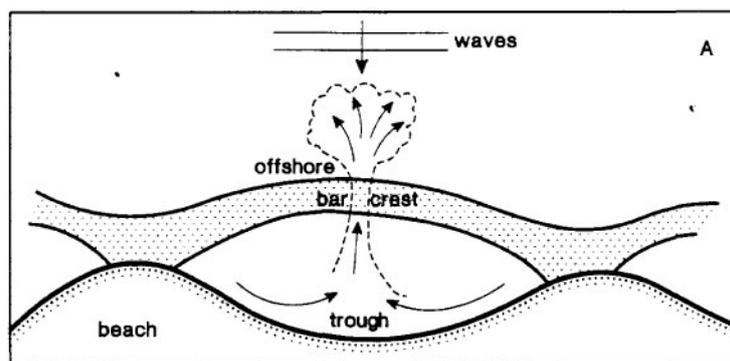


Figure V. 19 : Courants observés lors du tombant de tempête pour un littoral à barres d'avant-côte en festons RBB [Van Rijn, 1998].

Ces courants peuvent provoquer des variations bathymétriques du système, même s'ils ont une faible intensité [MacMahan *et al.*, 2006 ; MacMahan *et al.*, 2008]. Froidefond *et al.* [1990], à l'aide de modèles de réfraction, propose des schémas hydrodynamiques différents, en milieu méso- et macrotidal, selon les différentes situations de marée : (1) lors des marées basses, les courants d'arrachement semblent localisés au niveau des ventres (comme cela est proposé par Van Rijn [1998] et Short [1999]) ; (2) tandis qu'à marée haute, ces mêmes courants se localisent au-dessus des cornes des festons en direction du large. Dans le contexte microtidal, il semble logique de se dédouaner des processus liés à la marée.

D'une manière plus générale, les faibles  $H_{1/3}$  enregistrées durant la campagne n'ont pas permis d'observer des courants d'arrachements de forte intensité au niveau du système externe. La disposition des instruments sur le système interne ne permet pas non plus une interprétation détaillée du phénomène à la côte. Le rôle des ondes infragravitaires dans les variations d'intensité de ces courants [McKenzie, 1958 ; Chappell & Wright, 1978] n'a pas non plus pu être analysé.

Toutefois, à Leucate-Plage, le 22 janvier 2007, un courant d'arrachement, peu intense et dirigé vers le large, est observé au niveau du ventre du feston externe (de manière identique à ceux décrit par les trois auteurs pour le cas à marée basse), mais ce courant reste peu significatif en comparaison de ceux décrits dans la bibliographie [Masselink & Hegge, 1995 ; Aagaard *et al.*, 1997 ; Froidefond *et al.*, 1990]. La situation du 25 janvier 2007 où on note un courant de fond, dirigé vers le large au niveau du système externe, et un courant de surface croisé, orienté nord-sud au niveau du ventre du feston externe, met en avant l'influence de l'incidence de la houle et la mer de vent associée qui pourraient empêcher la formation en surface du courant d'arrachement [Sonu, 1972]. Le schéma de circulation interprétatif établi pour Leucate-Plage (Figure V. 18) correspond globalement à la proposition de Van Rijn mais reste plus complexe en raison de l'emboîtement des deux systèmes de barres. Dans le système

interne, les courants dirigés vers le large dans les chenaux peuvent percer ponctuellement la crête sableuse des ventres en créant des chenaux.

Les ordres de grandeur du courant de retour observés sont compatibles avec ceux décrits dans la bibliographie à partir des enregistrements et des modèles numériques [Sallenger, 1983 ; Haines & Sallenger, 1994 ; Masselink & Black, 1995]. Il est également vrai que ces courants semblent s'exprimer préférentiellement au niveau des cornes des barres et des crêtes, là où la tranche d'eau est la plus faible et le déferlement le plus important [Greenwood & Osborne, 1990 ; Osborne & Greenwood, 1990 ; Smith *et al.* 1992 ; Smith, 1994].

La dérive longitudinale est plus faible que ce qui peut être décrit pour d'autres sites mais reste un élément important de la circulation. Malgré une bonne formulation de ce phénomène [Bowen & Inman, 1969 ; Longuet-Higgins, 1970a et 1970b], peu d'observations détaillées ont été réalisées. Ce courant ne subit pas ici d'importantes variations en fonction de la profondeur et semble uniforme sur la colonne d'eau, certainement aussi dans notre cas très influencé par les mers de vent associée aux arrivées de houle d'incidence oblique observées. Les vitesses maximales se produisent au niveau de la crête interne en bon accord avec la théorie développée par Thornton & Guza [1986, 1989] mais en désaccord avec les observations faites par Greenwood & Sherman [1986] et Smith *et al.* [1993] qui observent des courants avec des intensités maximales au niveau des fosses comme ce qui a pu être observé sur d'autres sites microtidaux du Golfe du Lion à barres rectilignes [Certain & Barousseau, 2005].

En résumé, la faible intensité des tempêtes n'a pas permis d'observer de forts courants d'arrachement et de retour au-dessus du système de Leucate-Plage, rendant difficile la comparaison avec des schémas connus et nécessitant le passage par des simulations numériques pour réaliser des comparaisons. Malgré ce handicap notable, on montre que la dérive littorale s'exprime uniformément sur toute la colonne d'eau, permettant de mettre aussi en avant le rôle du vent dans la circulation. L'importance des boucles de circulation est capitale lors de conditions plus énergétiques, notamment avec une houle frontale.

## ***II. Morphodynamique du système sableux***

### **1. Morphodynamique de la plage émergée**

#### ***1.1. Caractérisation morphologique de la plage émergée***

Les différents levés topographiques permettent de décrire finement la configuration morphologique-type de la plage (Figure V. 20). La nomenclature proposée ici a été utilisée afin de pouvoir comparer les unités morphologiques homologues entre les différentes cartes réalisées. Lors de ces comparaisons, le niveau 0 a été rapporté à l'altitude du talus de collision du premier levé (Figure V. 1, trait bleu).

En arrière de la plage, le pied de dune est observable, en violet (Figure V. 20). Ce cordon dunaire est segmenté en une série de buttes (B1, B2 et B3) au début du suivi. En arrière du cordon, se localise une piste non carrossable qui marque la limite des levés topographiques. La segmentation du cordon fait suite aux effets destructeurs des tempêtes de forte intensité comme celle de 1997 où la portion du cordon en face de la dépression D2 a été détruite. D'autres petites entailles étaient également présentes en nombre le long du cordon. Durant le suivi, des travaux d'aménagement et de protection du littoral ont été entrepris (printemps 2008) et le cordon dunaire a été totalement restauré sur l'ensemble de son linéaire. Ce cordon dunaire ne fait pas l'objet du suivi.

La plage du secteur suivi est caractérisée par deux dépressions (D1 et D2) séparées par des plats de plage (PP1, PP2 et PP3). Ces deux dépressions permanentes présentent des variations d'altitude comprises localement entre la dizaine de centimètres et le mètre au maximum. La dépression D1, généralement plus profonde, peut subir davantage de processus d'érosion ou d'accrétion que la dépression D2. Les plats de plage forme des plateaux, d'inclinaison quasi-nulle.

A l'interface entre la plage et la mer, le trait de côte forme de grandes sinuosités de plage (Figure V. 21). Ces dernières, constituées de positions avancées (cornes A1, A2 et A3) et de positions reculées (ventres R1, R2), seront décrites plus en détail dans la partie suivante relative au trait de côte (cf. *Morphodynamique du trait de côte*). Elles englobent une berme, plus ou moins pentue selon sa position géographique (quelques degrés). Il est important de noter que les cornes se situent en face des plats de plage (PP1, PP2 et PP3). Les ventres de sinuosités sont eux positionnés en face des dépressions de la plage (D1 et D2).

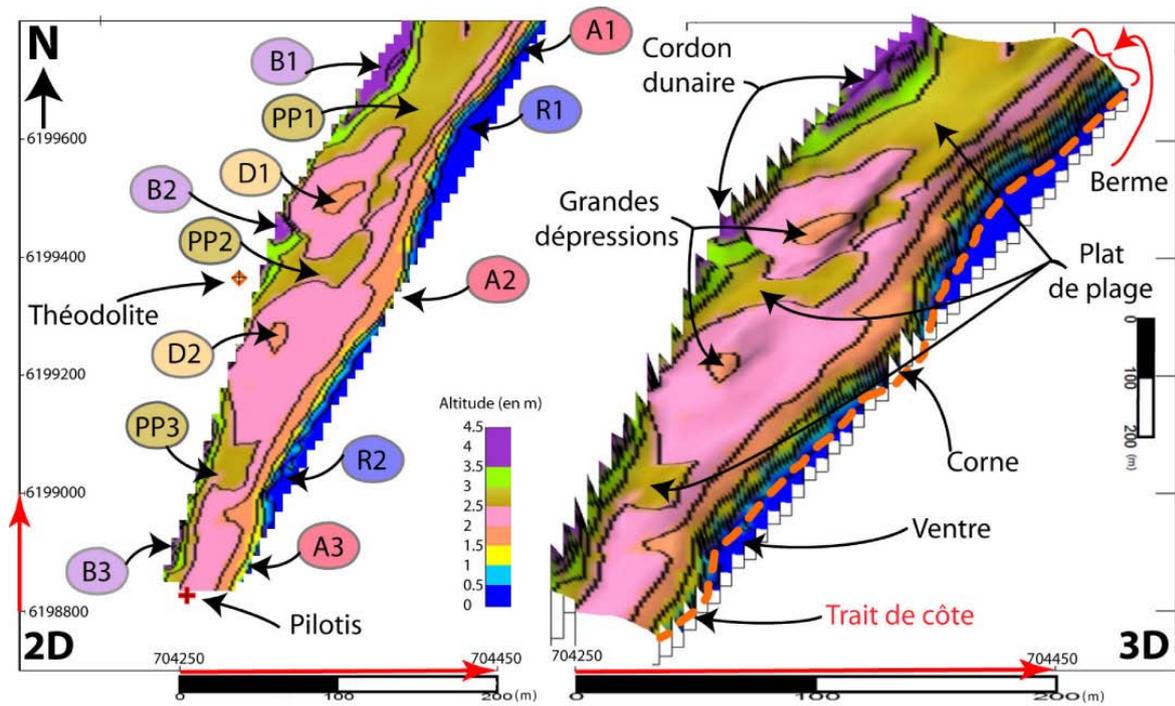


Figure V. 20 : Morphologie et nomenclature utilisée pour la comparaison des cartes topographiques de la plage émergée en 2D et en 3D (projection en Lambert 93).

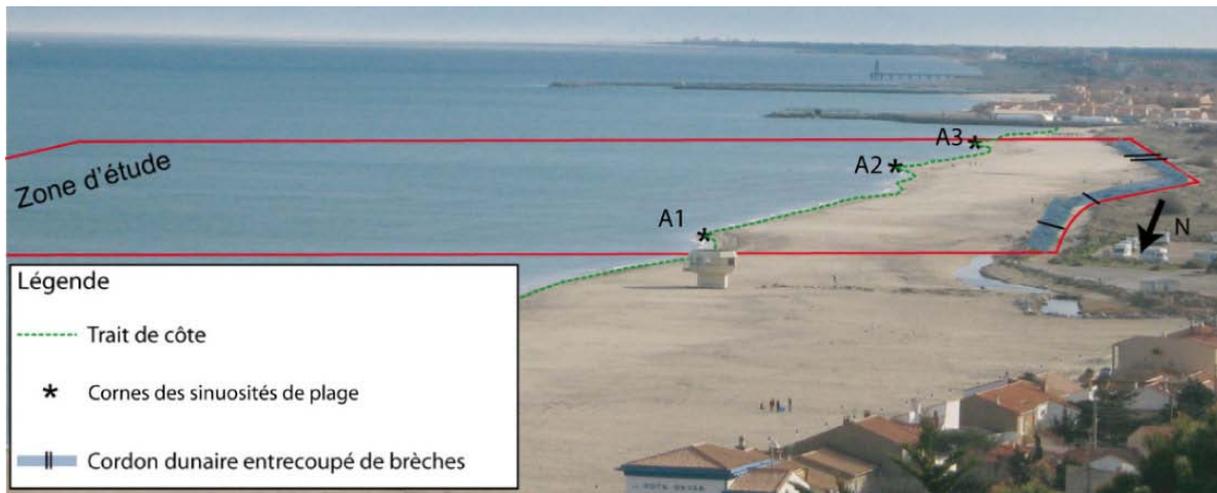


Figure V. 21 : Photographie aérienne oblique de la zone d'étude prise en mars 2007, mettant en évidence les sinuosités du trait de côte et la discontinuité du cordon dunaire.

### 1.2. Réponse morphologique de la plage émergée

Une analyse fine des différents levés est réalisée afin de pouvoir étudier la réponse morphologique (Figure V. 23). Plusieurs profils topographiques ont aussi été extraits afin de qualifier l'évolution topographique en 2D (Figure V. 22, Figure V. 24). L'ensemble des données morphologiques est relié aux mesures hydrodynamiques afin de dégager les tendances évolutives en fonction des conditions hydrodynamiques enregistrées (Figure V. 3).

La plage a une largeur comprise entre 50 m (au sud) et 150 m (au nord). La pente y est

faible, environ un degré en moyenne du cordon dunaire au talus de collision. Toutefois, la pente mesurée dépend de la position des points de mesures choisis. Durant cette étude (2006 à 2008), la pente de la zone de jet de rive a varié de 1,5° à 6°. Cette variation de pente est mise en évidence sur la Figure V. 22 où deux profils extrêmes sont représentés, l'un pour un plat de plage au niveau de la corne A2, l'autre pour une dépression de plage au niveau de la dépression D2.

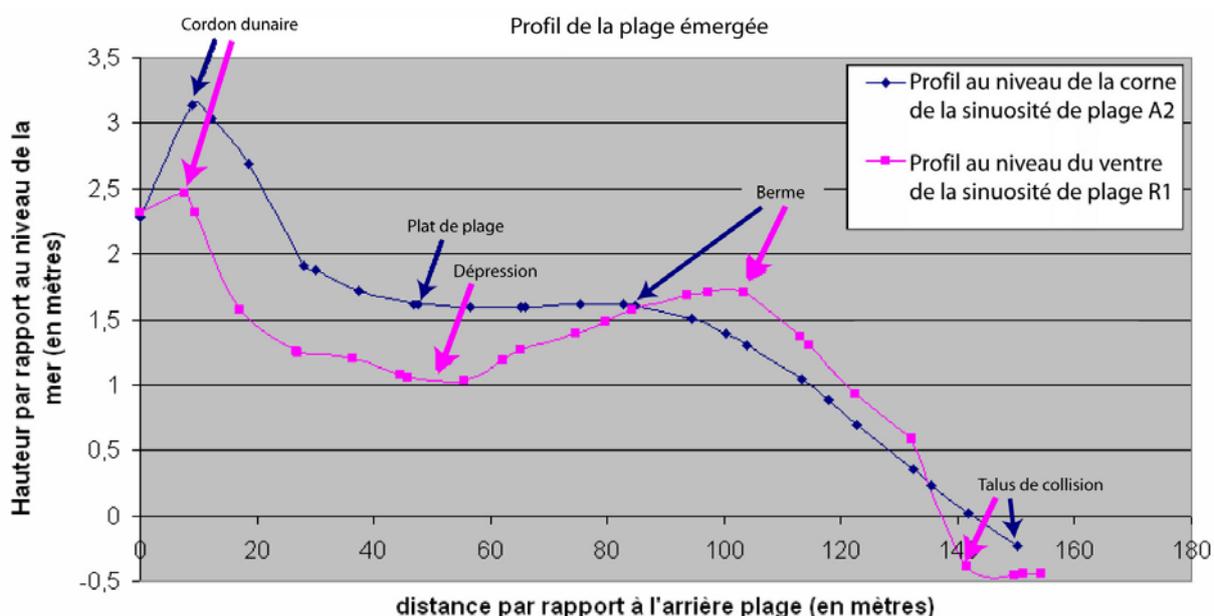


Figure V. 22 : Profils extrêmes mettant en évidence les variations de pente au niveau de la plage émergée. Le profil bleu illustre une section transversale, située au niveau de la corne de sinuosité A2, à pente douce et moyenne alors que le profil rose illustre une coupe au niveau d'une des grandes dépressions (D2).

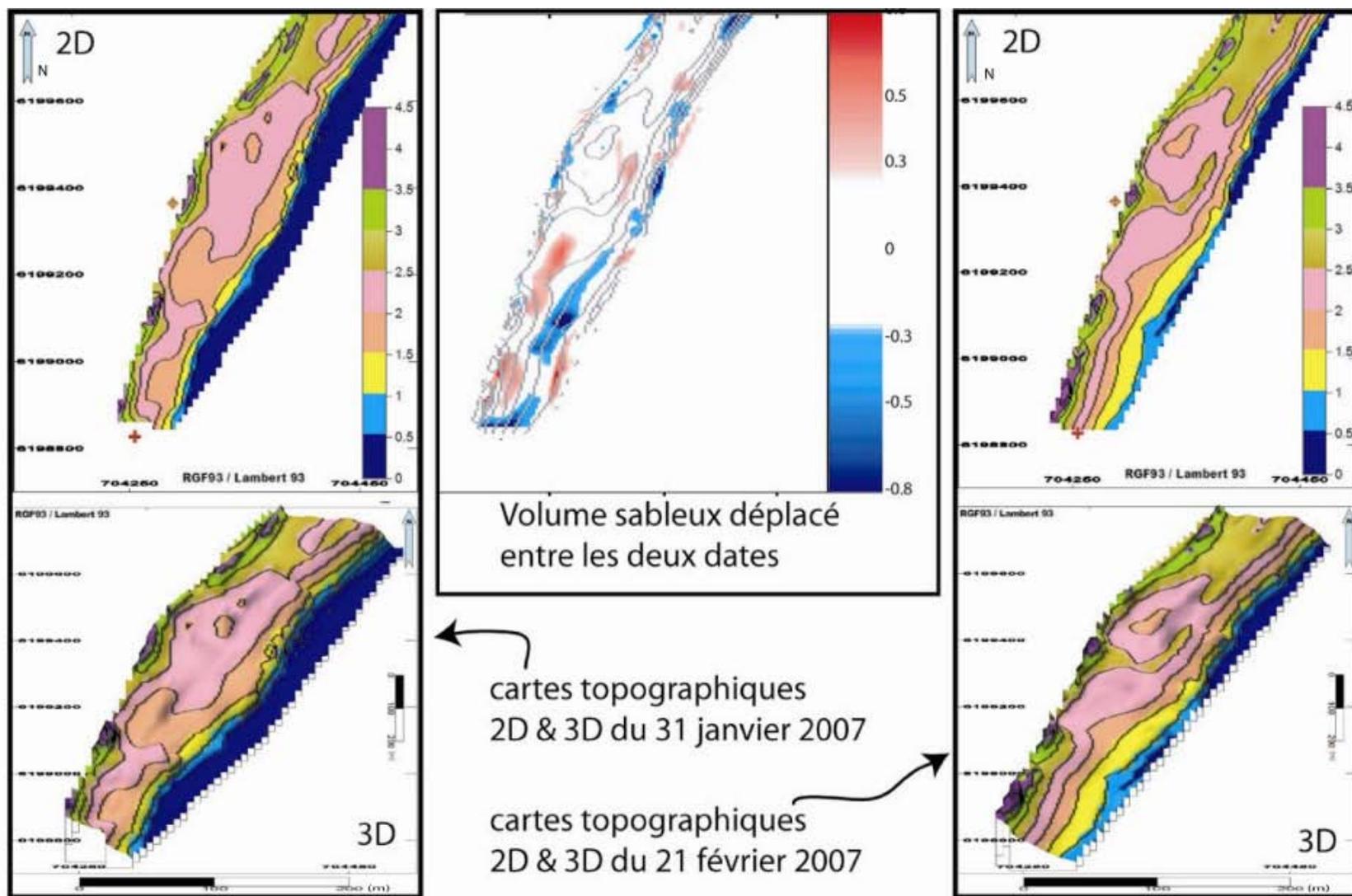


Figure V. 23 : Exemple de comparaison des cartes topographiques (2D en haut et 3D en bas) entre deux dates successives utilisant le calcul différentiel de volume pour visualiser les principales zones de changements morphologiques. Les zones en rouge sont des zones d'acrétion et les zones en bleu des zones d'érosion.

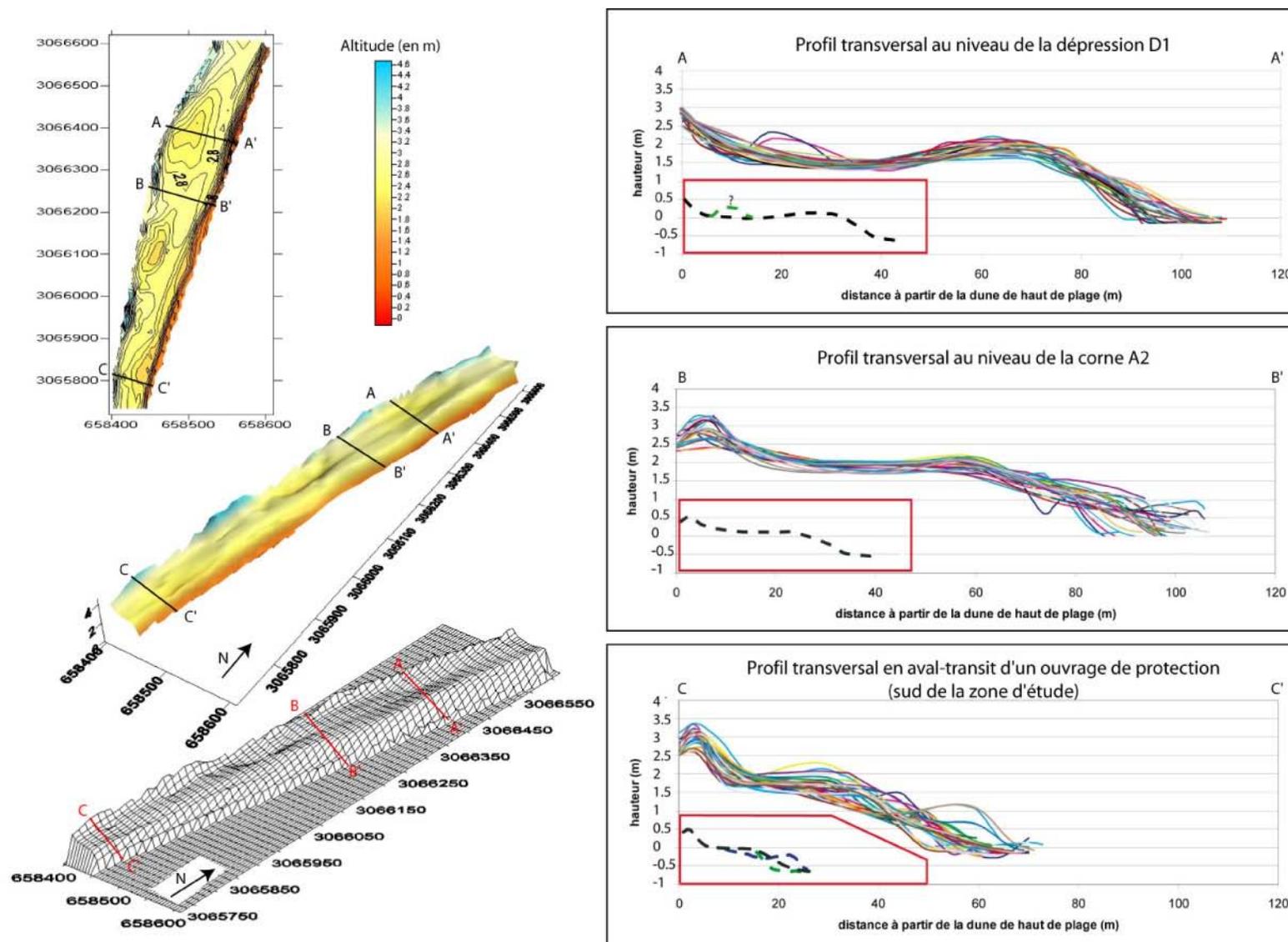


Figure V. 24 : Représentation en 2 et 3 dimensions de la topographie de Leucate Plage des 5 et 6 avril 2006 (à gauche). Compilation de tous les profils topographiques sur la zone (à droite) au niveau d'un ventre de sinuosité de plage avec sa dépression de haut de plage associée et d'une corne de sinuosité avec son plat de haut de plage.

L'analyse de toutes les cartes tridimensionnelles révèle des variations topographiques comprises entre la dizaine de centimètres et le mètre, au niveau de la plage dans son intégralité pouvant atteindre des variations volumétriques comprises entre  $3500 \pm 500 \text{ m}^3$  pour des épisodes de tempêtes modérées ( $H_{1/3} \approx 2 \text{ m}$ ) et  $15000 \pm 500 \text{ m}^3$  pour des épisodes de tempêtes annuelles ( $H_{1/3} \approx 4 \text{ m}$ ). Ces variations peuvent représenter des zones localisées d'érosion ou d'accrétions de  $1000 \pm 500 \text{ m}^3$  (par surface proche de  $16000 \pm 500 \text{ m}^2$ ). La variation de volume au niveau d'un ventre et d'une corne de sinuosité de plage sont assez proches, environ  $50 \pm 10 \text{ m}^3/\text{mètre linéaire}$ .

Les éléments morphologiques de la plage qui évoluent le plus sont la berme, le cordon dunaire et la distance transversale (ET) entre le ventre et la corne d'une sinuosité de plage, qui définit en fait le caractère plus ou moins marqué de l'ondulation du trait de côte (ET, Figure V. 25). Ce dernier caractère sera détaillé dans la partie suivante relative à la morphodynamique du trait de côte.

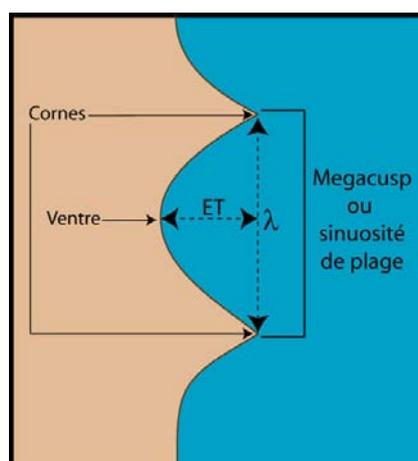


Figure V. 25 : Représentation schématique d'une sinuosité de plage. ET désigne l'extension transversale entre la position des cornes et celle du ventre de sinuosité de plage et  $\lambda$  la distance séparant deux cornes.

### 1.2.1. Morphodynamique au niveau d'une dépression de plage et d'un ventre de sinuosité de plage

Au niveau de la dépression D1, le profil transversal nord (Figure V. 24) montre une faible variabilité verticale (environ 50 cm). La plage peut atteindre une largeur proche de 90 m, supérieure à celle du profil au niveau de la corne A2, car ce dernier est situé au niveau d'une concavité du cordon dunaire (Figure V. 24). Un profil moyen transversal, en trait pointillé noir, peut être déterminé sur cette partie de la plage (Figure V. 24, profil transversal nord). Ce profil (Figure V. 20) est marqué par un cordon dunaire bien développé, situé à 3 m au dessus du niveau 0 de référence du talus de collision. La plage est marquée par la présence de la dépression D1 dont l'amplitude varie de 50 cm à 1 m. Au début du suivi en avril 2006,

une accumulation de sable était présente dans D1 (Figure V. 24, profil nord, en vert). Elle a ensuite disparu définitivement sous l'action d'une tempête fin mai 2006. L'altitude de la crête de berme de ce profil a varié de 50 cm au maximum. Ponctuellement, la berme est devenue dissymétrique avec le flanc du jet de rive plus abrupt, sous l'action des houles de forte énergie ( $H_{1/3} \geq 2,5$  m). De nombreuses variations transversales de la position de la crête de la berme ont été enregistrées au cours de ce suivi, une séquence en conditions d'énergie de houle décroissante est présentée ici (Figure V. 26).

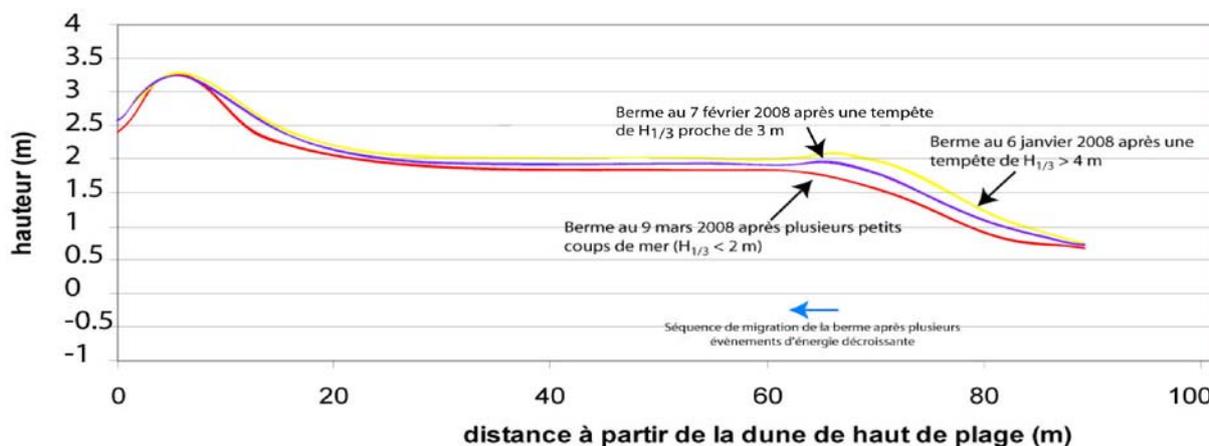


Figure V. 26 : Séquence de migration de la berme enregistrée entre le 6 janvier 2008 et le 9 mars 2008, au niveau d'un ventre de sinuosités de plage lors d'épisodes hydrodynamiques d'énergie décroissante, concomitant d'une érosion totale d'environ  $55 \text{ m}^3 \cdot \text{ml}^{-1}$ .

La position la plus extrême en configuration de berme avancée vers la mer a été enregistrée le 6 janvier 2008 suite à une tempête de  $H_{1/3} > 4$  m (3 janvier 2008), où la crête est la plus proche de la mer et la zone de jet de rive est très pentue (Figure V. 26). Dans le mois qui a suivi, un premier coup de mer, le 4 février 2008 d'énergie moins importante, a fait migrer la crête vers le cordon dunaire, diminuant son altitude et sa pente (Figure V. 26). En mars 2008, une nouvelle position de la berme a été enregistrée en position encore plus reculée et abaissée. Dans l'intervalle, plusieurs petits coups de mer ( $H_{1/3} < 2$  m) ont été enregistrés. La berme formée à leur suite présente une position plus aplanie, avec une crête moins marquée et un flanc externe moins pentu (Figure V. 26).

En conclusion, en période de tempête, la crête de la berme peut se rapprocher du talus de collision dont la position transversale varie peu (quelques mètres) (Figure V. 27, profil bleu). Avec des conditions faiblement énergétiques, la berme s'aplanit, sa position de crête s'éloigne du talus de collision (Figure V. 27, profil marron).

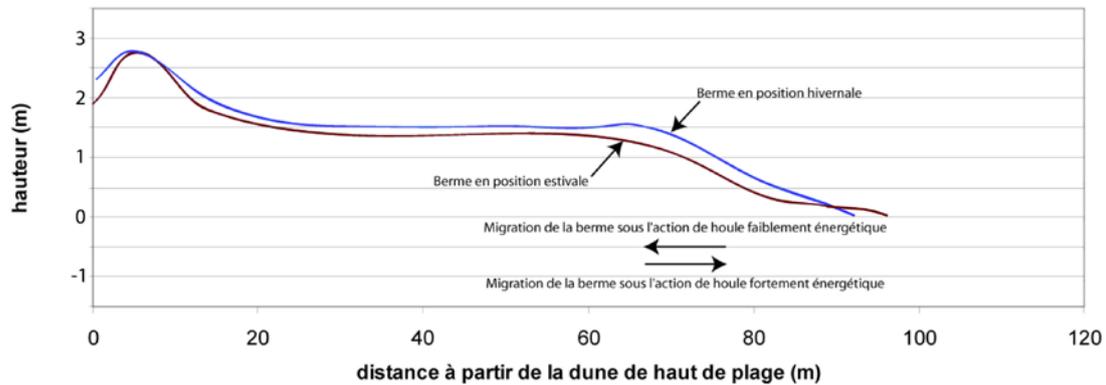


Figure V. 27 : Migration des profils transversaux moyennés de la plage émergée au niveau d'un ventre d'une sinuosité de plage et sous l'action de houles faiblement énergétiques (en marron) et fortement énergétiques (en bleu).

### 1.2.2. Morphodynamique au niveau d'une corne de sinuosité de plage

Au niveau de la corne de sinuosité de plage A2 (Figure V. 24), la largeur de la plage est proche de 80 m et un profil moyen transversal, en trait pointillé noir, peut être déterminé (Figure V. 24). Ce profil est caractérisé par un cordon dunaire développé pouvant atteindre 3,5 m d'altitude. Le dénivelé est régulier et la plage est relativement plane, elle ne présente pas de dépression en arrière de la berme mais un plat de plage (PP2) (Figure V. 20). La berme est peu prononcée, surtout en conditions de faible énergie. Elle avance vers la mer en période de beau temps (comme le talus de collision) et recule sous l'action de conditions plus énergétiques (Figure V. 28), suivant un comportement opposé à celui du profil situé au niveau des ventres des sinuosités, décrit précédemment (Figure V. 27).

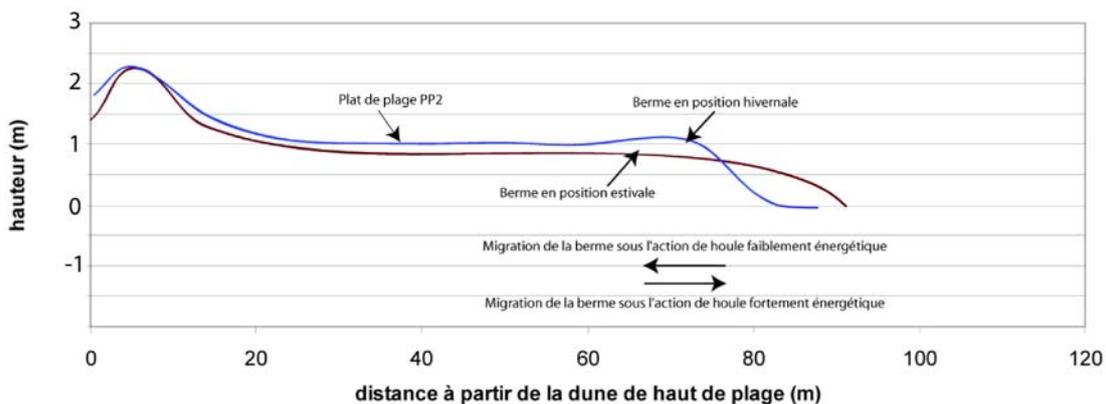


Figure V. 28 : Migration des profils transversaux moyennés de la plage émergée au niveau d'une corne d'une sinuosité de plage et sous l'action de houles faiblement énergétiques (en marron) et fortement énergétiques (en bleu).

Il est aussi possible d'observer la formation de microfalaises d'érosion, sous l'action de houles suffisamment énergétiques ( $H_{1/3} \geq 1,5$  m), dont les hauteurs maximales ont été de l'ordre de la vingtaine de centimètres. La position de ces falaises sur le modelé du trait de côte des sinuosités de plage est déterminée par l'incidence de la houle (Figure V. 32). Pour une houle

d'incidence sud-est, les falaises sont localisées sur la partie située immédiatement au sud de la corne des sinuosités de plage, à l'inverse pour une houle d'incidence nord-est.

### **1.2.3. Morphodynamique au niveau d'une corne en aval transit d'un ouvrage de protection**

Dans la partie la plus au sud de la plage, le profil transversal est plus complexe (Figure V. 24, profil sud). La largeur de la plage est comprise entre 40 et 60 m. Ce profil se situe au niveau du plat de plage PP3 (Figure V. 20). Cette grande dissemblance de comportement par rapport aux autres profils (cornes et dépressions de plage) est liée à la proximité des ouvrages du grau des ostréiculteurs mais également aux fondations cimentées d'un restaurant de plage, découvertes lors de levés topographiques à plusieurs reprises postérieurement à des événements de tempête de hauteur significative supérieure à 3 m, mettant en évidence une grande variabilité en z. De ces profils il est possible de distinguer 3 familles (Figure V. 24 C, profil sud, encadré rouge en bas à gauche) : (1) le profil moyen, en trait pointillé noir, qui est le plus fréquent sur le site ; (2) le profil post-tempête, en trait pointillé vert, qui est en position plus reculée ; (3) le profil faisant suite à une longue période de calme, en trait pointillé bleu, avec une berme bien marquée et avancée vers la mer.

Le comportement de la plage en aval-transit de l'ouvrage ressemble finalement plus à ce qu'on aurait pu supposer imaginer sur toute la plage avant de réaliser ce suivi, à savoir une réponse rapide au forçage, alors que sur la partie de la plage non influencée par l'ouvrage on remarque une certaine inertie du système et des mouvements dans les profils moins amples.

### ***1.3. Morphodynamique du trait de côte***

Le trait de côte décrit de grandes sinuosités (*megacusps*), de  $\lambda = 600$  m (Figure V. 29). Afin de mieux observer les variations de la position du trait de côte, il a été nécessaire d'en présenter une anamorphose (Figure V. 29A). Il faut donc tenir compte d'une déformation transversale sur cette figure. L'extension transversale (ET) est mesurée et comparée sur les différentes cartes (Figure V. 29).

La position longitudinale des cornes des sinuosités est relativement fixe (Figure V. 29A), seules la hauteur de la berme et l'oscillation transversale qu'elles subissent varient significativement. Cette dernière varie de  $\pm 10$  m par rapport à une position moyenne du trait de côte, calculée par analyse des moyennes mobiles (Figure V. 29B). On remarque aussi que des portions sont peu changeantes, comme le dernier tiers nord de la zone ou le secteur immédiatement au nord des petites sinuosités où sont localisés des ventres.

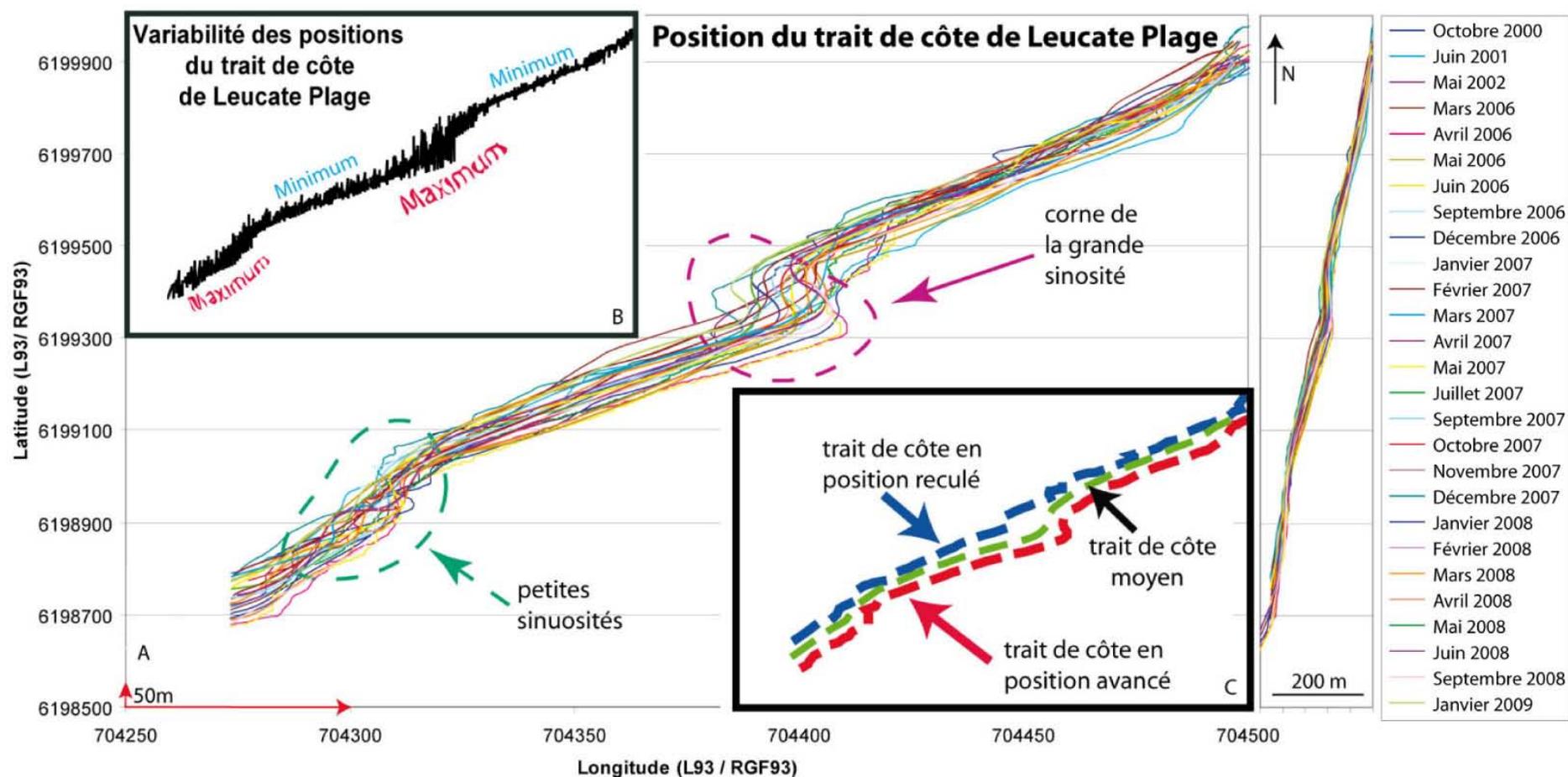


Figure V. 29 : A - Variations de la position du trait de côte durant tout le suivi. B – Variabilité des positions du trait de côte présentant des maxima au niveau des cornes des sinuosités de plage et des minima au niveau des ventres des sinuosités de plage. C – Position du trait de côte aux extrêmes (bleu : position reculée, rouge : position avancée, vert : position moyenne).

Les différents traits de côte observés ont permis de déduire trois positions caractéristiques sur la zone d'étude (Figure V. 29C), (1) une position moyenne qui regroupe une majorité des levés, (2) une position plus reculée qui se manifeste par le raidissement de la pente de la berme pouvant aller jusqu'à la construction de falaises d'érosion, (3) une position plus avancée qui correspond à la position optimale par beau temps. Deux exemples illustratifs sont donnés :

(i) La corne de la grande sinuosité centrale présente un maximum d'avancée au printemps 2000 et 2002 (Figure V. 29), période de faible énergie. Un recul important est visible en hiver 2006 certainement lié aux tempêtes de l'hiver 2003-2004 ( $H_{1/3} > 6$  m), en similitude avec l'évolution des profils topographiques au niveau des cornes décrite plus haut (cf. *Au niveau d'une corne de sinuosité de plage*). Le trait de côte reprend ensuite une position avancée en janvier 2007 suite à une longue période de faible activité hydrodynamique.

(ii) Durant l'hiver 2008, le trait de côte a migré ponctuellement sous l'action de plusieurs coups de mer (Figure V. 30). La position initiale (6 janvier 2006), obtenue après une tempête de  $H_{1/3} > 4$  m montre une faible extension transversale (ET). Suite à une tempête moins énergétique ( $H_{1/3} < 3$  m), la corne de la sinuosité a migré longitudinalement, d'environ une vingtaine de mètres vers le sud (7 février 2008), et le trait de côte au niveau du ventre a reculé vers le cordon dunaire sur environ une dizaine de mètres. Au mois de mars 2008, après plusieurs petits coups de mer successifs ( $H_{1/3} < 2$  m), le trait de côte prend une position caractéristique d'une situation à faible énergie avec une extension transversale plus importante, liée essentiellement à des cornes bien formées.

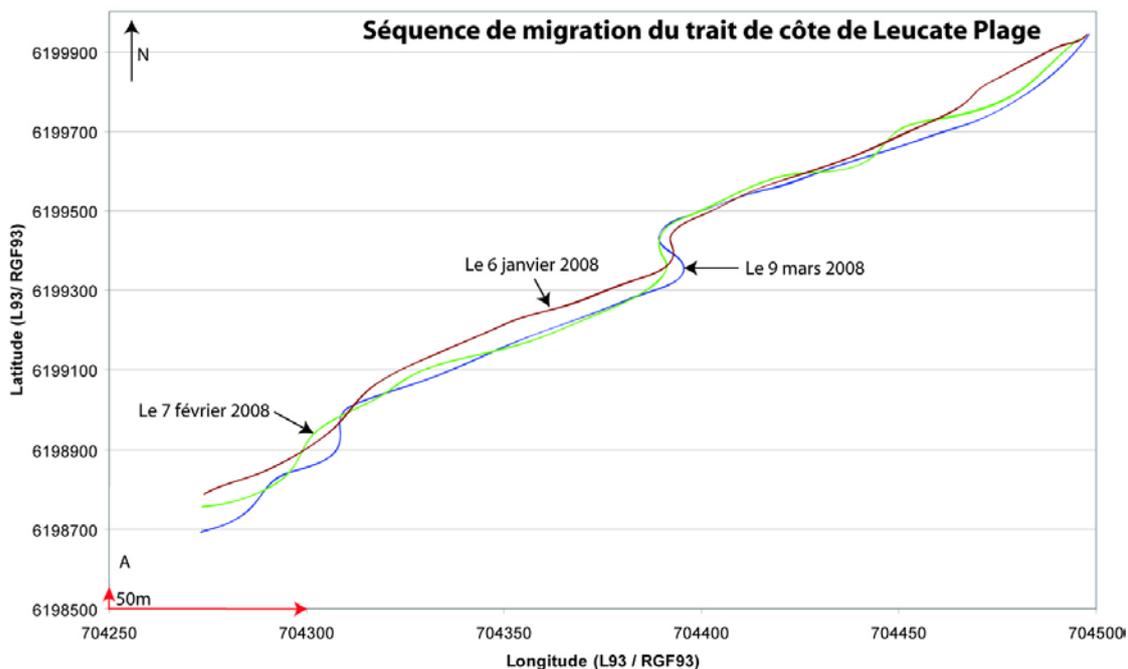


Figure V. 30 : Séquence de migration du trait de côte, du 6 janvier 2008 au 9 mars 2008.

L'analyse des rapports (Figure V. 31A) entre la largeur de la plage au niveau d'une corne de sinuosité de plage et l'extension transversale ET met en évidence leur diminution simultanée (Figure V. 31A). Lors d'une période de faible énergie, la berme au niveau de la corne d'une sinuosité de plage est en position avancée et celle en face du ventre en position reculée, ce qui a pour conséquence d'augmenter l'extension transversale ET. A l'inverse, en période de forte énergie, la crête de la berme au niveau de la corne d'une sinuosité de plage est en position reculée et celle en face du ventre en position avancée, d'où la diminution de ET. La Figure V. 31B montre, au niveau d'un ventre de sinuosité de plage, une diminution de la distance entre la crête de la berme et le talus de collision en relation avec l'augmentation de la largeur de la plage, traduisant un raidissement du front marin de la berme et une linéarisation du motif sinueux. La Figure V. 31C montre, au niveau du ventre d'une sinuosité de plage, une diminution de la distance entre la crête de la berme et le talus de collision pour des hauteurs significatives croissantes traduisant un raidissement de la berme si l'énergie augmente.

Il est donc possible de dégager de l'ensemble de ces observations, l'existence d'une pulsation naturelle répondant de manière plus générale rapidement au forçage hydrodynamique tout au long de l'année de la position de l'interface « plage-mer » (Figure V. 29A).

Les tracés du trait de côte et de la berme semblent être en relation directe (Figure V. 32). En effet, cette dernière épouse la forme du trait de côte lorsque la plage est soumise à des houles de  $H_{1/3} > 2$  m, y entraînant des dépôts sableux. Quand la plage est soumise à des houles de hauteur significative inférieure à 1 m (période estivale ou longue période de calme hivernal), la hauteur de la berme diminue, rendant le profil de plage plus lisse et rapprochant la crête de la berme du trait de côte, avançant tous les deux, au niveau des cornes des sinuosités de plage (au niveau des ventres, la crête de la berme recule alors que le trait de côte avance). Cela a pour conséquence d'augmenter ET (Figure V. 32A). La berme épouse alors moins bien la forme générale du trait de côte et s'en trouve plus éloignée au niveau des ventres. Lors d'évènements fortement énergétiques, l'inverse se produit et ET diminue (Figure V. 32B). La Figure V. 32 synthétise ces observations et les combine avec les observations pour la plage émergée.

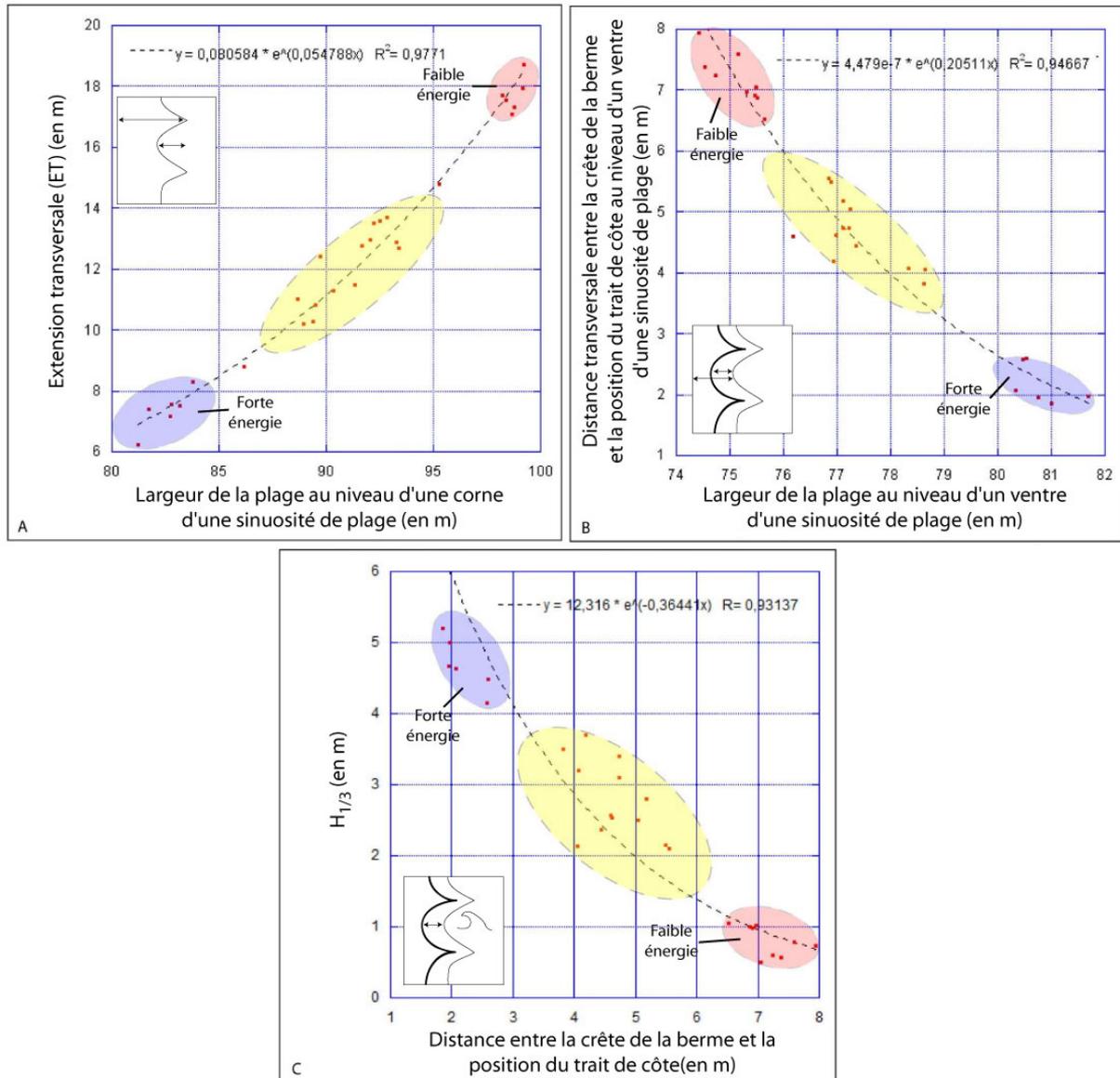


Figure V. 31 : A - Graphique représentant le rapport entre la distance de la crête de la berme d'une corne de sinuosité de plage par rapport à la crête du cordon dunaire et l'extension transversale ET. B - Graphique représentant le rapport entre la distance du talus de collision et la berme au niveau d'un ventre d'une sinuosité de plage par rapport à la largeur de la plage. C - Graphique représentant le rapport entre la hauteur significative de la tempête précédant le levé et la distance séparant la crête de la berme du talus de collision au niveau d'un ventre de sinuosité de plage. La couleur bleue représente la période de forte énergie, le rouge la période de faible énergie et le jaune les périodes d'énergie intermédiaire.

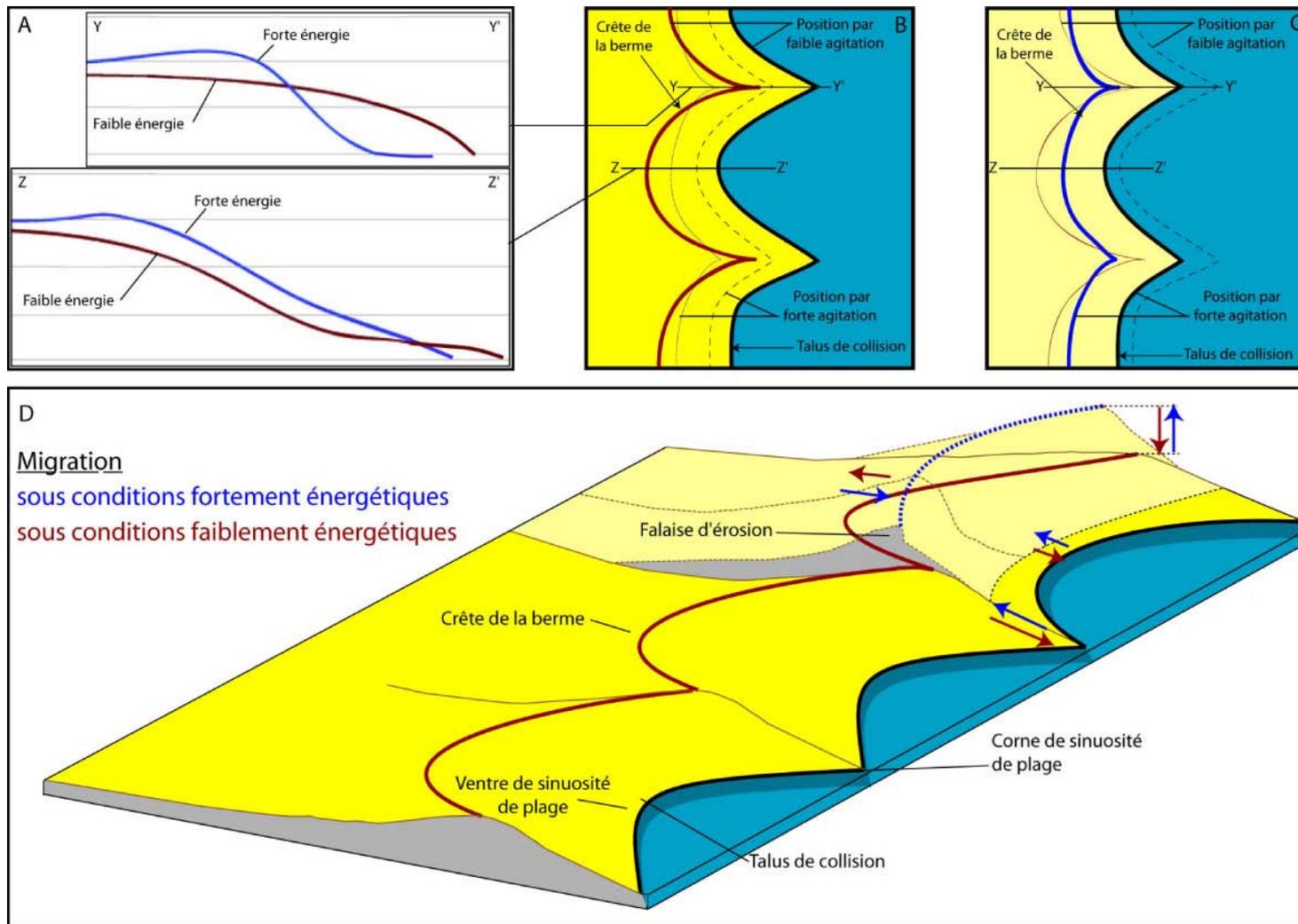


Figure V. 32 : Modèle conceptuel d'évolution de la plage émergée et du trait de côte. A – Position moyenne des crêtes de berme et du talus de collision au niveau d'une corne d'une sinuosité de plage (YY') et au niveau d'un ventre d'une sinuosité de plage (ZZ'). B – Berme en position très reculée par rapport au trait de côte (situation de beau temps) avec en trait pointillé la position du trait de côte et en trait fin bleu celle de la berme en période de forte agitation. C – Berme en position rapprochée du trait de côte (situation de tempête) avec en trait pointillé la position du trait de côte et en trait fin marron celle de la berme en période de faible agitation. D - Représentation schématique tridimensionnelle de la migration de la berme et du talus de collision lors d'évènements faiblement (en marron) et fortement énergétiques (en bleu). En traits pleins, est représenté la position de la berme et du talus de collision sous conditions de faible énergie ; en pointillés, sous conditions de forte énergie.

En conclusion, la position du trait de côte est soumise à un motif présentant des sinuosités dont les positions moyennes longitudinales sont stables, oscillant d'une dizaine de mètres autour d'un point d'équilibre, même si les cornes peuvent être plus dynamiques transversalement (jusqu'à la cinquantaine de mètres) en liaison avec la dynamique de la berme et entraînant une augmentation de ET lors des phases de faible agitation.

## **2. Morphodynamique de l'avant-côte**

L'observation et les comparaisons des cartes bathymétriques ont permis de quantifier le disponible sédimentaire, de caractériser l'ensemble des motifs présents tout au long du suivi, ainsi que la réponse des barres aux forçages, à différentes échelles de temps.

### ***2.1. Disponible sédimentaire***

Le disponible sédimentaire constitue l'ensemble de l'unité supérieure sableuse (USU) qui repose ici sur le substratum constitué de grès de plage. Des travaux antérieurs avaient permis d'approcher le disponible sédimentaire de la zone d'étude en utilisant des données sismiques acquises à l'aide d'un boomer [Certain, 2002]. L'analyse sismique employée (cf Chapitre III) a permis d'améliorer les connaissances antérieures (Certain, 2002) en identifiant, par faible profondeur (0-15 m) la continuité du toit du substratum (Figure V. 33, Figure V. 34, Figure V. 35). Au large, au-delà de 8 m de profondeur d'eau, le toit du substratum est moins facilement identifiable et semble s'interrompre. La sismique a aussi permis de mettre en évidence des réflecteurs internes dans les barres, témoin des migrations successives.

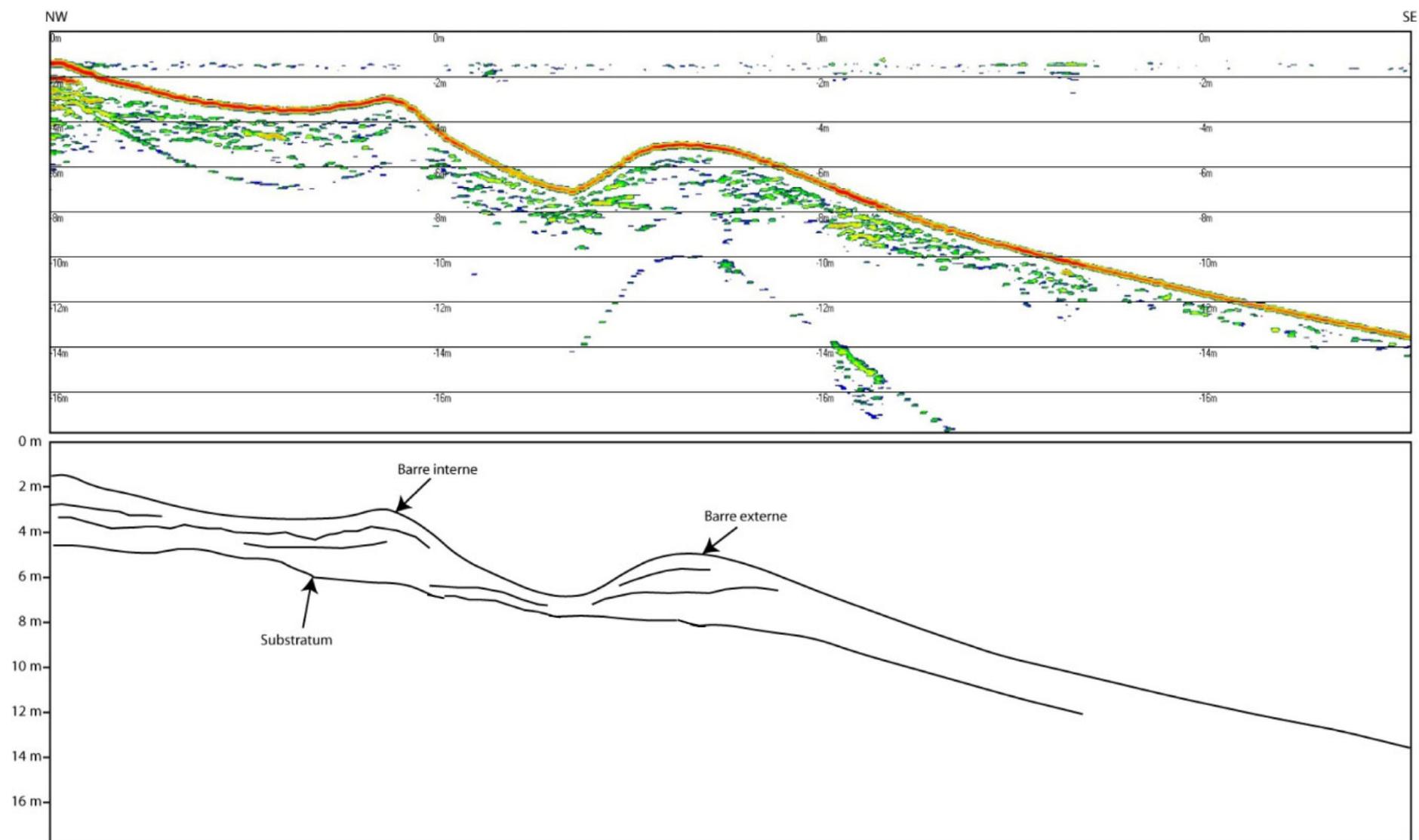
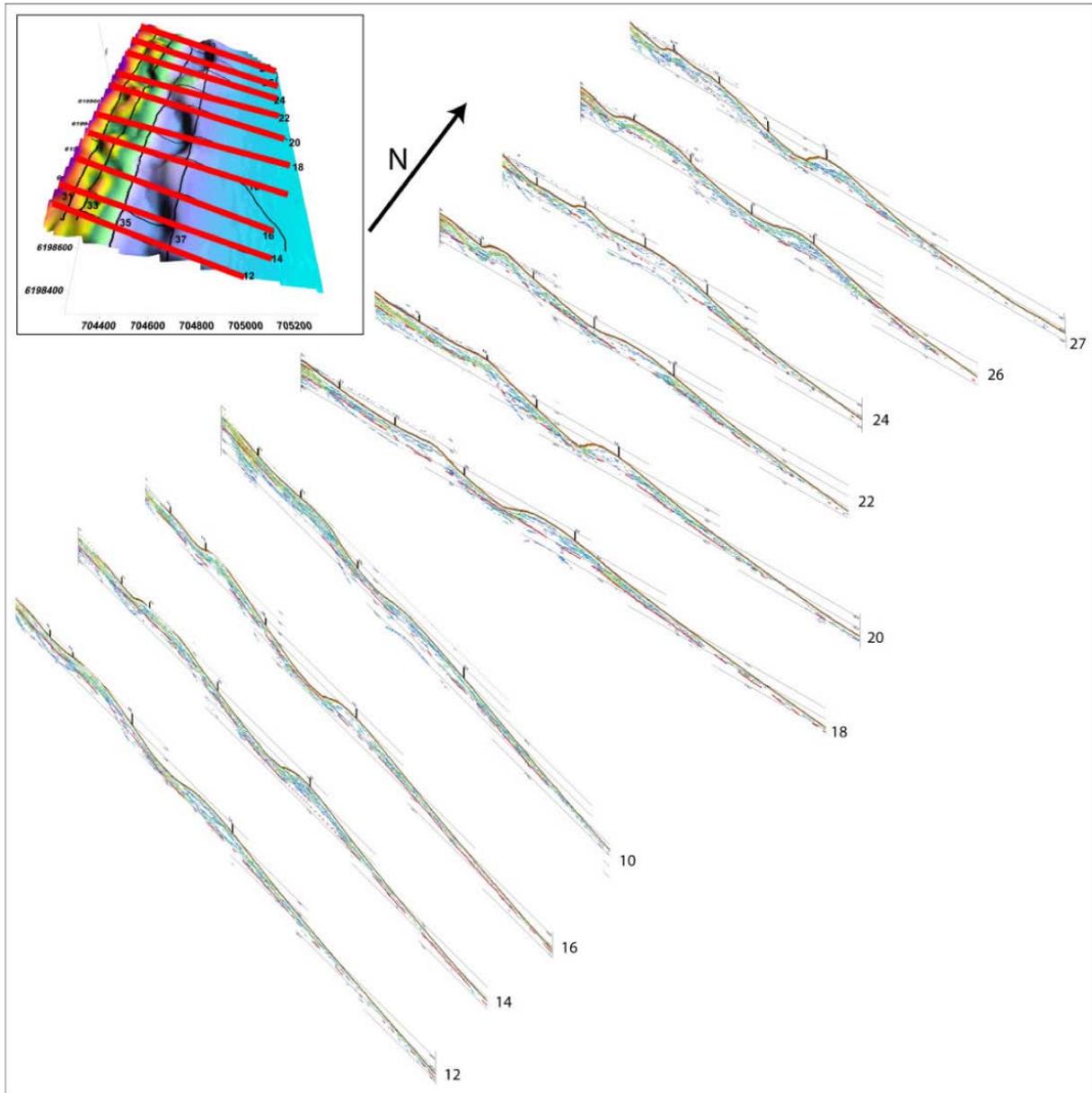
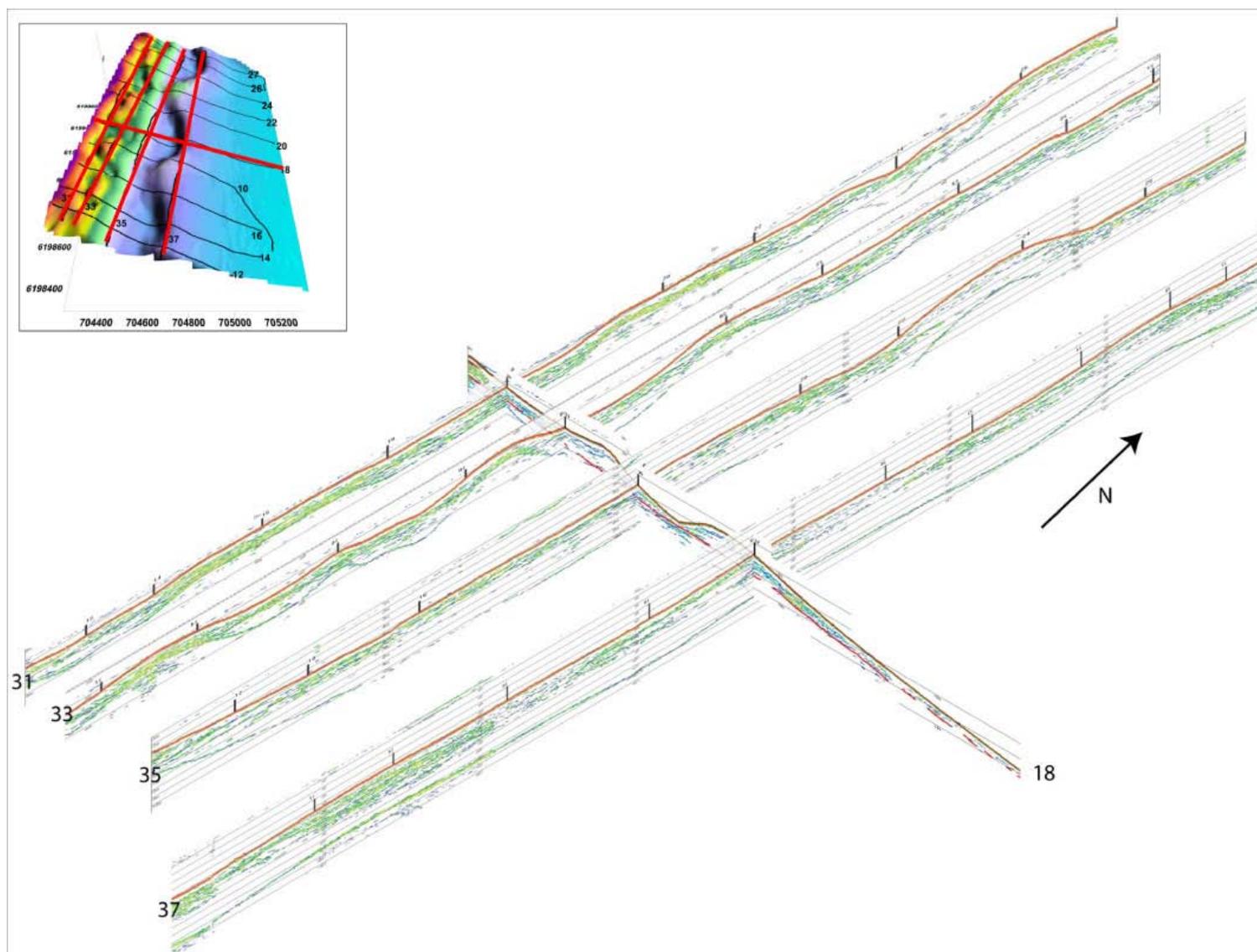


Figure V. 33 : Profil sismique n°20, acquis à Leucate-Plage, mettant en évidence le substratum et le sommet du disponible sédimentaire total.



**Figure V. 34 : Ensemble des profils sismiques transversaux (en rouge sur le plan de position) utilisés pour pointer le toit du substratum.**



**Figure V. 35 : Ensemble des profils sismiques longitudinaux (31, 33, 35, 37) croisés avec un profil sismique transversal (18) utilisés (en rouge sur le plan de position) pour pointer le toit du substratum.**

Afin d'obtenir une meilleure visualisation, la carte bathymétrique et la carte isohypse du toit du substratum ont été extraites des profils sismiques (Figure V. 34, Figure V. 35). Sur la carte bathymétrique tous les éléments décrits plus haut sont observés (Figure V. 36). La morphologie du toit du substratum est irrégulière, en concordance avec les observations visuelles de grès à l'affleurement. De plus, dans le pointé sismique, des artefacts (*pull-up*) semblent apparaître à la verticale des morphologies des barres (Figure V. 36), pouvant induire des pointés trop hauts du toit du substratum sous les barres.

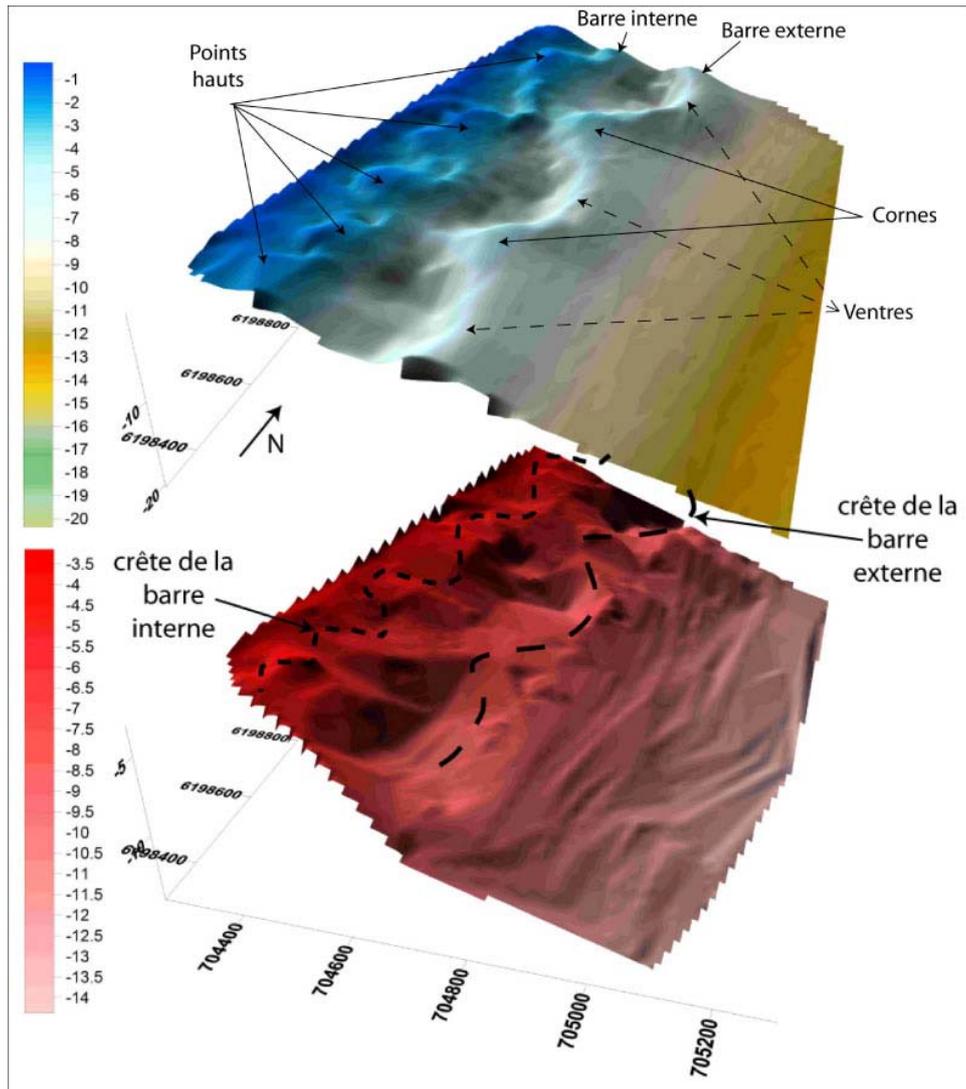
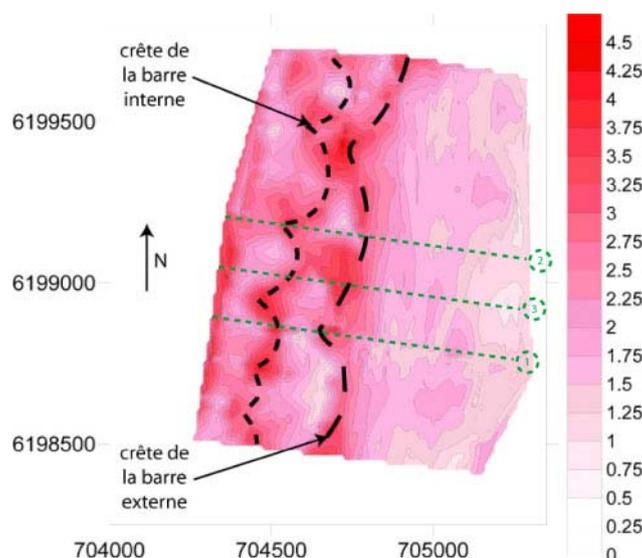


Figure V. 36 : Représentation tridimensionnelle de la bathymétrie (ici en dégradé du bleu au vert) et du toit du substratum (ici en dégradé de rouge).

La carte isopaque du disponible sédimentaire (USU) révèle une épaisseur plus importante de sédiments dans la partie proximale de la côte, entre le système de barres et la côte (Figure V. 37). En effet, des épaisseurs de 2 à 3 m accompagnent le système interne et la barre externe, alors que dans la partie distale sur le glaciaire, les épaisseurs sont toujours inférieures à 2 m.



**Figure V. 37 : Carte isopaque du disponible sédimentaire avec les lignes de crête des barres (échelle des épaisseurs en m).**

Le disponible sédimentaire sur toute la zone est d'environ  $2,4 \text{ Mm}^3$  pour une superficie d'environ  $1,2 \text{ Mm}^2$ , soit  $1,9 \text{ Mm}^3/1$  kilomètre linéaire. Dans la mesure où la barre n'a pas un motif rectiligne, il est intéressant de calculer le disponible sédimentaire par mètre linéaire au niveau des différentes parties d'un feston externe. Ces estimations ont été calculées au niveau d'une corne d'un feston (Figure V. 37, profil 1), au niveau du ventre d'un feston (Figure V. 37, profil 2) et enfin sur un profil entre ces deux positions ((Figure V. 37, profil 3).

Ainsi au niveau de la corne, le volume est d'environ  $3000 \pm 250 \text{ m}^3/\text{mètre linéaire}$  ; au niveau du ventre, il est de  $3200 \pm 250 \text{ m}^3/\text{mètre linéaire}$  ; et  $3000 \pm 250 \text{ m}^3/\text{mètre linéaire}$  au niveau d'un profil en position intermédiaire entre la corne et le ventre. Le volume sédimentaire, par mètre linéaire, est donc équivalent quel que soit l'endroit où l'on se trouve sur un profil passant par la barre externe. Ce qui implique que quelle que soit la forme du motif morphologique, la quantité de sédiment présent sur l'avant-côte reste la même, subissant juste des modifications de forme.

Le disponible sédimentaire total n'est pas seulement constitué du matériel de la plage immergée mais aussi du matériel de la plage émergée. Les essais au géoradar ne s'étant pas révélés fructueux, en l'absence de données géophysiques, la position du substratum est ici inconnue et ne peut être approchée que par le prolongement géométrique de son toit sous la plage émergée en tenant compte de sa pente au niveau de la plage immergée. Le volume du disponible sédimentaire calculé est en conséquence approximatif. Il avoisinerait  $450000 \pm 50000 \text{ m}^3$  pour une surface de  $120000 \pm 10000 \text{ m}^2$ , soit environ  $340000 \pm 40000 \text{ m}^3/1 \text{ km}$  linéaire. Ce volume ne représente donc qu'environ 15% de celui de la plage immergée.

## 2.2. Réponse morphodynamique de la barre externe

### 2.2.1. Réponse pluriannuelle à l'échelle du suivi (2000-2008)

La barre externe suivie est constituée d'un feston entier et de deux demi-festons, soit trois ventres et deux cornes. La longueur d'onde des festons est comprise entre 500 et 600 m. La crête de la barre externe est située entre 400 et 500 m de la côte et à une profondeur comprise entre 4 m (au niveau des cornes) et 6 m (au niveau des ventres). Les fosses externes face aux ventres sont situées à une profondeur comprise entre 6,5 et 7,5 m. Le flanc externe de la barre externe est prolongé par le glacis qui présente une pente régulière de  $1,5^\circ$  vers le large.

Durant toute la période du suivi bathymétrique, la barre externe présente un motif en festons (RBB). Sa crête n'a pas migré, ni longitudinalement (Figure V. 39), ni transversalement. Toutefois, les cornes des festons ont subi des phases successives d'accrétion et d'érosion. La plus grande phase d'accrétion, de l'ordre du mètre, a été observée entre l'été 2002 et avril 2006. Entre ces deux dates, le littoral de Leucate-Plage a connu plusieurs épisodes majeurs de tempêtes (Tableau V. 3). Le plus important s'est produit le 3 décembre 2003, avec  $H_{1/3} = 8$  m, suivi quelques jours plus tard d'un autre épisode de tempête avec  $H_{1/3} = 6$  m [Guillen *et al.*, 2006]. Au-delà de ces phases d'accrétion/érosion, les cornes peuvent subir des modifications de forme, comme lors de la tempête du 26 décembre 2008 de  $H_{1/3} > 4$  m. A la suite de cet évènement, elles se sont attachées au flanc externe du feston de la barre interne, suite à la déstabilisation de la crête du feston interne par un chenal de vidange et au dépôt de matériel dans la fosse de lévigation externe.

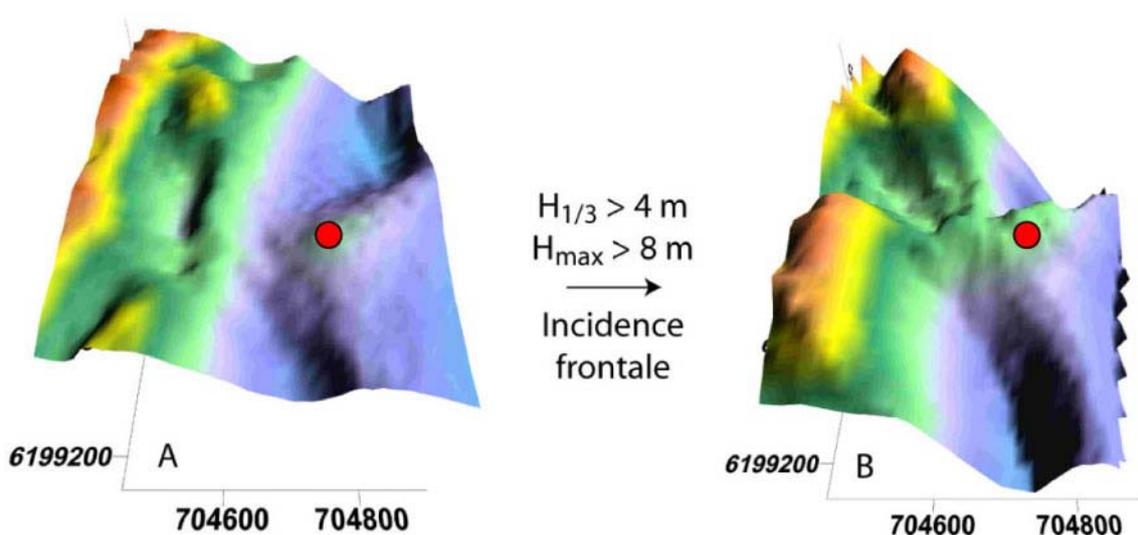


Figure V. 38 : Cartes bathymétriques tridimensionnelles montrant la corne de la barre externe. A – En septembre 2008 individualisée de la crête de la barre interne. B – En janvier 2009 accolée de la crête de la barre interne.

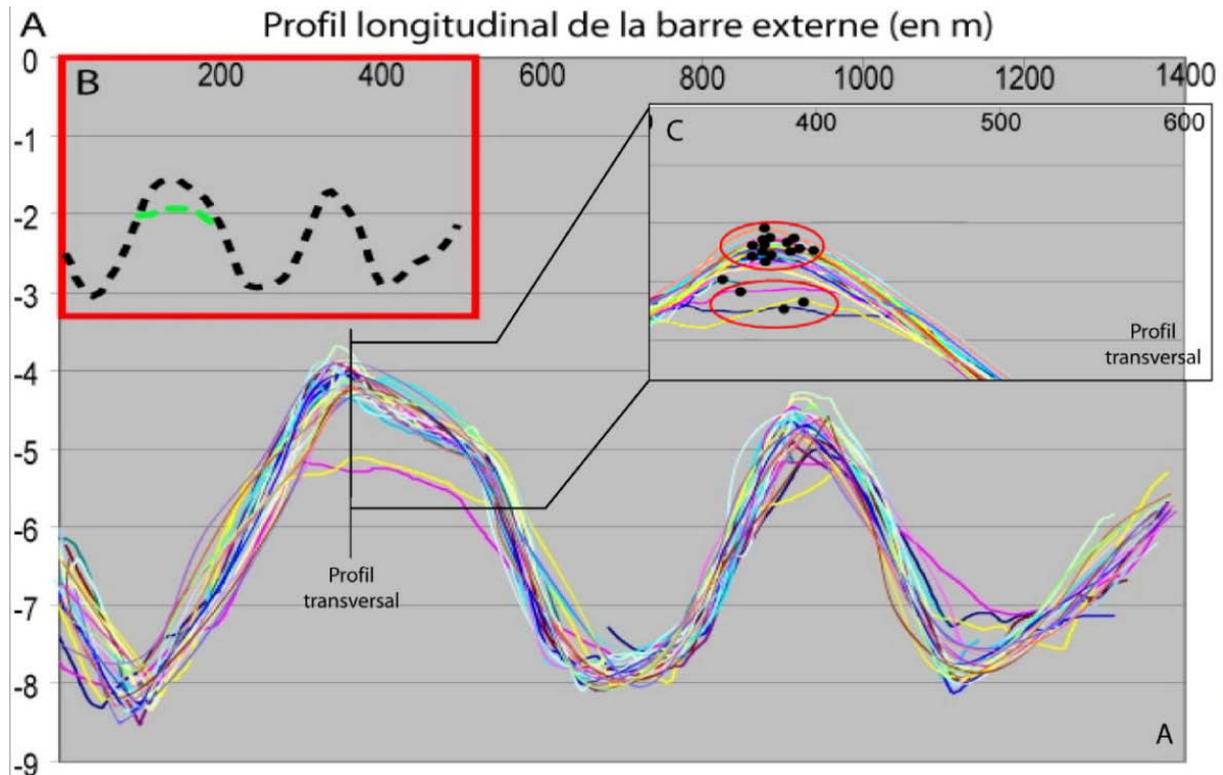


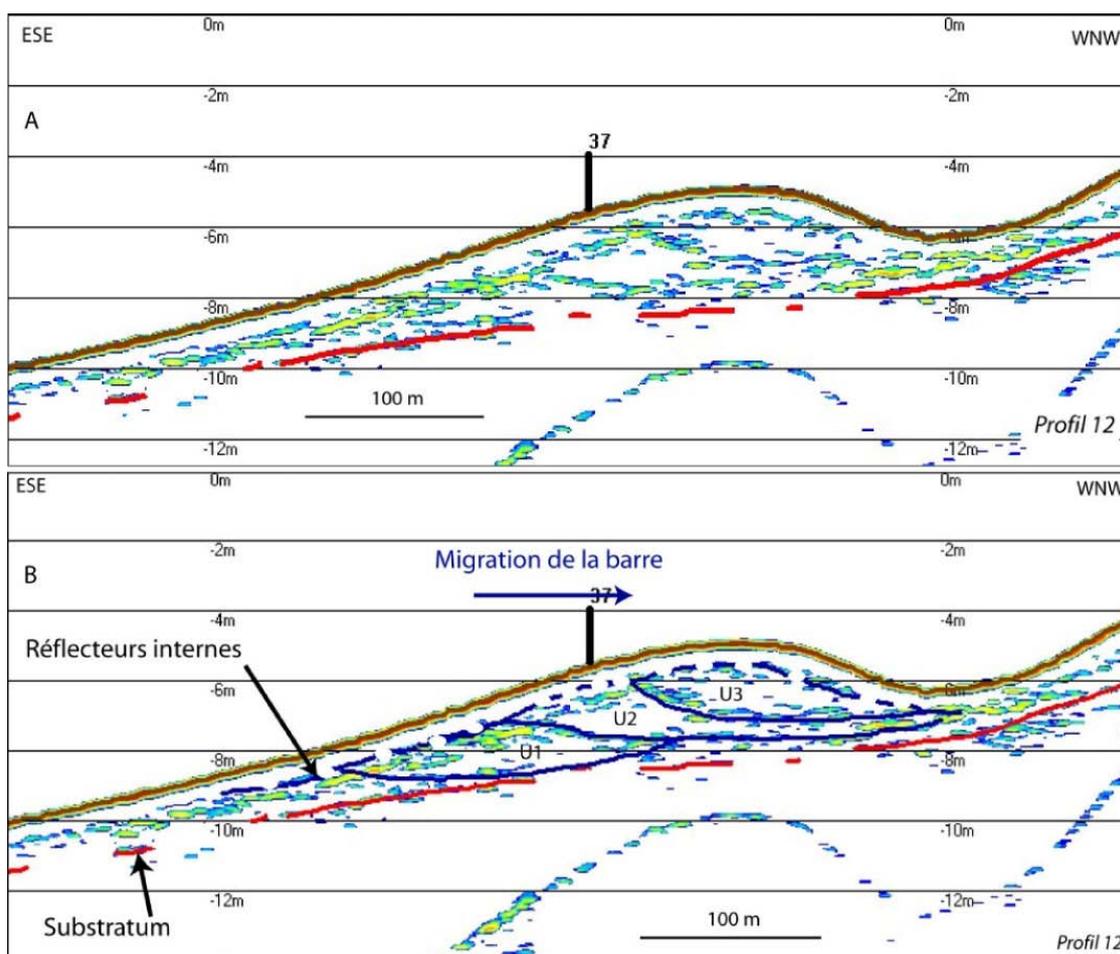
Figure V. 39 : A – Profils longitudinaux, acquis de l'été 2000 à décembre 2008, situés au niveau de la barre externe, traversant alternativement les fosses et les cornes, et mettant en évidence les phases d'accrétion et d'érosion. B – Profils longitudinaux type au niveau de la barre externe, en vert avant 2003, en noir après 2003. C – Profil transversal au niveau de la barre externe.

### 2.2.2. Réponse décennale à pluridécennale

La réponse morphodynamique à court terme met en évidence une stabilité globale du système. Pourtant, l'étude des profils sismiques de la barre externe montre des réflecteurs internes aux barres. Sur les profils sismiques transversaux (12, 16, 27), les unités sédimentaires U1, U2 et U3 montrent des réflecteurs internes pentus vers la côte (ouest) et étagés sous la forme d'encoches d'érosions colmatées dans un second temps (Figure V. 40). Sur le profil longitudinal le plus exploitable (37 au niveau des intersections entre les profils 10 et 18, et entre les 22 et 26), les séquences sédimentaires montrent aussi des réflecteurs pentés vers le nord pour le flanc nord des cornes (Figure V. 41). Le flanc sud des cornes ne présente lui aucun réflecteur. Ces unités sédimentaires identifiées mettent donc en évidence des phases d'érosion puis de progradation vers le nord-ouest indiquant une migration de la barre dans le sens dominant de la dérive littorale (Figure V. 42).

Si l'absence de datations absolues de ces surfaces peut laisser une incertitude sur l'âge de ces formes de migration (échelle millénaire, centennale ou plus récente ?), la superposition des données bathymétriques obtenues depuis 10 ans et en particulier les données de 2000 obtenues après les évènements décennaux de 1997 et 1999 ne laissent que peu de doutes sur

ce point (Figure V. 43). Le profil bathymétrique de 2000, au niveau d'une des cornes de la barre externe, se superpose parfaitement à l'un des réflecteurs identifiés (toit de l'unité U2). Sous l'action d'évènements extrêmes, la barre externe pourrait diminuer de hauteur. Les surfaces observées pourraient être alors le résultat de la rétrogradation brutale vers le large des barres sous l'action d'évènements de tempêtes hautement énergétiques provenant de l'est. En période de moins forte agitation, la barre externe se reconstruit avec le sable mobilisé précédemment, et prograde vers la côte et vers le nord. Ces phases de progradation sont marquées des faciès plus transparents. La barre externe aurait donc subi, lors des dernières décennies, une série de rétrogradation/progradation avec une résultante finale vers le nord-ouest sous l'action de tempêtes décennales successives (Figure V. 42). 3 de ses évènements seraient enregistrés au niveau des cornes, et on voit nettement la marque des évènements de 1997/1999, même si la corrélation pour les autres surfaces semble plus difficile. La corrélation est plus délicate au niveau des ventres de la barre externe, ce qui confirme que les cornes sont bien les éléments les plus mobiles de la barre externe à toutes les échelles.



**Figure V. 40 : Exemples de structures sédimentaires internes dans la barre externe, sur un extrait de profil sismique transversal (n°12). La couche la plus superficielle dont la base est marquée par un réflecteur en pointillé pourrait correspondre à la couche de remaniement la plus fréquente mais vraisemblablement elle constitue un artefact lié au signal.**

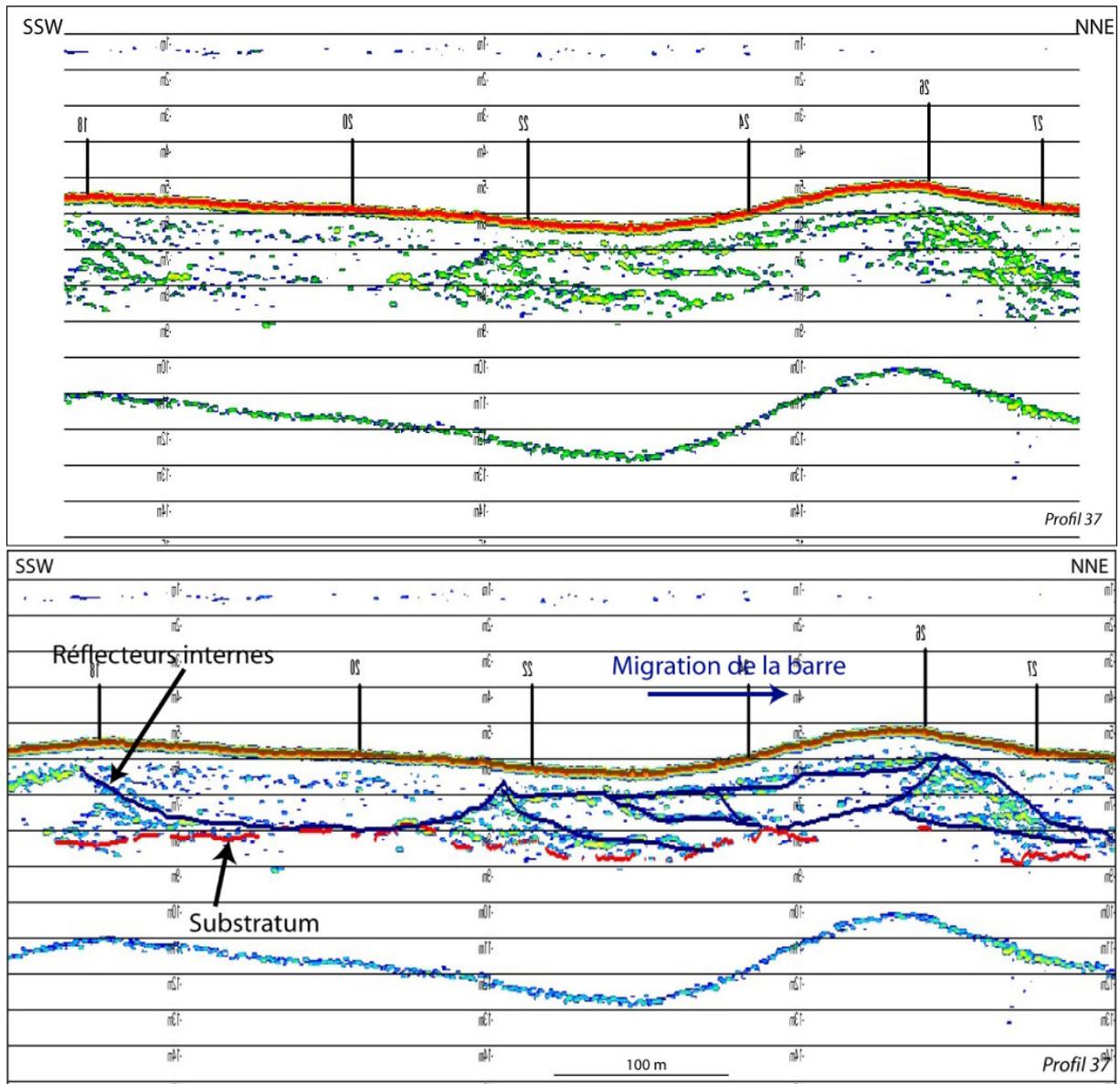


Figure V. 41 : Exemples de figures sédimentaires internes, sur le profil sismique longitudinal N°37, dans la barre externe.

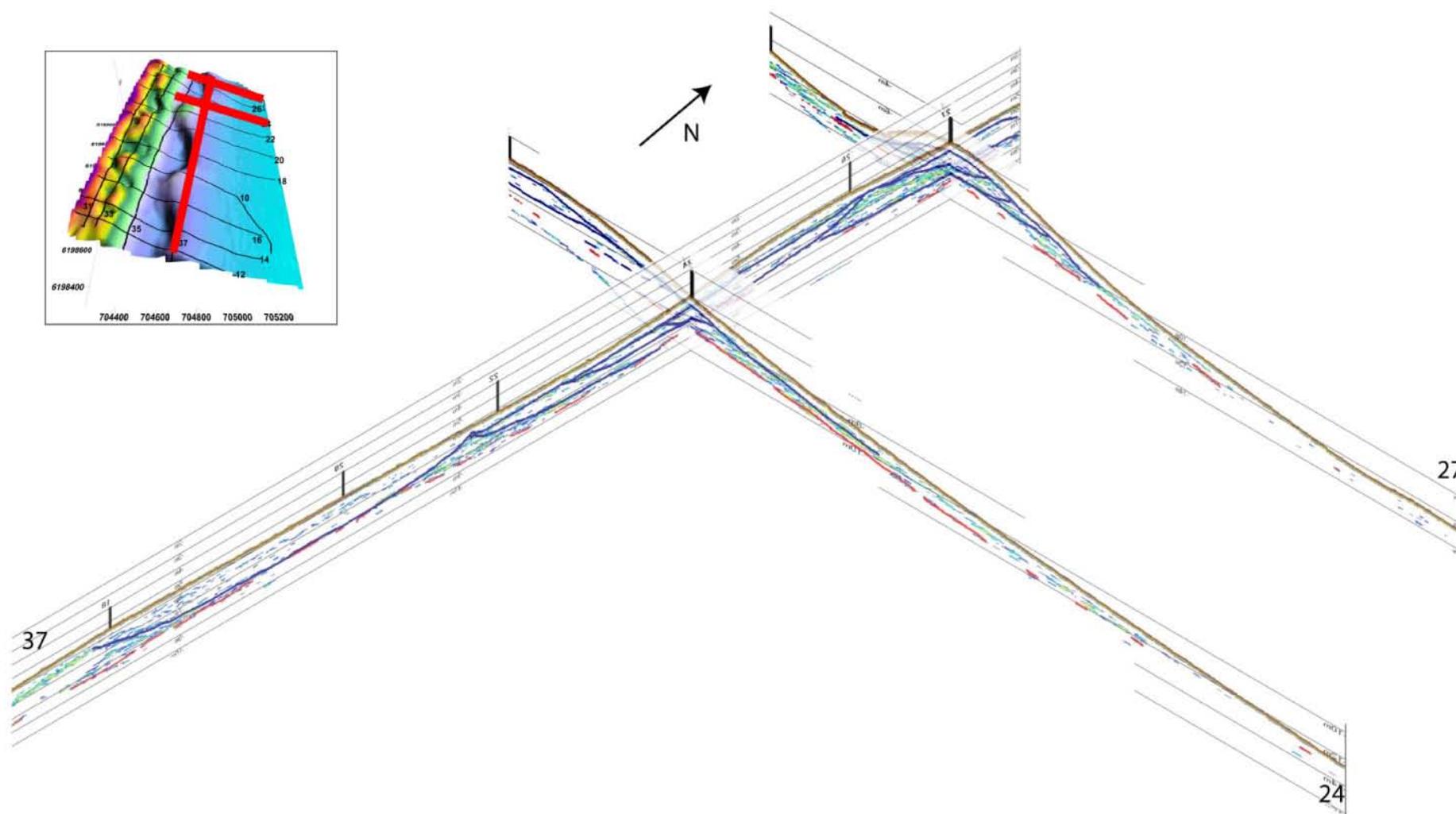


Figure V. 42 : Extraits de profils sismiques mettant en évidence la migration des séquences sédimentaires vers le nord-ouest, à l'aide des croisements entre les profils 24, 27 et 37 (en rouge sur le plan de position).

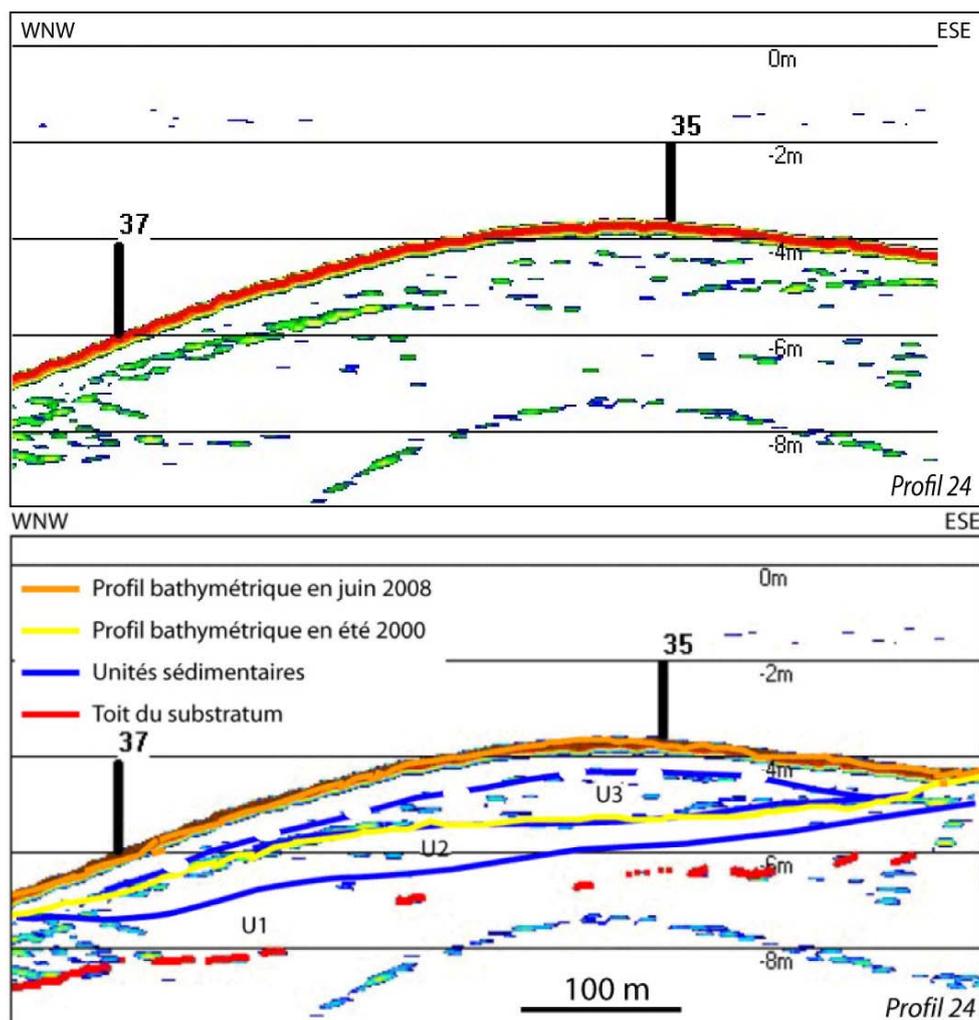


Figure V. 43 : Calage des profils bathymétriques de l'été 2000 et de juin 2008 sur le profil sismique 24, au niveau de la corne de la barre externe. La couche la plus superficielle dont la base est marquée par un réflecteur en pointillé pourrait correspondre à la couche de remaniement la plus fréquente mais vraisemblablement elle constitue un artéfact lié au signal.

### 2.3. Réponse morphodynamique pluriannuelle de la barre interne

Dans sa forme la plus continue (RBB), la crête de la barre interne se situe entre 100 et 200 m de la côte et à une profondeur comprise entre 1 et 2 m (au niveau des points hauts) et entre 2 et 3 m (au niveau des ventres). Les fosses, qui peuvent correspondre à des chenaux, atteignent des profondeurs comprises entre 1 et 4 m.

Durant la période de suivi, les morphologies et les liaisons à la côte de la barre interne ont évolué. Le système « barre interne » est complexe, difficilement caractérisable par un seul état pour chaque point haut au même moment. L'alternance des points hauts et des fosses dessine plusieurs motifs spécifiques connus (Figure V. 44) recensés dans le Tableau V. 6, parfois rythmiques (RBB), parfois sous forme de barres transverses (TBR) ou encore sous forme transitoire entre des barres transverses et un système proche des barres-bâines, jamais

observé en milieu microtidal (TBR-LTT). Les périodes de faible énergie et/ou les périodes de forte énergie influencent fortement la réponse du système. En période calme ( $H_{1/3} < 1$  m), les points hauts se développent longitudinalement sous l'action des courants. En période de forte énergie ( $H_{1/3} > 4$  m), ils se détachent de la côte. En période intermédiaire, la réponse n'est plus homogène. Les classifications actuelles ne permettent en plus pas de détailler tous les états observés, deux nouveaux états supplémentaires ont été créés pour décrire le système interne : RBB rompu et TBR rompu, pour lesquels la crête qui relie les points hauts est rompue localement (Figure V. 44).

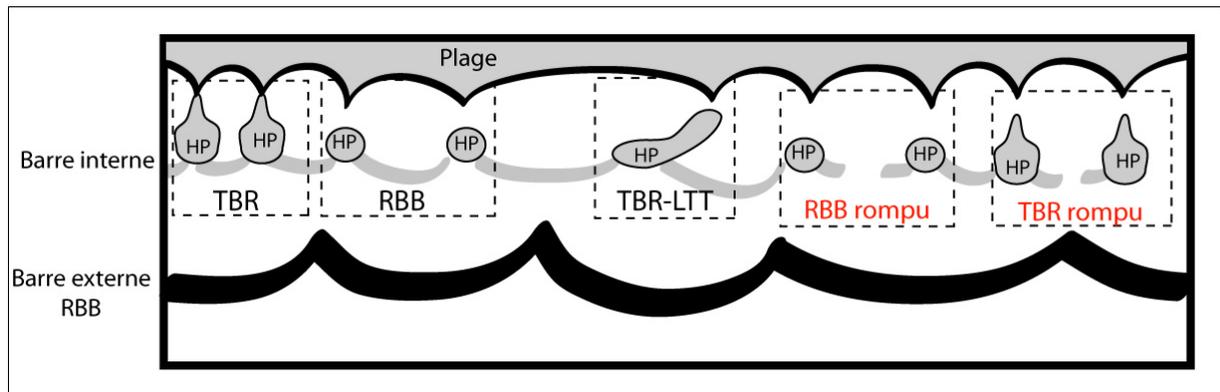


Figure V. 44 : Carte bathymétrique schématique de la zone d'étude présentant les différentes typologies rencontrées au niveau des barres sédimentaires d'avant-côte, interne (RBB, TBR, TBR-LTT) et externe (RBB). HP correspond aux points hauts.

	HP1	HP2	HP3	HP4	HP5	Total
<b>LBT</b>	0	0	0	0	0	0
<b>RBB</b>	20	11	61	43	36	35
<b>RBB rompu</b>	4	48	18	11	22	20
<b>TBR</b>	56	22	14	39	21	30
<b>TBR rompu</b>	18	15	7	7	21	14
<b>TBR-LTT</b>	2	4	0	0	0	1
<b>Total</b>	100	100	100	100	100	100

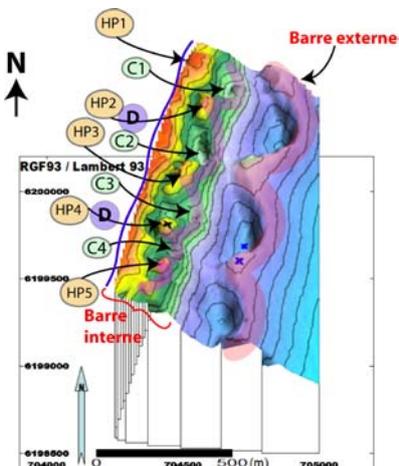


Tableau V. 6 : Pourcentage des différents états de la plage immergée observés au cours de ce travail, basé sur la classification de Short & Aagaard [1993] à partir de la base de données bathymétriques (2000 à 2008). La carte bathymétrique jointe permet de repérer les différents points hauts (HP) et les creux/fosses internes (C).

Ces changements de motifs se traduisent aussi par des migrations de +/- 100 m des HP autour de leur position d'équilibre dans toutes les directions de l'espace. L'analyse des variations longitudinales de la barre interne à partir l'étude d'un profil longitudinal qui coupe les points hauts (HP) et les fosses (C) du système interne (Figure V. 45C) l'illustre. Les HP, plus mobiles que les creux, peuvent se déplacer de 100 m latéralement au nord et au sud d'une

position moyenne (situation 2, Figure V. 45). La position des creux, relativement fixe, met en évidence un raidissement des flancs des points hauts lors de leurs migrations.

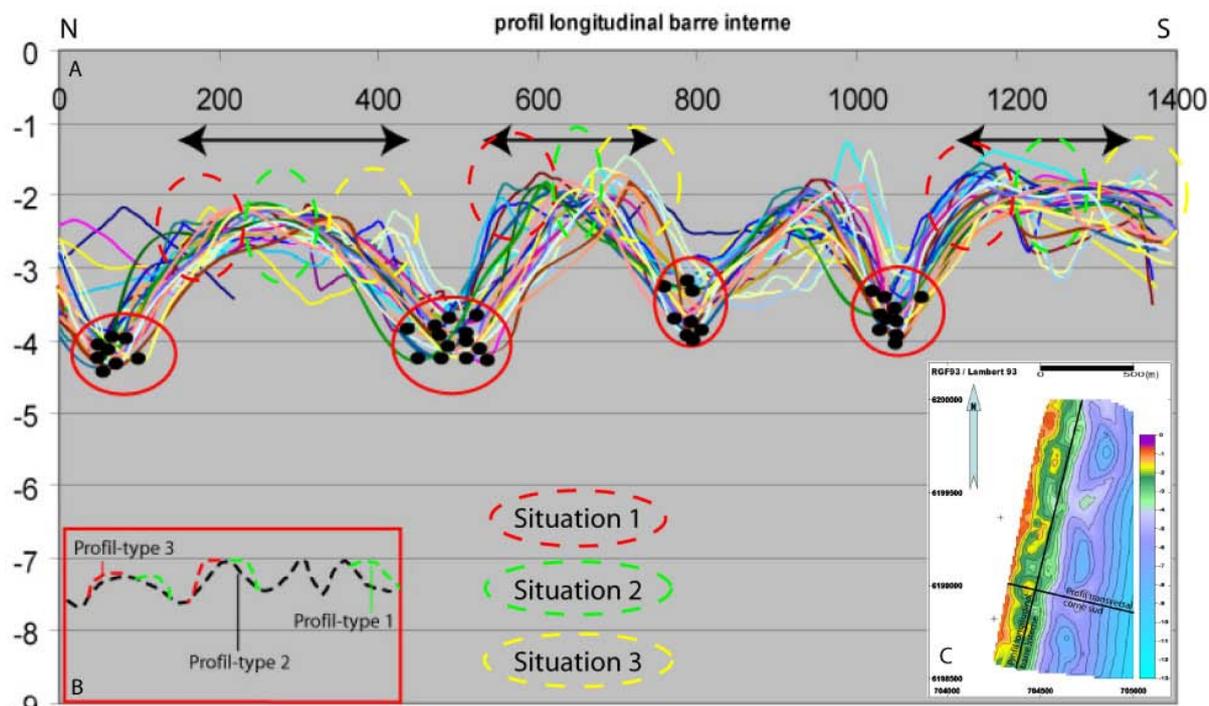


Figure V. 45 : A – Profils longitudinaux situés au niveau de la barre interne. B – Profil-type longitudinaux situés au niveau de la barre interne. C – Position géographique des profils bidimensionnels sur un fond bathymétrique (projection en lambert 93).

On illustre aussi ces oscillations sur les profils transversaux (Figure V. 46, au niveau d'une corne externe) où l'on observe des positions reculées (situation 3) ou plus avancées (situation 5) que la position usuelle (situation 4).

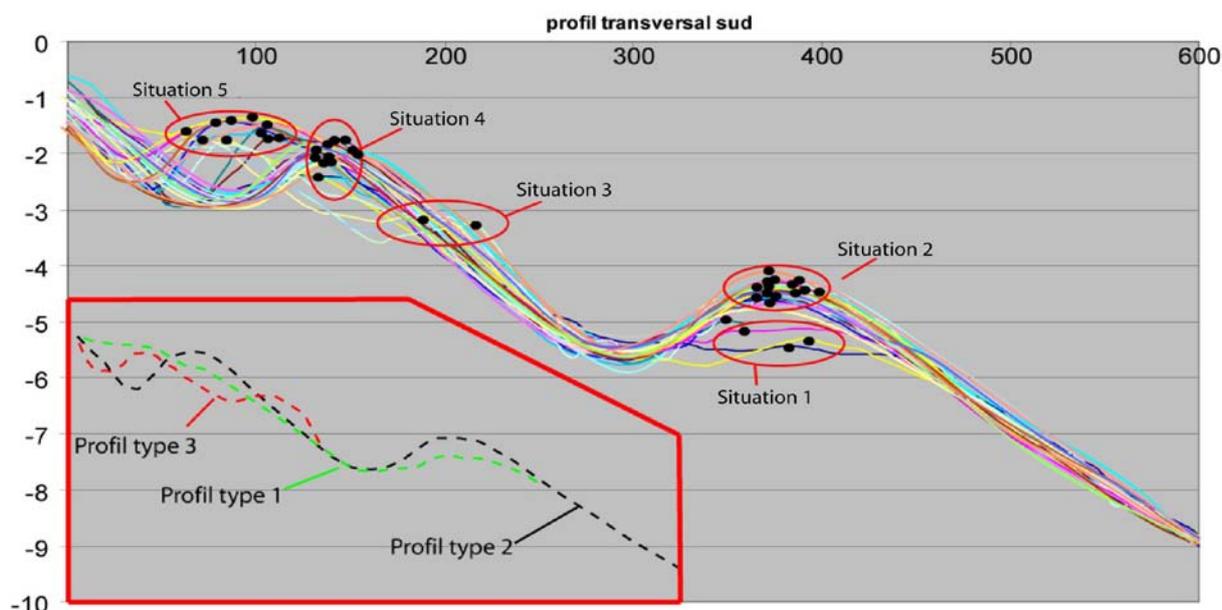


Figure V. 46 : Profils transversaux au niveau de la corne sud d'un feston de la barre externe. Dans l'encadré rouge, les différents profils types sont reportés.

On observe d'ailleurs sur certains profils sismiques transversaux, ceux où le multiple ne masque pas les informations, des réflecteurs internes qui scellent ces déplacements (Figure V. 47). Le recalage des profils bathymétriques avec les réflecteurs internes est plus délicat que pour la barre externe dans la mesure où la barre interne est beaucoup plus mobile mais reste compatible avec les différentes situations rencontrées (Figure V. 46) en réponse aux forçages  $H_{1/3} > 4$  m. Les réflecteurs montrent clairement des phases de migration de la barre interne suivant les mêmes hypothèses que celles proposées pour la barre externe mais à des échelles de temps plus courtes.

Ces déplacements couplés transversaux et longitudinaux, difficiles à visualiser en 2D, sont en fait l'expression de l'enchaînement des différentes configurations 3D sous des conditions de forçages variées, dont les plus caractéristiques ont été répertoriées ci-dessous.

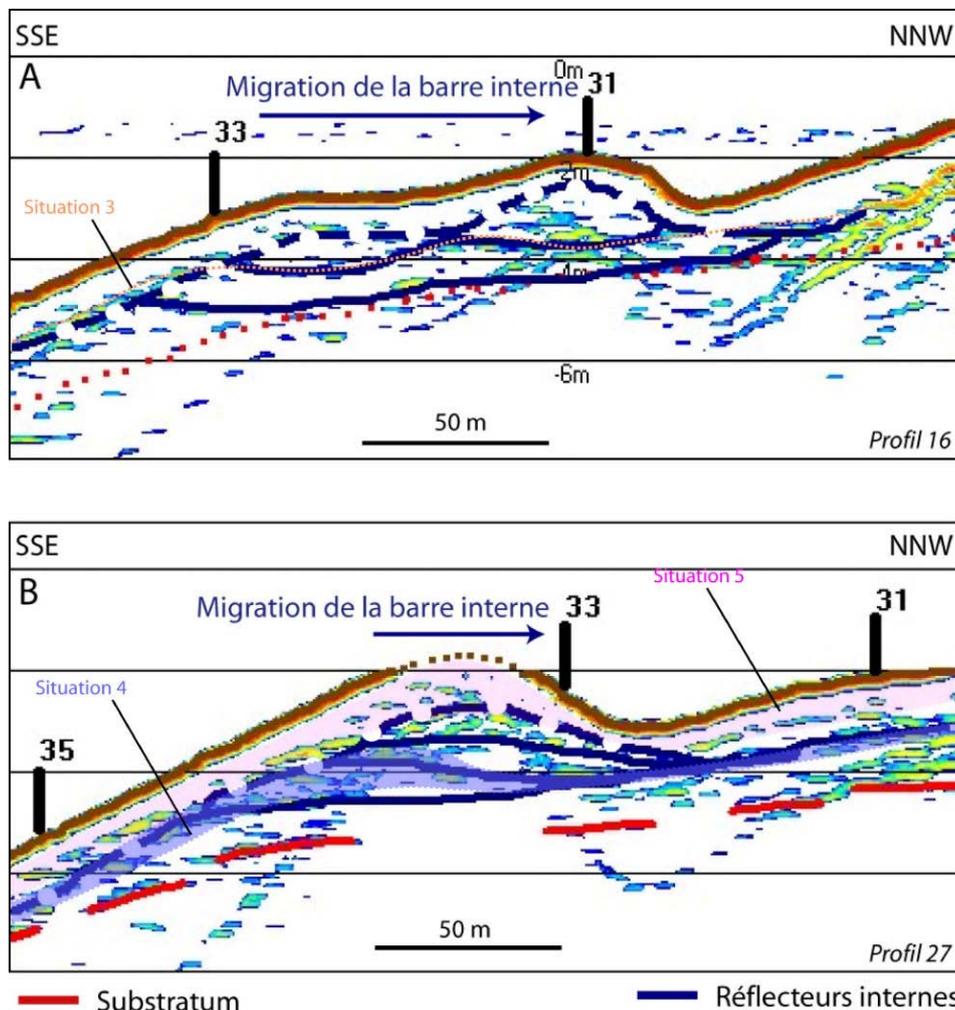
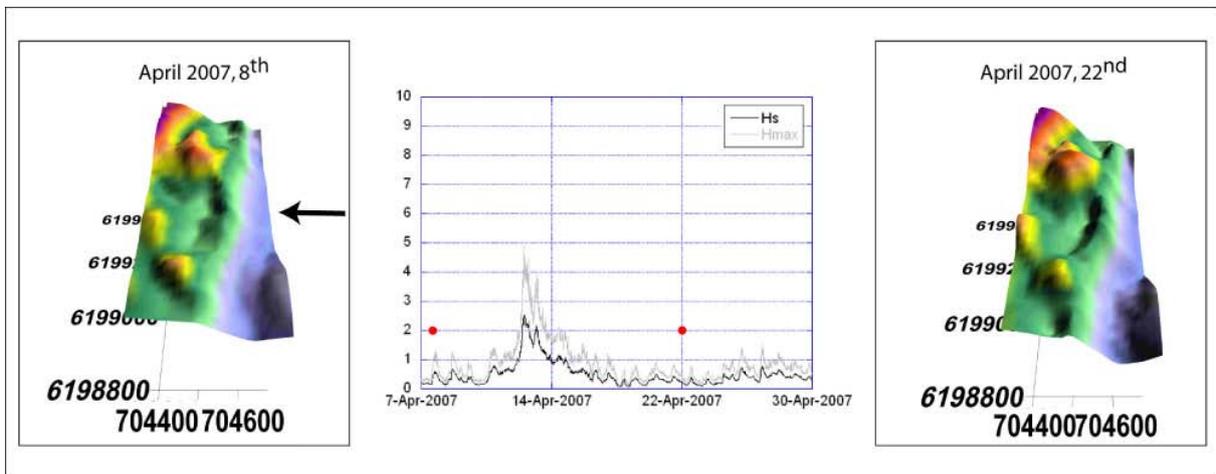


Figure V. 47 : Extraits de profils sismiques au niveau de la barre interne mettant en évidence une migration de la barre interne vers la côte. A – Exemple pour l'extrait du profil sismique 16. B – Exemple pour l'extrait du profil sismique 27. La couche la plus superficielle dont la base est marquée par un réflecteur en pointillé pourrait correspondre à la couche de ramniement la plus fréquente mais vraisemblablement elle constitue un artefact lié au signal. Les profils en traits pointillés correspondent aux profils bathymétriques (Figure V. 46).

### 2.3.1. Scénario sous conditions d'une houle d'incidence frontale.

#### 2.3.1.1. Passage à un état en RBB bien marqué (HP2)

Après l'épisode de tempête du 14 avril 2007, le système interne présente un état en RBB bien marqué. Le système a été soumis à une houle d'incidence frontale avec une  $H_{1/3}$  supérieure à 2 m (Figure V. 3). Cette accentuation du motif est observable suite aux augmentations de la pente du flanc interne et de la hauteur de la crête de la barre qui relie les deux points hauts entre eux (Figure V. 48). Les points hauts ou cornes dans cette situation sont séparés de la côte par un chenal marqué et profond (environ 1 m). Ce scénario a été observé à chaque fois que le système est soumis à des houles d'incidence frontale et de  $H_{1/3}$  supérieure à 1,5 m. En parallèle de l'accentuation du motif en RBB sous l'action d'une telle houle, il est possible d'observer un rapprochement des cornes de la barre à la côte.



**Figure V. 48 :** Evolution morphologique passant d'un état RBB (8 avril 2007) à un état RBB bien marquée (22 avril 2007) suite à un épisode de tempête de  $H_{1/3} > 2,5$  m, de période avoisinante 9 s et d'incidence frontale [Ferrer *et al.*, 2009].

#### 2.3.1.2. Passage d'un état en RBB à un état en TBR dite regular (HP2)

Outre l'accentuation du motif en RBB, une houle d'incidence frontale est responsable d'autres modifications du système telles que le type de connexion des points hauts à la côte. Lors d'un épisode de tempête suffisamment énergétique, le système peut passer d'un état en RBB à un état en TBR avec des attaches perpendiculaires à la côte. Cependant, il est important de noter qu'un chenal peu profond peut se mettre en place au niveau du point de jonction à la côte. Ce chenal est largement moins profond (quelques décimètres) que dans le cas précédent (Figure V. 49). Les connexions des points hauts à la côte sont rarement similaires à ceux proposés par Short & Aagaard [1993].

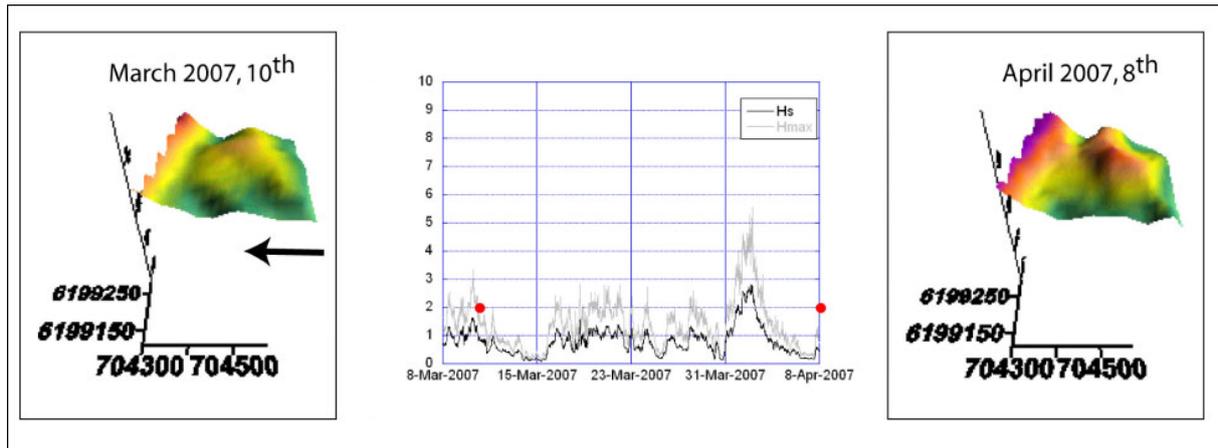


Figure V. 49 : Evolution morphologique passant d'un état RBB (8 mars 2007) à un état RBB bien marquée (8 avril 2007) suite à un épisode de tempête de  $H_{1/3} > 2,5$  m, de période avoisinante 8 s et d'incidence frontale [Ferrer *et al.*, 2009].

### 2.3.2. Scénario sous conditions d'une houle d'incidence oblique.

#### 2.3.2.1. Passage d'un état en TBR oblique à un état en RBB dissymétrique (HP3)

Avant l'épisode de tempête qui s'est déroulé du 16 au 22 décembre 2007, le système interne présentait un état en TBR oblique. Après avoir subi deux tempêtes successives d'incidence nord et de  $H_{1/3}$  supérieure à 2,5 m, le système est passé à un état en RBB dissymétrique, lié à l'obliquité initiale des cornes du feston (Figure V. 50). La liaison des points hauts à la côte s'est rompue. Ce type de configuration apparaît dès lors que les épisodes de tempêtes présentent une incidence oblique et des hauteurs significatives suffisamment importantes ( $H_{1/3} > 2$  m). Plus la hauteur significative de la houle est importante est plus le motif est marqué, et plus l'incidence est importante est plus les cornes sont obliques par rapport à la côte.

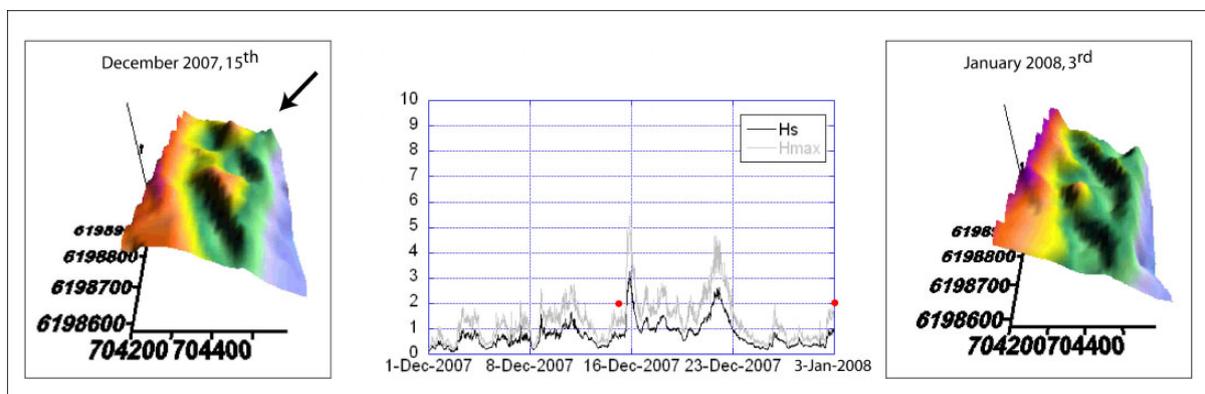


Figure V. 50 : Evolution morphologique passant d'un état TBR (15 décembre 2007) à un état RBB bien marquée (3 janvier 2008) suite à un épisode de tempête de  $H_{1/3} > 2,5$  m, de période avoisinante 8 s et d'incidence oblique [Ferrer *et al.*, 2009].

2.3.2.2. Passage d'un état en RBB à un état en RBB rompu (HP2)

Les périodes de houle d'incidence oblique ne sont pas seulement responsables de la destruction des liaisons des barres transverses (TBR) à la côte, mais également de la rupture de la crête de barre qui relie les deux points hauts ou cornes ensemble (Figure V. 51). Au cours de longues périodes de faible houle d'incidence nord-est (comme en juin et juillet 2007), l'échappement des courants à travers les chenaux a provoqué la rupture de la crête dans sa partie sud. Lors de longue période d'incidence sud-est, la rupture de la crête se fait dans sa partie nord.

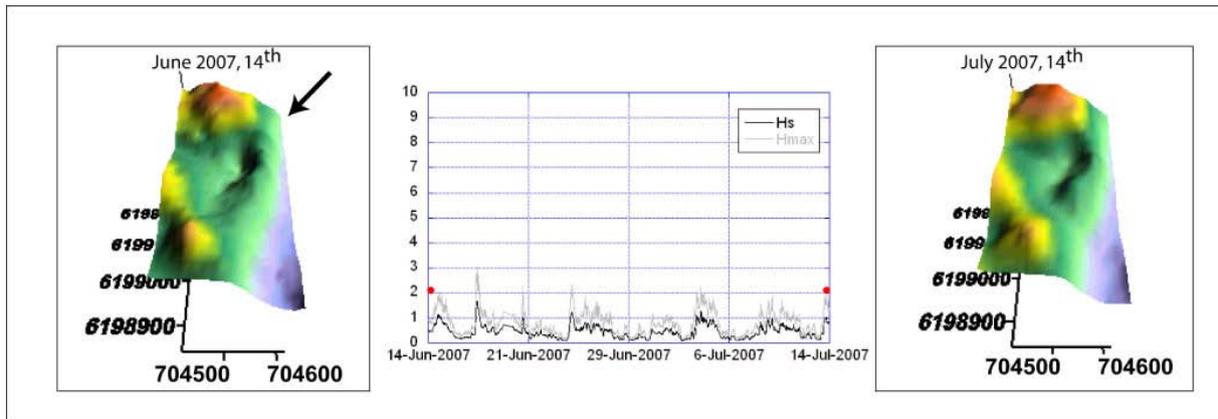


Figure V. 51 : Evolution morphologique passant d'un état RBB (14 juin 2007) à un état RBB bien marquée (14 juillet 2007) suite à un épisode de tempête de  $H_{1/3} > 1,5$  m et d'incidence oblique [Ferrer *et al.*, 2009].

2.3.2.3. Passage d'un état de RBB dissymétrique à un état de TBR oblique (HP4)

La transition d'un état TBR à un état RBB dissymétrique a pu être observée dans les deux sens. Le passage inverse se produit lors d'épisode de houle de faible hauteur significative et d'incidence sud sur une longue durée. Les barres transverses prennent la même orientation que l'incidence de la houle (Figure V. 52). Au même titre que le cas d'un passage d'un état en RBB à un état en TBR dit *regular*, la liaison à la côte des points hauts peut être entaillée d'un chenal peu profond (quelques décimètres).

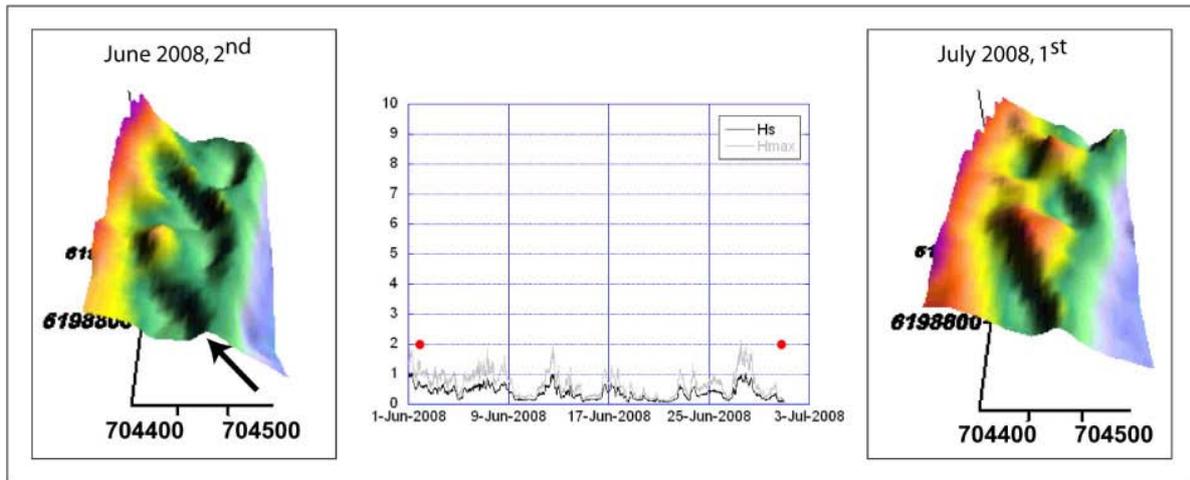


Figure V. 52 : Evolution morphologique passant d'un état RBB (2 juin 2008) à un état RBB bien marquée (1 juillet 2008) suite à un épisode de tempête de  $H_{1/3} > 1,5$  m, de période comprise entre 3 et 8 s et d'incidence oblique [Ferrer *et al.*, 2009].

2.3.2.4. Passage d'un état de TBR oblique à un état transitoire TBR-LTT (HP1)

Les épisodes de tempêtes et de houle ne sont pas les seuls responsables de l'évolution du système interne. Ainsi, sous l'action d'un fort courant longitudinal induit par une mer de vent et avec pour point de départ un état de plage en TBR (oblique ou *regular*), les extrémités des barres transverses peuvent se prolonger longitudinalement (Figure V. 53). Cet état est assez rare et présent dans la partie nord de la zone d'étude. Pour exister, il est nécessaire de soumettre le système à une houle faiblement énergétique.

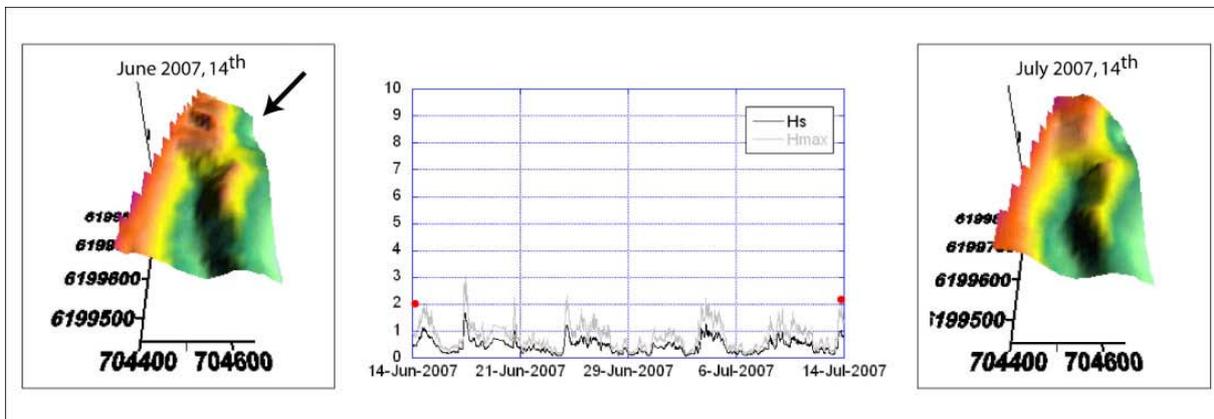


Figure V. 53 : Evolution morphologique passant d'un état RBB (14 juin 2007) à un état RBB bien marquée (14 juillet 2007) suite à un épisode de tempête de  $H_{1/3} > 1,5$  m, de période comprise entre 3 et 6 s, et d'incidence oblique [Ferrer *et al.*, 2009].

Au final, il résulte que la vision figée, qui voudrait que le système « saute » d'un état connu à un autre [Short & Aagaard, 1993], doit être nuancée. En effet, on assiste à des transitions plus ou moins continues [Brander, 1999 ; Castelle *et al.*, 2007], soumises à des valeurs limites, entre les différents états en fonction du niveau de forçage. L'observation des nouveaux états *rompus*, finalement intermédiaires entre les anciens états connus, est là pour

en attester. Ils représentent l'arrêt brutal du forçage méditerranéen, à savoir l'initiation du creusement d'un chenal de vidange pendant des tempêtes intenses mais courtes, ne laissant pas pleinement le temps au système morphologique de s'adapter et d'arriver à sa forme finale.

### 3. Interprétation

#### 3.1. *Liaison plage immergée/trait de côte/plage émergée*

Si on focalise sur l'évolution du trait de côte, la configuration assez stable du système littoral observé de Leucate-Plage est synonyme de l'absence d'érosion majeure du système. Les variations granulométriques identifiées correspondent à des variations saisonnières. Pour caractériser au mieux le comportement du trait de côte, il faut considérer le système berme-trait de côte (= talus de collision), qui prend, en simplifiant, deux positions principales (Figure V. 25) :

- (1) une position de recul maximum consécutive d'évènements hydrodynamiques de forte énergie et/ou de longue durée, responsables de dépôts très grossiers au niveau des dépressions de plage, avec :
  - Une augmentation caractéristique de l'altitude de la berme, raidissant le flanc marin du profil.
  - L'amplitude du recul du talus de collision maximale au niveau des cornes de sinuosités de plage et minimale au niveau des ventres, induisant une ondulation du trait de côte peu marquée.
- (2) une position plus avancée qui se met en place lors de longues périodes plus calmes, synonymes de phase de construction ou d'avancée de la plage, avec :
  - Une diminution caractéristique de l'altitude de la berme, aplanissant le profil.
  - Une distance entre la crête de la berme et le talus de collision maximale au niveau des ventres et minimales au niveau des cornes.
  - Une position très avancée des cornes des sinuosités de plage, induisant une ondulation du trait de côte très marquée.

Le modelé complexe et ondulant du trait de côte est donc en ajustement permanent par rapport au forçage incident.

Il est part ailleurs évident que le trait de côte est en connexion directe avec les autres unités du système. Chaque unité du système littoral ayant été présentée de manière séparée (plage émergée, trait de côte, plage immergée), il est à ce stade nécessaire de tenter d'établir les interconnexions existantes (Figure V. 54).

L'espacement longitudinal des cornes des grandes sinuosités du trait de côte est de l'ordre de 600 m. Cette distance est égale à la longueur d'onde des festons de la barre externe. Les grandes sinuosités et la barre externe semblent intimement liées. En effet, les positions des cornes et des ventres des sinuosités semblent très stables dans l'espace et au cours du temps, en concordance avec la position des principaux éléments morphologiques de la barre externe. De plus, en arrière des sinuosités de plage, une rythmicité équivalente des unités sédimentaires s'observe avec des dépressions de haut de plage au niveau des ventres et des plats de plage au niveau des cornes.

L'espacement des petites sinuosités de plage temporaires est de l'ordre de 300 m. Cela correspond à l'espacement des points hauts du système interne. Ces sinuosités sont moins marquées que les grandes et peuvent disparaître localement sous l'action des tempêtes. Elles sont donc intimement liées à la configuration festonnée de la barre interne. Les points les plus invariants des sinuosités de plage (représentés par une croix sur la Figure V. 54) se situent en face des cornes de la barre externe. Les petites sinuosités se situent globalement en face des cornes de la barre interne. Les maximums de recul de ventres de la barre interne se situent presque en connections des cornes de la barre externe.

La dynamique locale de ces unités illustre aussi les éléments de connexion. Les cornes des sinuosités, points les plus exposés du trait de côte, subissent des modifications transversales importantes, de même que les ventres dans une moindre mesure. Après une tempête, la crête de la berme migre vers le haut de plage au niveau des cornes et augmente en hauteur. Au niveau des ventres, elle avance sur la mer et gagne aussi en hauteur, ce qui tend vers une linéarisation du trait de côte. La plage émergée subit simultanément quelques modifications au niveau des dépressions avec un creusement de ces dernières lors des événements très énergétiques. Les plats de plage sont eux peu perturbés. Ces évolutions peuvent être corrélées avec la forme plus ou moins marquée de la barre externe : une accrétion des cornes de la barre externe de quelques décimètres crée en compensation une migration transversale vers la mer de la pointe des cornes des sinuosités de plage du même ordre de grandeur que sous l'action de houle faiblement énergétique ( $H_{1/3} < 1$  m). Dès lors que les épisodes de tempêtes sont plus énergétiques ( $H_{1/3} > 4$  m), les cornes de la barre externe sont érodées, et la position des cornes des sinuosités du trait de côte recule.

Lorsque les tempêtes sont suffisamment énergétiques, les cornes des festons de la barre externe peuvent s'accoler à la barre interne dont les ventres sont eux-mêmes fortement décalés vers le large comme lors de la tempête de décembre 2008 ( $H_{1/3} \approx 4,5$  m). Avec des conditions énergétiques plus faibles, les points hauts de la barre interne peuvent eux s'accoler

à la côte. Cela a pour conséquence de connecter à la côte le système interne sous forme de barres transverses, accentuant le modelé des sinuosités du trait de côte.

Spatialement, donc, tout le système semble lié mais les relations entre les différentes unités du système ne semblent pas être strictement perpendiculaires au trait de côte (Figure V. 54). Les cornes des grandes sinuosités du trait de côte se situent en léger décalage vers le nord par rapport aux ventres de la barre externe. Cet alignement oblique suit un axe sud-est/nord-ouest, pour les géométries des principaux points hauts ou avancés du système (cornes externe, point haut interne, avancée du trait de côte). Les houles les plus violentes d'incidence sud-est pourraient être à l'origine de cette configuration depuis les deux dernières grosses tempêtes de l'hiver 2003-2004 dont les hauteurs significatives ont atteint respectivement 8 et 6 m. Sur les cartes antérieures à cet hiver là, les axes étaient orientés nord-est/sud-ouest en réponse à des épisodes d'une incidence du quart nord-est. Le système répond donc fortement aux évènements hydrodynamiques très énergétiques et leurs empreintes perdurent ensuite longuement.

En conclusion, le système de barres en festons internes et externes semble fortement contrôler la position du trait de côte et la morphologie de la plage émergée, trait de côte inclus.

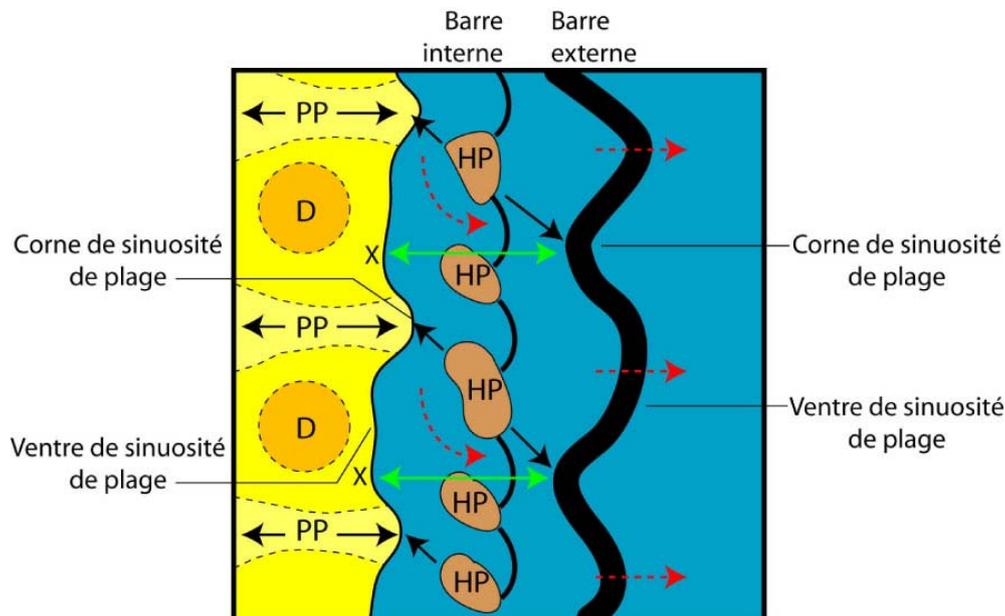


Figure V. 54 : Schéma illustrant le lien entre les différentes unités morphologiques des plages émergée et immergée. Les flèches rouges rapportent la circulation des courants vers le large au dessus du système. Les flèches vertes mettent en relation la position des cornes de la barre externe et le trait de côte signalant un léger décalage. Les flèches noires montrent la relation plage émergée – trait de côte – plage immergée.

Pour ce système décrit durant tout le suivi comme étant à deux barres, des interrogations subsistent cependant. Une image L.I.D.A.R. récemment acquise (DREAL 2009), a révélé que

la liaison plage immergée/émergée peut se faire par un plateau sableux proche quelquefois d'un système barre/baine (Figure V. 55) dont les micro-chenaux de baine seraient sûrement reliés aux chenaux de la barre interne (enracinement visible sur l'image L.I.D.A.R., Figure II. 13). Ces bancs de sable de très petite extension jouxtant la côte réagiraient comme une barre de déferlement ou une barre de *swash* en fonction de l'hydrodynamique [Gervais, 2008]. Cette barre a été observée mais jamais étudiée. C'est de toute manière un objet sédimentaire peu pérenne, très petit d'extension transversale et verticale (de l'ordre de la dizaine à la vingtaine de centimètres), limitée par les faibles battements du plan d'eau. De nouvelles méthodes de suivi plus fines doivent être développées pour décrire ce type de structure qui paraît interagir avec la barre interne et la plage, et donc être indispensable pour la compréhension fine du système morphodynamique.



Figure V. 55 : Exemple d'organisation du système de Leucate-Plage. Les couleurs séparent les barres en fonction de leur profondeur. En vert la barre externe en rouge la barre interne, tous deux en domaine subtidal. En gris le système de barres et chenaux sur le plateau sableux en zone de très petit-fonds en prolongement et en connexion directe de la plage constamment émergée (en noir) [Gervais, 2008].

### 3.2. Stabilité du système et définition de seuils hydrodynamiques

Durant tout le suivi, le système de barres d'avant-côte festonnées de Leucate-Plage est très stable en termes de position et de granulométrie. Cela peut s'expliquer en partie par l'absence d'épisodes de tempête majeure durant le suivi.

Ceci n'empêche pas de tenter de définir des seuils d'activation hydrodynamiques des morphologies des systèmes internes et externe. Le système interne est le premier à être activé, le système externe l'est ensuite si la houle est suffisamment importante.

La campagne intensive de mesures hydrodynamiques a permis de définir un seuil d'activation précis pour les points les plus hauts du système interne avoisinant  $H_{1/3} = 1,5$  m à l'entrée du système [Adloff, 2007]. Au dessus de cette limite l'expression des courants sur les points les plus hauts est marquée. La limite de  $H_{1/3}$  pour l'initiation des changements morphologiques du système interne est plus difficile à établir, mais avec  $H_{1/3} = 1,5$  m le système peut passer d'une configuration en RBB à une configuration en TBR et  $H_{1/3} = 4,5$  m induit la rupture de la crête des festons internes. Le rôle de l'incidence est toutefois à

souligner dans ce scénario. Si la houle vient du nord, la rupture se fait dans la partie sud du feston et inversement. On peut alors aboutir aux nouveaux états de plages décrits, RBB rompu et TBR rompu. Si le forçage augmente encore, comme durant l'hiver 2003-2004, le système interne peut être totalement réorganisé. On peut donc déduire que le seuil hydrodynamique de déstructuration de la barre interne est d'environ  $H_{1/3} = 6$  m.

Pour la barre externe, les tempêtes de  $H_{1/3} \geq 4$  m sont responsables de l'évolution morphologique des cornes et du comblement des fosses de lévigation en face d'elles suite à la migration de leurs cornes qui peuvent s'accoler aux ventres des festons internes qui eux-mêmes reculent. La modélisation hydrodynamique a également permis de montrer qu'une houle incidente de hauteur significative de 7 m brise entièrement sur toute la crête. La stabilité observée durant le suivi (stabilité de forme, caractéristiques granulométriques) est alors bousculée si  $H_{1/3} \geq 8$  m survient, comme durant l'hiver 2003-2004. Les cornes s'engraissent alors. Si on augmente l'échelle de temps des observations en se basant sur les données géophysiques, le système semble migrer vers le nord-ouest lors de phases de construction/destruction des cornes sous l'impact des tempêtes décennales.

### ***3.3. Modèle conceptuel d'évolution du système microtidal de barres d'avant-côte de Leucate-plage***

Tous les changements morphologiques et l'analyse hydrodynamique décrits ci-dessus sont utilisés pour concevoir un modèle morphodynamique conceptuel du système de Leucate-Plage (Figure V. 56). A ce modèle, il faut également ajouter celui du trait de côte et de la plage émergée déjà décrit en Figure V. 32, difficilement représentable sur ce modèle global. Il est possible de dénombrer 8 états, appartenant au type intermédiaire de plage [Wright & Short, 1984]. Deux types de transitions sont décrits, les flèches noires en trait continu représentent les transitions observées au cours du suivi et les flèches noires en trait discontinu les transitions supposées possibles. Ces changements d'états se font à volume constant et ne prennent pas en compte la circulation du sédiment dans le système. Il s'agit d'un modèle à deux barres dans lequel la barre externe ne présente aucun changement morphologique majeur durant le suivi.

Le point de départ de chaque séquence de ce modèle est un état de plage en RBB, configuration la plus observée sur le littoral de Leucate-Plage depuis 1961 [Rivière, 1961; Barusseau & Saint-Guily, 1981; Certain, 2002...]. Les cornes du système interne sont constituées des points hauts en position stable malgré quelques légères variations. Les séquences décrites ci-dessous sont le résultat de houles d'incidence variée (séquence 1 :

frontale et séquence 2 : oblique) avec des hauteurs significatives plus ou moins grandes.

Lors de la séquence 1, la hauteur significative est le principal paramètre de contrôle. Soumis à des houles de hauteurs significatives modérées, les points hauts ou cornes des festons internes s'attachent à la plage créant des barres transverses perpendiculaires TBR à la côte ou *regular* [Short & Aagaard, 1993]. Ces attaches se situent au niveau des cornes des sinuosités de plage. Les points hauts sont reliés entre eux par une crête. Ce ventre de feston est toujours présent quelque soit l'état de la plage. Ceci constitue le deuxième stade de cette séquence. Si cet état est soumis à des houles de hauteur significative supérieure (environ 4 m), les liaisons des points hauts à la côte se rompent, les isolant à nouveau. Le motif festonné du système s'accroît pour atteindre un état en RBB bien marqué, il s'agit du troisième stade. Le passage aux stades de la séquence 2 peut se faire aux différents stades de la séquence 1 par l'application d'une houle d'incidence oblique.

Lors de la séquence 2, sous une houle d'énergie croissante (de bas en haut), le système évolue comme pour la séquence 1 mais avec une dissymétrie des barres. Toutefois, la séquence 2 présente de nouveaux stades. Ainsi, le second stade est marqué par le passage au nouvel état de RBB rompu suite à la rupture de la crête sous l'action d'une houle oblique de hauteur significative modérée. Si les conditions énergétiques diminuent et sont appliquées sur une longue période (quelques semaines à un mois), les points hauts ou cornes des festons internes s'attachent à la côte de manière oblique dans le sens de propagation de la houle pour atteindre l'état de TBR oblique rompu. Toujours soumis à une houle faiblement énergétique, la crête reliant les points hauts, toujours attachés à la côte, se reconstruit pour former un état TBR oblique [Castelle *et al.*, 2007]. Cet état peut être également obtenu à partir d'un état RBB si le système est soumis à une houle faiblement énergétique et d'incidence oblique, ou d'un état de RBB dissymétrique soumis à une diminution importante de la hauteur significative de la houle d'incidence oblique. Un dernier état a été obtenu à partir de celui de TBR oblique lorsque le système est soumis à une houle de très faible hauteur significative (inférieure à 1 m), responsable de la mise en place de forts courants longitudinaux proche de la côte, celui TBR-LTT. Cet état peut également être obtenu à partir de l'état TBR *regular* si le système est soumis à ce même type de houle.

Les états de LBT et de LTT, qui ne sont pas observés pour le système de Leucate-Plage, pourraient nécessiter des conditions de houle fortement énergétiques pour apparaître [Shand *et al.*, 2003 ; Castelle *et al.*, 2007].

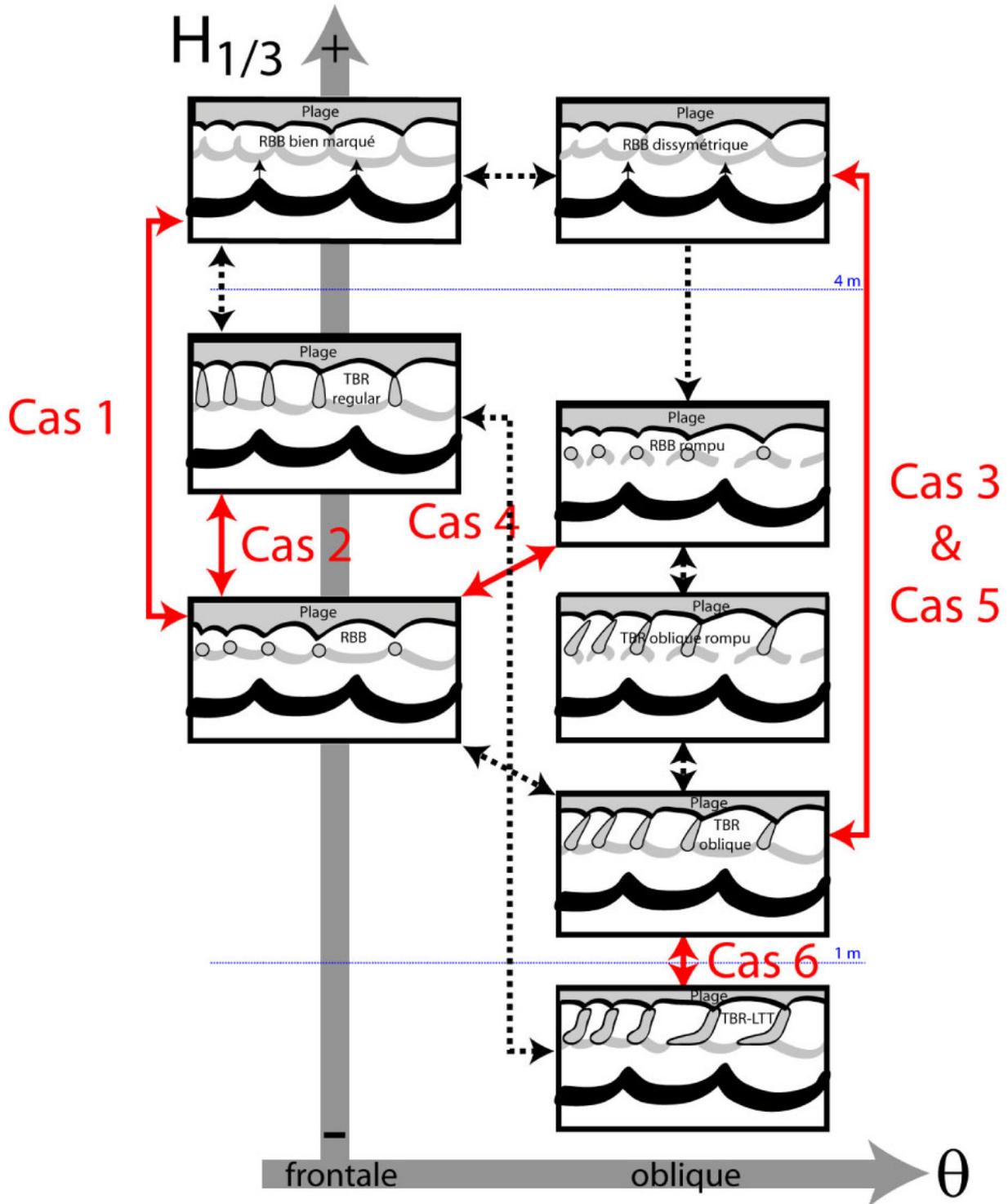


Figure V. 56 : Modèle conceptuel des états de plage pour le site de Leucate-Plage. Les paramètres de contrôle ( $H_{1/3}$  et  $\theta$ ) sont classés de manière croissante. Les flèches en rouge montrent les transitions observées et les flèches noires en trait pointillé les séquences non-observées. Les changements d'états se font à volume constant et ils ne représentent pas la circulation des sédiments. Les cas sont ceux décrits dans la partie résultats. Le modèle conceptuel d'évolution de la plage émergée (Figure V. 32) complète celui-ci mais sa faible extension rend difficile sa représentation ici.

## 4. Discussion

### 4.1. Comparaison du modèle établi avec d'autres sites microtidaux

L'ensemble des travaux concernant les sites microtidaux ont été listés par Van Enckevort *et al.* [2004]. Le site de Hahoterim Beach en Israël, étudié par Goldsmith *et al.* [1982], semble constituer l'unique opportunité de comparaison avec cette étude en raison de son caractère synthétique. En effet, au cours de leur travail, Goldsmith *et al.* [1982] ont dégagé deux séquences morphodynamiques de mise en place des barres sédimentaires d'avant-côte. L'évolution de cette plage est globalement semblable à celle de Leucate-Plage. Le rôle de l'incidence de la houle est bien mis en avant, et certaines transitions sont clairement identifiables, telles que le passage de l'état de RBB à celui de RBB mieux marqué (séquence 2), de même que le passage aux états de TBR oblique ou *regular* (séquence 1).

### 4.2. Comparaison des séquences microtidales établies avec d'autres sites méso- et macrotidaux

A travers la littérature, il est possible de relever de nombreux exemples de sites d'étude à barres festonnées en milieux méso- et macrotidaux, par exemple la plage du Truc Vert en France [De Melo Apoluceno, 2003; Castelle *et al.*, 2007, Sénéchal *et al.*, 2009] et Wanganui en Nouvelle-Zélande [Shand *et al.*, 2003]. La comparaison des réponses morphologiques entre ces sites et celui de Leucate-Plage met en valeur le rôle de l'incidence des vagues.

Si le système est soumis à une houle d'incidence frontale, la réponse est globalement similaire quelque soit l'environnement tidal du site. La crête de barres peut migrer vers le large durant des évènements hautement énergétiques alors que les cornes d'un feston peuvent s'attacher à la côte pour former des barres transverses en présence d'une houle de hauteur significative décroissante [De Melo Apoluceno, 2003; Castelle *et al.*, 2007]. Cependant, certaines réponses sont contradictoires avec les séquences d'évolution proposées [Short & Aagaard, 1993 ; De Melo Apoluceno, 2003; Castelle *et al.*, 2007], telles que l'apparition d'un état TBR durant des épisodes d'énergie croissante ou la mise en place d'un état RBB bien marqué quand la hauteur significative de la houle augmente sans pour autant détruire le système [Shand *et al.*, 2003]. Certaines séquences pour des environnements méso- et macrotidaux, décrites dans la littérature, donnent des informations sur le passage à un état RBB durant des épisodes d'énergie décroissante, comme à Leucate-Plage pour des épisodes d'énergie décroissante.

Si le système est soumis à une houle d'incidence oblique, les réponses présentent davantage de différences en fonction du régime tidal, notamment dans la nécessité de créer de nouveaux états intermédiaires pour la compréhension des transitions morphologiques. Les similarités apparaissent lors du passage à l'état RBB dissymétrique [Sénéchal *et al.*, 2009], le passage à l'état de TBR oblique [Castelle *et al.*, 2007], le passage d'un état de TBR à celui de TBR-LTT proche d'un système de barres/bâines avec la création d'un chenal de vidange oblique à la côte durant un évènement faiblement énergétique [De Melo Apoluceno, 2003; Castelle *et al.*, 2007], la création de petites structures semi-circulaires qui se mettent en place à la sortie des chenaux de vidange [Brander, 1999].

#### ***4.3. Comparaison des états établis dans le modèle conceptuel proposé avec les états de la classification de Short & Aagaard [1993]***

La classification de Short & Aagaard [1993], appuyée sur de nombreuses études dont celle de Goldsmith *et al.* [1982] à Hahoterim Beach, utilise le paramètre oméga défini par Gourlay [1968]. Certains états observés sur le site de Leucate-Plage en sont issus (RBB, TBR *regular*). Cependant, l'étude du système à deux barres de Leucate-Plage a démontré la spécificité de chaque situation, dans le temps et dans l'espace, en maintenant des états mixtes sur de longue période de temps. Les points hauts peuvent aussi présenter des configurations différentes simultanément. Les nouveaux états créés, RBB rompu et TBR rompu, sont facilement intercalables dans la classification de Short & Aagaard [1993].

Dans cette classification, toutes les descriptions des évolutions morphologiques restent assez vagues, se voulant le plus synthétique possible. Quelques auteurs ont déjà entamé des modifications afin de la compléter. Ainsi Brander [1999] a modifié l'état TBR en introduisant la notion de *rip head bar* qui ressemble à des structures festonnées de petite taille ( $L = 12$  m) mises en place par les courants de retour à la sortie des chenaux de bâines. Plus tard, Castelle *et al.* [2007] a divisé l'état TBR en deux états, l'un perpendiculaire et l'autre oblique, tous deux observés à Leucate-Plage. Ils proposent également une terminologie moins figée, voulant la rendre plus dynamique telle que LBT-RBB ou RBB-TBR, chose également faite sur Leucate-Plage avec TBR-LTT.

La question qui se pose maintenant est de savoir si les nouveaux états rompus observés à Leucate (RBB et TBR) sont à considérés comme de nouveaux états à part entière, devant être intégrés dans la classification, ou l'expression de formes de transition entre deux états de référence connus, visibles uniquement en raison de l'expression particulière du forçage météo-marin méditerranéen. Le système semble en effet réagir de manière brutale au-dessus

de certains seuils de forçage, qui sont des épisodes intenses mais brefs et entrecoupés de longues périodes de calme. Les barres réagiraient suivant un mode « marche/arrêt » dont le commutateur peut s'arrêter brutalement sans que le système ait pu arriver à un état connu d' « équilibre » (RBB, TBR, LTT). Les chenaux qui rompent les barres ne serait que le stade initial par exemple du passage entre les états RBB et TBR, non décrit sur les autres sites car se produisant durant la tempête et trop local pour être détectable grâce aux vidéo moyennées de suivi.

#### ***4.4. Stabilité des unités majeures du système***

Deux unités morphologiques du système immergé présentent une persistance durant tout le suivi post-tempête du système littoral de Leucate-Plage : la barre externe et les points haut du système interne. En règle générale, les états de plage pour ces derniers varient entre RBB et TBR. De nombreux facteurs peuvent être proposés pour expliquer cette stabilité, tels que l'absence de tempêtes très énergétiques durant une partie du suivi (2006 à 2008) ou bien encore le rôle de tampon de la barre externe qui sert de protection à la barre interne. Plusieurs études basées sur des suivis vidéo montrent des résultats plus dynamiques avec une grande variabilité des structures durant et après les tempêtes [Shand *et al.*, 2003; Van Enckevort & Ruessink, 2003a et 2003b; Ranasinghe *et al.*, 2004; Almar *et al.*, 2008] pouvant aller jusqu'à une destruction du système [Ranasinghe *et al.*, 2004; Castelle *et al.*, 2007]. Bien que souvent détruites, il a été démontré que certaines structures peuvent résister à des événements très énergétiques, comme par exemple à Wanganui en Nouvelle-Zélande [Shand *et al.*, 2003], où les auteurs suggèrent que des morphologies, si elles sont non rectilignes initialement, peuvent se maintenir, soulignant le rôle des morphologies héritées. Le déphasage entre le temps de réponse de l'ajustement des formes aux forçages hydrodynamiques [O'Hare & Huntley, 2006] ainsi que la taille des barres et leur granulométrie [Shand *et al.*, 1999] concourent aussi à cette stabilité. Ce contrôle stabilisateur de la morphologie héritée peut avoir des conséquences sur la circulation hydrodynamique. Castelle *et al.* [2006] ont montré à travers des modélisations numériques que l'état de plage RBB peut entraîner la formation de cellules de circulation au dessus d'un feston et qui en épouse la forme. Ces cellules peuvent être une des raisons expliquant le maintien des formes et la stabilité du système de Leucate-Plage durant ce suivi post-tempête.

#### **4.5. Modèle N.O.M. vs oscillations autour des points d'équilibre du système rythmique de Leucate**

Le modèle N.O.M. (Net Offshore Migration), développé pour les barres rectilignes, est un modèle qui propose une migration des barres vers le large et une atténuation transversale périodique des barres externes. Ce modèle est constitué de trois phases successives : (1) la génération de barres proches de la côte, (2) d'une migration systématique de la barre vers le large au delà de la zone de déferlement, (3) de la disparition de la barre au delà de la zone de déferlement [Ruessink & Kroon, 1994 ; Wijnberg, 1995 ; Shand & Bailey, 1999].

Durant la première phase du suivi du système rythmique de Leucate (2000-2002), les discussions laissaient penser à une migration longitudinale de la barre vers le nord, mise en évidence à une autre échelle par les données de sismique réflexion, suivant le sens de la dérive littorale. Durant cette thèse, où les acquisitions étaient moins espacées, les résultats ont montré que les barres ne semblent pas migrer longitudinalement ou transversalement indéfiniment mais oscillent autour d'une position d'équilibre, pouvant ainsi se déplacer ponctuellement vers le nord mais revenant ensuite à une position d'origine. Ceci est très visible pour les points hauts de la barre interne, qui oscillent légèrement longitudinalement, de l'ordre de la centaine de mètres.

Les questions qui se posent ici concernent donc : (Q1) l'applicabilité du modèle N.O.M. au système de barres festonnées de Leucate-Plage ; (Q2) l'influence de la largeur côte / limite des barres dans la mise en place du modèle N.O.M.; (Q3) l'importance de la taille et du modelé des festons de la barre externe dans l'existence du N.O.M.

Plusieurs études récentes ont permis de répondre en partie à ces questions. La première, sur la plage de Noordwijk, localisée sur les côtes néerlandaises [Van Enckevort & Ruessink, 2003a], et la seconde sur la plage de Surfers Paradise, localisée sur la Gold Coast en Australie [Ruessink *et al.*, 2009], présentent toutes deux un système double de barres sous-marines, le long des côtes de plus de 10 km. La barre externe présente une configuration en festons, similaire à celle du site de Leucate-Plage [Van Enckevort *et al.*, 2004 ; Ruessink *et al.*, 2007].

(Q1) Au cours de l'étude sur la plage de Surfers Paradise, le système double de barres a migré périodiquement d'une centaine de mètres vers le large, sans pour autant enclencher un cycle N.O.M. complet, pendant des évènements de tempêtes de hauteur significative de facteur 3 ou 4 par rapport à la hauteur significative annuelle moyenne [Ruessink *et al.*, 2009]. Il a été mis en évidence que la barre interne migrait épisodiquement à l'échelle des tempêtes alors que la barre externe avait une migration à l'échelle pluriannuelle [Ruessink *et al.*, 2009].

Le système de Leucate-Plage a subi des évènements de tempêtes de hauteur significative de facteur 3 ou 4 par rapport à la hauteur significative annuelle moyenne sans pour autant observer de migration vers le large. Seules les tempêtes décennales sont susceptibles d'avoir une influence sur la forme de la barre externe.

(Q2) Au cours de l'étude sur la plage de Noordwijk, il a été mis en évidence que les barres migrent vers le large, à l'échelle pluriannuelle, de 0,08 m par jour pour la barre interne et de 0,15 m par jour pour la barre externe [Van Enckevort & Ruessink, 2003a]. Les taux de migration différents de la barre interne et de la barre externe sont liés à la distance *cross-shore* de la barre par rapport à la côte. La barre externe migre plus rapidement que la barre interne et cela se vérifie sur d'autres sites [Lippmann *et al.*, 1993 ; Ruessink & Kroon, 1994]. Ce taux de migration est du même ordre de grandeur que celui du cycle du modèle N.O.M., et lié à la largeur de la zone englobant les barres qui sont plus larges au niveau des sites très énergétiques [Shand *et al.*, 1999 ; Ruessink *et al.*, 2003]. La largeur de la zone de barres de Noordwijk est proche de 500 m, soit semblable à celle de Leucate-Plage sans pour autant qu'on observe un comportement similaire. La largeur de la zone de déferlement du système de barres ne semble donc pas être le paramètre de contrôle de la mise en place du N.O.M.

(Q3) Dans les études décrites ci-dessus, la longueur d'onde des festons de la barre externe est comprise entre 710 et 1360 m pour la plage de Noordwijk et entre 500 et 700 m pour la plage de Surfers Paradise [Turner *et al.*, 2000]. La longueur d'onde des festons de la barre externe du système de Leucate-Plage est égale à environ 600 m et ne varie pas davantage. La longueur d'onde ne semble donc pas jouer un rôle prépondérant dans l'application du modèle.

Une donnée est toutefois intéressante. Sur les sites de Noordwijk et de Surfers Paradise, la barre externe peut se linéariser sous l'action de tempêtes très énergétiques [Van Enckevort & Ruessink, 2003a ; Ruessink *et al.*, 2009] pouvant être un préalable au N.O.M., ce qui n'a pas été observé pour la barre externe de Leucate-Plage. Le rapport entre le niveau de forçage et l'autorégulation du déplacement des formes joue donc certainement un rôle important dans la mise en place et le développement du N.O.M.

Les questions posées ci-dessus (Q1 à Q3) n'ont pas permis réellement de trouver les paramètres de contrôle de l'activation du N.O.M. et pourquoi il n'est pas observé sur le site de Leucate-Plage. Il semble que le système de Leucate-Plage présente une capacité d'autorégulation importante en réponse aux forçages intenses mais ponctuels et que seul le suivi d'une tempête décennale pourrait apporter des éléments de réponse.

### ***III. Conclusion***

Les observations de terrain réalisées entre 2000 et 2009 (suivi de thèse 2005-2009) et la base de données hydrodynamiques acquises tout au long de cette période ont été combinées pour étudier le site microtidal de Leucate-Plage. Il apparaît que ce système est caractérisé par un état de plage dominant RBB. La barre externe présente toujours un état RBB tout au long du suivi avec des évolutions possibles des cornes lors des évènements les plus énergétiques. Une grande phase d'accrétion postérieure à l'hiver 2003-2004 et une sévère phase d'érosion des cornes suite aux évènements décennaux de 1997/1999 sont mises en évidence sur les profils bathymétriques mais aussi à l'aide de la sismique. Le système interne, plus complexe, oscille entre les états RBB, TBR et TBR-LTT. La plage émergée n'a pas subi de bouleversements morphologiques. Durant toute la période du suivi, seule la berme a évolué, alternant d'une forme peu marquée à une forme comprenant des falaises d'érosion. Elle est en relation directe avec le trait de côte qui est resté dans une configuration présentant en permanence des grandes sinuosités (en relation avec la barre externe) et des sinuosités de plus petite taille (en relation avec la barre interne) dont le modelé est plus ou moins marqué en fonction des conditions hydrodynamiques. Un axe oblique sud-est/nord-ouest relie les avancées du trait de côte aux cornes de la barre externe en passant par un point haut de la barre interne. Cet axe est en relation avec les épisodes hautement énergétiques d'incidence sud-est.

Les données hydrodynamiques acquises et modélisées durant le suivi ont permis de mettre en place des cartes de circulation hydrodynamique mettant en évidence (1) la forte dominance de la dérive littorale lors des maxima de tempête avec une houle oblique, (2) la présence de courants de retours davantage marqués au niveau du système interne que de la barre externe et (3) la présence de boucles de recirculation sur tout le système. La modélisation numérique simulant des conditions très énergétiques a permis de proposer ce même type de cartes mettant en évidence les mêmes caractéristiques que précédemment avec l'extension de la zone de circulation au niveau de la barre externe. Ces cartes de circulation démontrent également l'influence de la bathymétrie sur l'hydrodynamique. Les différents seuils d'activation des systèmes interne et externe ont pu être déterminés.

Cette base de données a été utilisée afin de construire un modèle morphodynamique conceptuel basé sur la classification usuelle de Short & Aagaard [1993]. Il a été cependant nécessaire de créer de nouveaux états : RBB rompu et TBR rompu. Ces états, incorporables dans les classifications existantes, interviennent dans la classification sous des conditions

spécifiques de hauteur significative et d'incidence de la houle. En terme de volume sédimentaire, il a été montré que quelle que soit la forme du motif et la position du profil choisi (ventre ou corne), la quantité de sédiment présent sur l'avant-côte reste la même. La réorganisation du système de Leucate-Plage se fait à volume constant.

*NOTES*

---





# Synthèse et conclusion

L'objectif de cette thèse était de définir la morphodynamique du trait de côte et des unités associées depuis le dernier haut niveau marin, c'est-à-dire depuis 6500 BP, pour certains sites microtidaux du Golfe du Lion, et d'étudier les généralisations possibles. Ce travail a été fait en tenant compte de plusieurs échelles spatio-temporelles décroissantes : (1) l'échelle géologique ou long-terme, où le trait de côte est assimilé au lido ; (2) les échelles pluriannuelle et événementielle où il constitue la limite entre les plages émergée et immergée et résulte de leur interaction. La base de données utilisée est constituée de données géophysiques, sédimentologiques et hydrodynamiques acquises par l'UPVD de 1999 à 2009, complétées par les suivis intensifs réalisés lors de cette thèse.

## *I. Résultats majeurs*

### **1. A l'échelle d'un lido et/ou d'une lagune**

Au cours de l'étude du remplissage de la lagune de Thau, l'analyse de la géométrie des réflecteurs sismiques a démontré une migration vers le continent de la barrière littorale. Ce résultat permet de développer une approche encore non-utilisée dans l'étude d'un prisme sableux à l'échelle géologique régionale en utilisant le remplissage fin du bassin lagunaire comme témoin de l'évolution de la barrière sableuse qui le borne et l'induit en partie.

L'historique de la mise en place et de l'évolution de la lagune de Thau montre que son installation est contemporaine du dernier haut niveau marin atteint vers 6000 ans BP, période au cours de laquelle le Rhône a servi de source en sédiments pour la construction de la barrière littorale par l'intermédiaire d'une flèche sableuse fixée au pointement rocheux du Mont Saint-Clair. L'isolement partiel dans un premier temps (vers 6500 ans BP), puis total dans un second temps (vers 5400 ans BP), de la lagune en a résulté. Concomitamment à la migration de l'exutoire du Rhône vers l'est, une diminution des apports sédimentaires amenés par la dérive littorale a provoqué la rétrogradation de cette barrière dès les premiers millénaires du haut niveau marin. La mise en évidence de la remontée du substratum sous la barrière, soulignant le rôle important de la morphologie héritée de l'encaissant dans la fixation de sa position et donc du trait de côte.

## **2. A l'échelle d'une plage émergée et immergée**

La morphodynamique d'une plage à barres festonnées représentative de la moitié sud du Languedoc-Roussillon est caractérisé à partir de ce travail. Sur une période d'environ 10 ans, la barre externe n'a pas changé de configuration, conservant le type RBB, même si les tempêtes décennales ont pu affecter le modelé de ses cornes. Située plus près de la côte et dans une plus faible tranche d'eau, le système interne s'est révélé plus complexe et variable, passant en plusieurs étapes d'une configuration de type RBB à un mode TBR-LTT avec des points hauts d'équilibre. Une des principales avancées de ce travail consiste à montrer que dans un système à deux barres, le système interne peut présenter des configurations de types différents au même moment autour des points hauts.

Les liaisons entre les unités plage émergée/trait de côte/plage immergée sont essentielles. Côté mer, la longueur d'onde de la barre externe est l'équivalent de celle des sinuosités de plage au niveau de trait de côte. Toutefois, les cornes des sinuosités de plage ne sont pas strictement situées en face des cornes des festons de la barre externe. La position des cornes des sinuosités de plage est décalée vers le nord par rapport à celle des cornes des festons externes en réponse à la dernière tempête décennale. Un axe oblique sud-est/nord-ouest peut être matérialisé entre ces deux pointements morphologiques et inclure en position intermédiaire les points hauts de la barre interne. L'explication peut être que le schéma de réfraction de la houle sur la barre externe et la circulation hydrodynamique associée dans la zone de déferlement aboutissent à des zones de convergence et d'accumulation sédimentaire matérialisée par la formation des points hauts et des sinuosités de plage. A terre, ces connexions obliques liées aux houles majoritairement d'incidence sud-est n'existent pas. Les cornes des sinuosités de plage sont reliées en arrière transversalement à des plats de plage, séparés les uns des autres par des dépressions aux ventres des sinuosités. Les processus morphogènes différents (le jet de rive et éolien) sur la partie émergée ainsi que le degré d'exposition plus élevé aux forçages hydrodynamiques de la plage émergée l'explique. La berme constitue en effet une unité très réactive, présentant un mode de fonctionnement différent au niveau des cornes et des ventres des sinuosités de plage, et dont l'évolution saisonnière (fonction du niveau d'énergie) est à souligner. Lors de périodes de calme énergétique, le flanc externe (côté mer) de la berme diminue de pente suite à la diminution de hauteur de sa crête qui migre vers le cordon dunaire ; le pied du talus de collision avance dans la mer. On aboutit ainsi à un accroissement du motif des sinuosités de plage en conditions de faible énergie et inversement.

La circulation hydrodynamique au-dessus d'un système à deux barres a pu être caractérisée par conditions de faible énergie, notamment grâce à l'obtention des profils de courants. Le schéma obtenu, qui peut être influencé par le vent, présente des cellules de circulation, montre une expulsion par courants d'arrachements au niveau des ventres et des crêtes des festons de la barre interne est en accord avec ceux proposés dans la littérature. Ces expulsions de courant vers le large participent activement aux déplacements des cornes des barres externes vers lesquelles elles sont dirigées. La modélisation numérique a permis de montrer que la barre externe peut avoir le même schéma de fonctionnement si la partie la plus externe du système est activée par un forçage de type décennal. Quelles que soient les conditions énergétiques, l'obliquité et la hauteur significative de la houle sont des paramètres clé du modèle conceptuel.

A partir des bases de données bathymétriques et hydrodynamiques, des valeurs seuils de brisance au dessus des morphologies ont été déterminées :

- Un premier seuil d'activation pour les points les plus hauts des barres interne et externe est défini respectivement à 1,5 m et 4 m. Ceci peut induire, in fine, un déplacement localisé des points hauts internes et des cornes.
- Pour des valeurs de 2 m pour la barre interne et 7 m pour la barre externe, la totalité des crêtes des barres sédimentaires sont touchées par la brisance, pouvant réorganiser les barres.

Un modèle conceptuel pour ce site microtidal à deux barres est proposé à partir de la corrélation des états de plage et de ces valeurs seuils, s'intégrant dans la classification de Short & Aagaard [1993], en rajoutant deux états spécifiques, RBB rompu et TBR rompu.

## ***II. Synthèse des paramètres de contrôle du trait de côte définis dans cette étude***

Ces résultats ayant été acquis à des échelles spatio-temporelles différentes, ils donnent des informations sur les paramètres qui contrôlent la position du trait de côte à multiéchelles. La vision long terme qui en découle est d'ailleurs tout à fait appropriée aux requêtes de la réflexion sociétale en matière d'environnement littoral.

### **1. Pour le lido**

Les paramètres qui affectent la morphodynamique du trait de côte à l'échelle long-terme, depuis le dernier haut niveau marin, sont des facteurs agissant à grande échelle spatio-

temporelle et souvent liés entre eux. Un paramètre clé est les variations climatiques, qui sont responsables essentiellement des changements de direction de la dérive littorale, de la remontée du niveau marin et de l'intensité des forçages, mais aussi indirectement de la modification des apports des bassins versants, des régimes hydrauliques fluviaux, etc. Dans cette thèse, deux autres paramètres, qui semblent tout aussi importants, ont été étudiés :

- L'héritage géologique, à travers des remontées du substratum, concourt à la fixation d'une barrière littorale et à la formation de la plage au sens large. L'irrégularité du toit du substratum semble également concourir au piégeage et la fixation des sédiments sableux. Le rôle de l'état antérieur de l'encaissant a été souvent sous-estimé dans l'évolution long-terme des barrières littorales mais depuis quelques années, de nombreux travaux s'y intéressent [Riggs *et al.*, 1995 ; Tessier *et al.*, 2000 ; Robin, 2007 ; Burningham, 2008].
- Les apports sédimentaires et la dérive littorale qui influence en particulier la construction des flèches sableuses et l'édification des lidos [Robin, 2007 ; Allard, 2008 ; Raynal, 2008]. Une diminution des apports longitudinaux peut entraîner une rétrogradation de la barrière littorale, et une augmentation sa progradation.

Ces deux points ont fait l'objet d'une attention particulière dans cette thèse avec l'étude de la relation entre les apports sédimentaires du Rhône, la dérive littorale vers l'ouest du golfe du Lion et l'évolution corrélaire de la barrière de la lagune de Thau.

## **2. Pour la limite de la plage émergée et de la plage immergée**

A plus petite échelle, les paramètres de contrôle sont principalement liés aux forçages hydrodynamiques et aux transferts de sédiment entre les différentes unités sédimentaires, les uns et les autres bien appréhendés grâce au déploiement du dispositif expérimental employé .

- La barre externe festonnée d'un système à deux barres induit la forme du trait de côte en répliquant le festonnement de manière inversée et possiblement décalée. Le système interne est largement influencé par la réfraction de la houle sur la barre externe. Cette relation est contrôlée par la houle, sa hauteur significative et son incidence, qui modèlent l'orientation des corps. Le rôle des basses fréquences, à partir des transferts d'énergie dans des conditions fortement énergétiques n'a pas pu être étudié.
- Le disponible sédimentaire est majoritairement réparti au niveau du système immergé et principalement constitué des barres sédimentaires d'avant-côte. Bien

que moins importants en volume, la plage émergée constitue un stockage en sédiments non négligeable. Les principaux lieux d'érosion et d'accrétion sont la berme, le trait de côte et le système interne.

- Au cours des trois années du suivi de thèse, le système est apparu très stable dans son intégralité et ce malgré plusieurs évènements fortement énergétiques, bien que brefs et espacés dans le temps. Il présente donc une capacité d'autocontrôle suffisamment importante pour s'opposer au changement de morphologies, au moins temporairement.
- Le modelé du prisme littoral sableux est largement contrôlée par les tempêtes annuelles et exceptionnelles ( $H_{1/3} > 4$  m). Pas moins d'une quinzaine d'épisodes ont été enregistrés lors des 10 dernières années sur le littoral de Leucate-Plage. Les derniers évènements climatiques extrêmes enregistrés à Leucate-Plage (1997-1999-2003) ont montré que le trait de côte conserve longtemps l'empreinte du dernier épisode en date.
- Le dernier paramètre est le facteur anthropique. Au cours du temps, les constructions se sont multipliées sur le littoral empêchant donc les échanges sédimentaires entre les bassins versants, les lidos et la plage elle-même, modifiant probablement la circulation hydrodynamique et engendrant des érosions localisées. De plus, au cours de ce suivi sur un secteur encore naturel en haut de plage, des évènements de tempêtes décennales (hivers 1997-1999-2003) ont entraîné la destruction partielle du cordon dunaire et la submersion des zones en arrière. La position des fosses qui permet à la houle de se propager vers la côte sans briser, favorise ainsi la submersion au niveau des ventres des sinuosités de plage et des dépressions associées. Si ces secteurs particuliers ont fait l'objet d'urbanisations pouvant être réflexive en haut de plage, l'érosion du trait de côte est accentuée.

### ***III. Perspectives futures de l'évolution des littoraux du Languedoc-Roussillon en fonction des variations des différents forçages (2050-2100)***

La meilleure gestion possible des environnements littoraux implique la compréhension des paramètres de leur contrôle. Pour un décideur, il est souvent primordial de gérer au mieux

le littoral dont il a la charge. Seulement, les solutions à court terme ne tiennent pas compte des problèmes futurs comme la remontée du niveau marin et les changements climatiques pouvant induire des changements dans la récurrence et l'orientation des tempêtes. Plusieurs scénarios vont être proposés afin de pouvoir constituer le meilleur appui décisionnel possible.

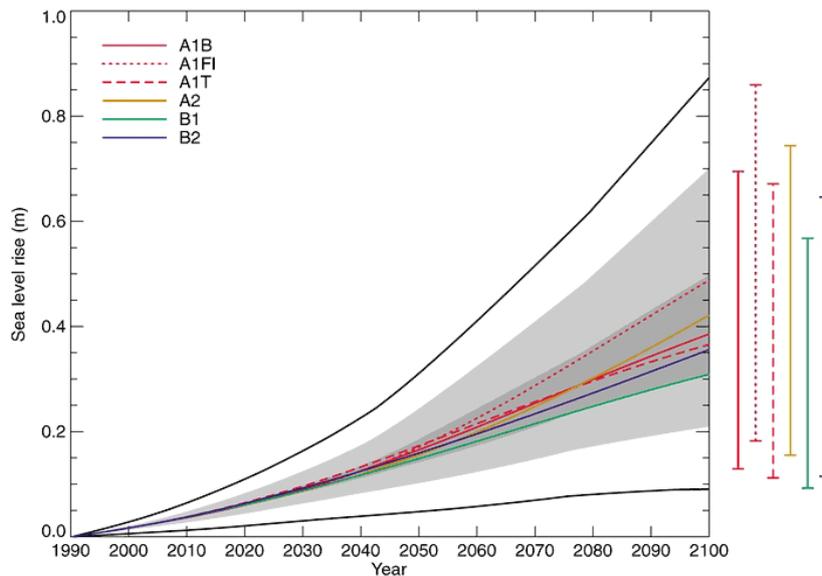
L'exercice n'est pas aisé car l'évolution du littoral sur plusieurs décennies dépend au moins de trois éléments principaux : (1) l'élévation du niveau de la mer ; (2) la variation des apports sédimentaires et (3) la récurrence et le type des tempêtes. D'autres éléments peuvent compléter la liste mais ne seront pas détaillés ici (lessivage des sols, changement de végétation au niveau du bassin versant, etc).

(1) Le risque le plus grand à ce jour pour les populations littorales est celui de la submersion marine et par suite de l'inondation. Des cartes sont ainsi réalisées, par la DREAL, afin de faire apparaître les zones à risque. Sur les deux sites d'études, Sète et de Leucate-Plage, l'exposition est maximum au niveau de la barrière littorale. Ces cartes ne tiennent pas compte de la remontée du niveau marin prévue et donc du risque futur d'inondation à l'échelle du siècle à venir.

En se basant sur le rapport n° 4 du GIEC [2007], plusieurs scénarios sont proposés. Le premier scénario B1 est le moins alarmiste avec une élévation du niveau marin comprise entre 0,18 et 0,38 m à l'orée de 2100 (Tableau VI. 1). Le scénario le plus alarmiste A1F1 propose une élévation du niveau marin comprise entre 0,26 et 0,59 m pour 2100 (Tableau VI. 1). En tenant compte de la fonte des glaciers et de l'expansion stérique du volume d'eau des océans (Figure VI. 1), ces valeurs doivent être revues à la hausse.

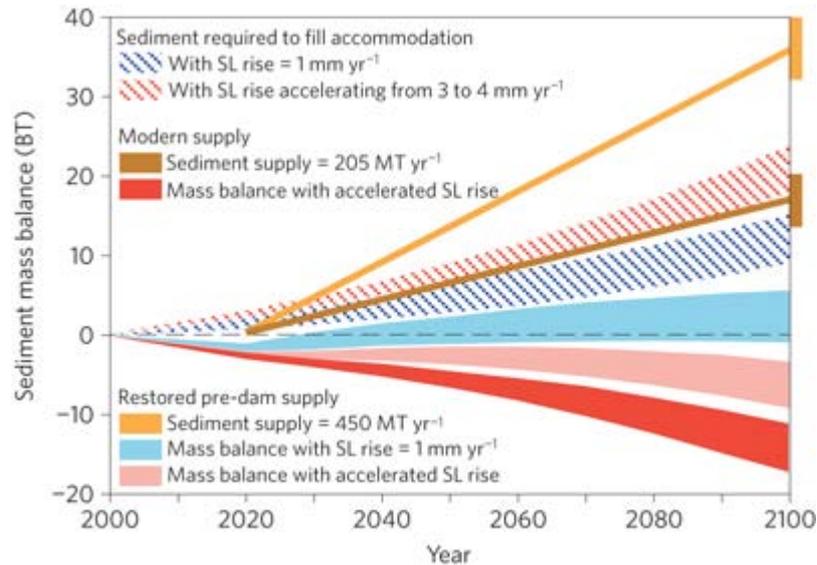
Cas	Variation de température (°C, pour 2090–2099 par rapport à 1980–1999) <sup>a, d</sup>		Élévation du niveau de la mer (m, pour 2090–2099 par rapport à 1980–1999)
	Valeur la plus probable	Intervalle probable	Intervalle fondé sur les modèles sauf évolution dynamique rapide de l'écoulement glaciaire
Concentrations constantes, niveaux 2000 <sup>b</sup>	0,6	0,3-0,9	Non disponible
Scénario B1	1,8	1,1-2,9	0,18-0,38
Scénario A1T	2,4	1,4-3,8	0,20-0,45
Scénario B2	2,4	1,4-3,8	0,20-0,43
Scénario A1B	2,8	1,7-4,4	0,21-0,48
Scénario A2	3,4	2,0-5,4	0,23-0,51
Scénario A1FI	4,0	2,4-6,4	0,26-0,59

**Tableau VI. 1 : Projections des valeurs moyennes du réchauffement en surface et de l'élévation du niveau de la mer (sans tenir compte de l'évolution dynamique rapide de l'écoulement glaciaire) à la fin du XXI<sup>e</sup> siècle, à l'échelle du globe [GIEC, 2007, Tableau 3.1].**



**Figure VI. 1 : Courbes de variations du niveau marin en fonction des scénarios proposés et tenant compte de la fonte des glaciers et de l'expansion stérique du volume d'eau des océans (Tableau VI. 1) basés sur les scénarios proposés par le rapport du GIEC [2007]. Les traits sur la bordure droite de la figure représentent les écarts-types pour chaque scénario [Solomon *et al.*, 2007].**

(2) La variation des apports sédimentaires est difficile à mesurer sur les littoraux à grande échelle, l'exercice le plus courant consiste à faire des bilans au niveau des zones deltaïques ; la difficulté étant de faire la part entre la subsidence, la remontée du niveau marin et la diminution des apports enregistrées lors des dernières décennies (qui ne tiennent pas compte de fait des modifications prévisibles des apports du bassin versant sous l'influence des changements climatiques). Des études récentes ont montré que pour le delta du Mississippi (205 millions de tonnes d'apports par an [Blum & Roberts, 2009] et entre 3 et 23 mm/an de subsidence [Syvitski *et al.*, 2009]), les apports sédimentaires actuels ne compenseraient pas la remontée du niveau marin même si les barrages étaient absents (Figure VI. 2). Le delta du Rhône (10 millions de tonnes par an [Frayssinet, 2000 ; Bourrin *et al.*, 2006] et entre 0 à 4 mm/an de subsidence [Syvitski *et al.*, 2009]) serait à l'équilibre [Syvitski *et al.*, 2009]. Ce fleuve est la principale source en sédiment pour le Golfe du Lion mais son influence pour les décennies à venir, ainsi que celle des fleuves côtiers languedo-roussillonnais, tout comme la redistribution par la dérive littorale sont à approfondir si on veut obtenir des éléments tangibles pour l'aide décisionnelle.



**Figure VI. 2 : Apports sédimentaires au niveau du delta du Mississippi avant et après piégeage des sédiments et tenant compte de la variation relative du niveau marin (variation absolue et subsidence) [Blum & Roberts, 2009].**

(3) Même si le champ d'étude demeure peu étudié, il est possible d'imaginer que des changements climatiques futurs vont entraîner un déplacement de la latitude des centres d'actions atmosphériques et donc un changement de la direction des tempêtes associées notamment dans des zones comme le Golfe du Lion. Sur ce point des efforts conséquents de recherche ont été consentis avec la diminution de la résolution des mailles des modèles, mais restent à améliorer. Plusieurs études [Lowe *et al.*, 2001 ; Wang *et al.*, 2008 ; McInnes *et al.*, 2009] ont tenté d'estimer la période de retour d'évènements extrêmes à l'échelle locale. Cette dernière semble diminuer pour les sites étudiés. Mais la spécificité locale implique que ce type de travail soit réalisé et actualisé régulièrement sur le Golfe du Lion.

On voit donc pour réaliser l'exercice proposé le seul élément tangible sur lequel se baser pour l'instant est la prévision d'augmentation du niveau marin faite et validée par le GIEC. A cause de ces incertitudes, les dates de 2050 et 2100 sont choisies afin de proposer des scénarios d'évolution du littoral en fonction uniquement de la remontée du niveau marin prévue [GIEC, 2007] et en faisant l'hypothèse simple d'une translation du profil de plage à budget sédimentaire constant en réponse au forçage. Cette hypothèse de simple translation sans évolution morphogénétique associée peut être utilisée en première approximation sur la base des réponses observées des lidos sur plusieurs millénaires [Tessier *et al.*, 2000 ; Wolinsky *et al.*, 2010 + autres] qui semblent montrer que le profil de l'avant-côte suit la rétrogradation du lido en gardant une pente plus ou moins semblable. Elle n'est pas en accord avec les travaux réalisés par de nombreux auteurs qui proposent une exportation du matériel

de haut de plage érodé et une modification du profil en conséquence [Bruun, 1962 ; Field & Roy, 1984 ; Roy *et al.*, 1994], mais ce concept a été remis en cause [Cooper & Pilkey, 2004 ; Wolinsky & Murray, 2009].

### **1. 2050**

D'après les courbes de variations du niveau marin [GIEC, 2007 ; ONERC, 2009], quel que soit le scénario, la montée du niveau marin global devrait être comprise entre 14 et 18 cm. En comparant le niveau marin actuel et celui prédit en 2050 sur le profil de Leucate-Plage (Figure VI. 3), il s'avèrerait que son allure générale de plage ne devrait pas subir d'importantes modifications. Cette interprétation ne tient pas compte des paramètres aggravants que seront l'érosion aval-transit d'ouvrages portuaires, la récurrence des tempêtes exceptionnelles et la diminution générale des apports.

Si on essaie de tenir compte de la capacité d'adaptation des lidos aux variations du niveau marin (Figure VI. 4), la réponse, en l'absence de construction en arrière du cordon dunaire, pourrait être une translation du profil de plage vers la côte (Figure VI. 4A) dès lors que le temps d'adaptation de la plage serait compatible avec les vitesses de remontée. Le risque de submersion en 2050 ne serait pas très différent de celui actuel. Dès lors que des constructions existent, si le choix est de les maintenir, elles vont bloquer le recul de la plage et du lido aggravant même le phénomène d'érosion à cause de réflexions lors des tempêtes exceptionnelles (Figure VI. 4B). Dans ce cas, sous l'action de tempêtes très énergétiques, la zone des habitations déjà exposées et soumises au risque de submersion devrait être étendue pour une remontée du niveau marin en 2050 (Figure VI. 4B). La carte du risque de submersion devra être modifiée en conséquence de ces changements et surtout intégrer les variables que sont la diminution des apports sédimentaires et les variations possibles dans les types de tempêtes à venir.

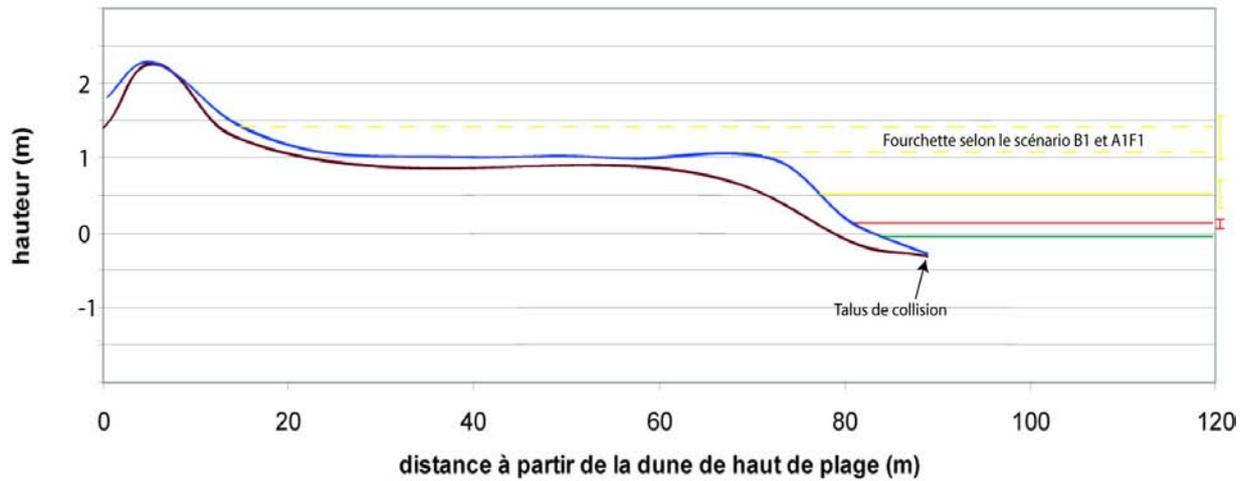


Figure VI. 3 : Profil topographique de la plage émergée de Leucate-Plage sans tenir compte de l'adaptation du système littoral, indiquant le niveau marin actuel (en vert - pointillé), le niveau marin en 2050 (+18 cm, en rouge - pointillé), le niveau marin en 2100 (+ 50 cm, en bleu - pointillé) et le niveau marin en 2100 selon les prédictions de Vermeer & Rahmstorf [2009] (+140 cm, en marron - pointillé).

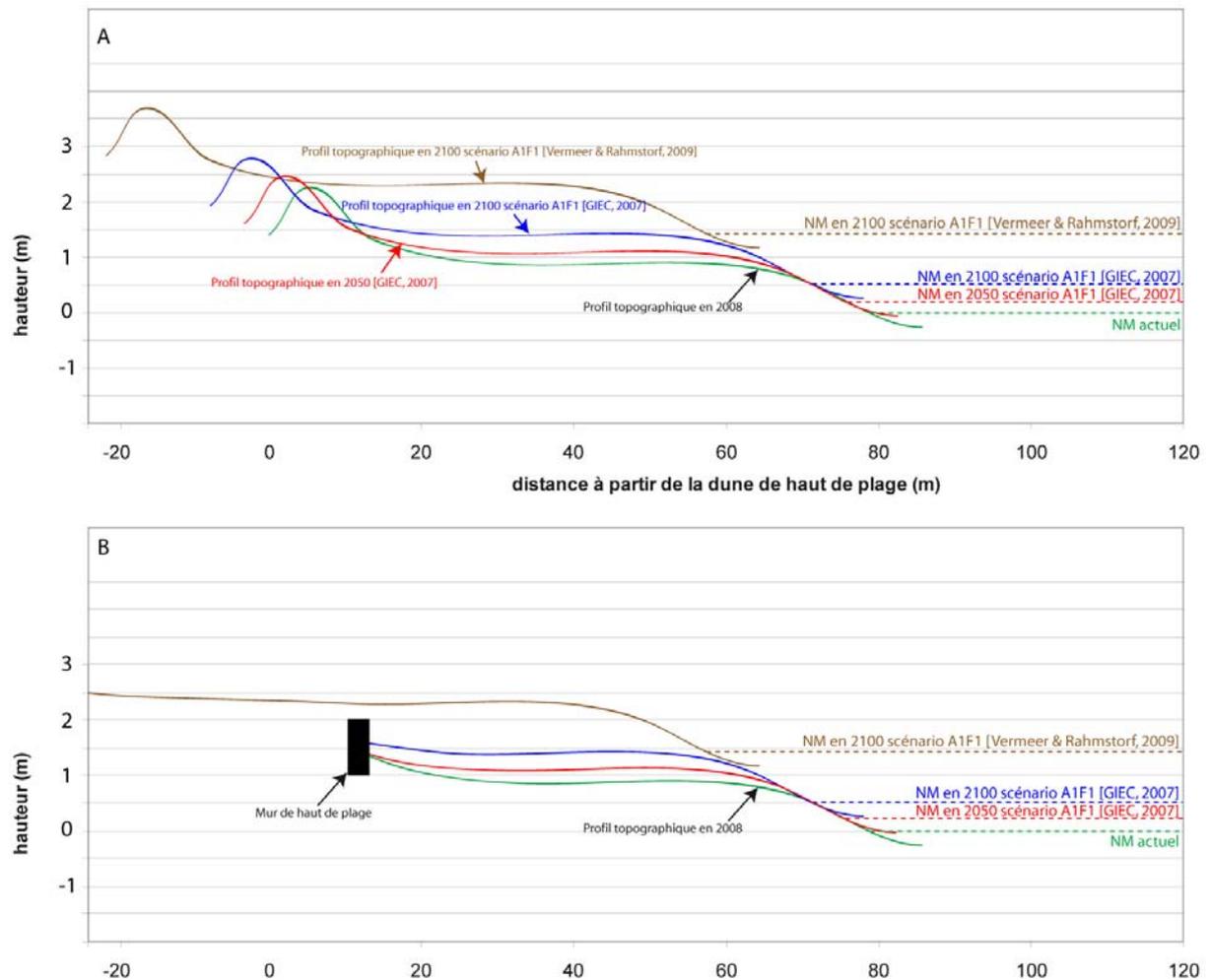


Figure VI. 4 : Profil topographique de la plage émergée de Leucate-Plage en tenant compte de l'adaptation du système littoral en faisant l'hypothèse d'une simple translation du profil, indiquant le niveau marin actuel (en vert - pointillé), le niveau marin et le lido associé en 2050 (en rouge - pointillé) [GIEC, 2007], le niveau marin et le lido associé en 2100 (en bleu - pointillé) [GIEC, 2007] et le niveau marin et le lido associé en 2100 (en marron - pointillé) selon le scénario A1F1 de Vermeer & Rahmstorf [2009]. A – Sans construction. B – Avec construction.

## **2. 2100**

En comparant les niveaux marins actuels et celui prédit en 2100 (entre la trentaine et la soixantaine de centimètres) sur les profils de Leucate-Plage, il s'avèrerait que la plage devrait subir de profonds changements topographiques (Figure VI. 3), même à volume constant (en supposant que les modifications corrélatives du volume sédimentaire de la plage émergée seraient naturellement compensées et que soit présumée l'absence de modification sensible du régime des tempêtes). Dans les conditions actuelles, la surcote en tempête (1 à 2 m) pourrait provoquer des submersions fréquentes des lidos. L'adaptation hypothétique du lido montrerait que, pour 2100 dans l'hypothèse d'une réaction synchrone du lido au forçage, la plage pourrait s'élever de presque 0,5 m et le cordon dunaire reculer vers l'intérieur d'environ une dizaine de mètres (Figure VI. 4A) ce qui pose le problème des zones déjà urbanisées en limite de haut de plage. Des études proposent des scénarios plus alarmistes. La montée du niveau marin selon le scénario le plus extrême AIF1 (+140 cm en moyenne compris entre +110 cm et +170 cm), proposé par Vermeer & Rahmstorf [2009] a été reportée sur les figures Figure VI. 3 et Figure VI. 4. Il faudrait alors revoir très fortement à la hausse les impacts de la remontée du niveau marin et mettre en exécution des mesures adaptatives rapidement pour y faire face. Une attention particulière doit donc être apportée aux évolutions futures à l'aide de suivis adaptés. Le contrôle du niveau altimétrique des terrains sur la bande littorale doit, à cet égard, venir intégrer nécessairement le panel des indicateurs administratifs d'urbanisation, tout comme l'éloignement de 100 m du trait de côte déjà en vigueur.

## **3. Influence de l'activité anthropique**

Les prédictions de remontée du niveau marin annoncées ne sont pas les seules responsables de la modification du tracé du littoral, qui est souvent aggravée par l'action locale de l'homme, comme on vient de le voir. La pression foncière diminue fortement la capacité d'adaptation des lidos et les aménagements handicaperont la gestion future de ces zones. De plus, le cumul de la submersion marine avec l'érosion (érosion nette en 50 ans de 260 hectares en Languedoc Roussillon [Frayssinet, 2000]) est mal évalué et donc difficilement intégrable par les gestionnaires. Que se passera-t-il sur le site de Leucate-Plage pour les scénarios de submersion seuls évoqués ci-dessus si l'érosion aval-transit des ouvrages portuaires situés au sud de la zone venait à se développer fortement lors du siècle à venir faute d'apports sédimentaires déficients et/ou d'une suractivation des tempêtes ? La

question se pose aussi pour le lido de Sète, surtout si on ne tend pas à retourner vers un fonctionnement le plus naturel possible du système sableux (élimination des ouvrages inefficaces, réduction de l'impact sur le transit des barrages et ouvrages portuaires, etc).

#### ***IV. Perspectives de recherche***

Les pistes de recherche sont listées en suivant la logique des chapitres IV et V de ce manuscrit.

##### **1. Barrières littorales et lagunes à l'échelle géologique**

A partir de l'analyse du remplissage sédimentaire de la lagune, les grandes étapes de sa mise en place ont pu être datées et la migration de la barrière littorale qui l'enferme observée. Toutefois, afin d'améliorer la reconstitution paléogéographique, il serait nécessaire de réaliser des carottages longs permettant d'atteindre le substratum.

En même temps, une analyse plus fine de ces carottes sédimentaires et des datations plus nombreuses permettraient de préciser les étapes de cette reconstitution et d'approfondir les conditions de l'évolution du contexte paléo-climatique [Sabatier, 2009]. Une analyse détaillée des micro- et macrofaunes permettrait également de mieux définir les environnements de dépôts.

D'autres sujets sont aussi à aborder :

- Etudier des cônes de débordement en vue de mieux décrire les conséquences des phénomènes de submersion marine. Ce travail a déjà été entrepris dans la lagune de Pierre Blanche (Hérault) [Sabatier *et al.*, 2008] et mérite d'être étendu à d'autres lagunes, comme celles de Thau et de Salses-Leucate.
- Examen des anomalies du remplissage, comme les cadoules [Chassefière, 1968], afin d'appréhender le corps et sa formation en utilisant la sismique Innomar, de très haute résolution, et des carottages.
- Analyser le lido et sa géométrie interne reste une boîte noire qu'il va falloir s'efforcer de résoudre grâce au géoradar [Bennett *et al.*, 2009] et de carottages généralisés.
- Définir le rôle de l'héritage structural dans l'édification et la position actuelle des lidos en multipliant l'étude sur différents sites microtidaux (Presqu'île de Giens, collaborations Samuel Meulé CEREGE, lidos du littoral Audois, lidos des pays du Maghreb, Mer Noire). A terme cette réflexion pourra trouver une résonance dans les problèmes de gestion du trait de côte et de stabilité des lidos.

- Appliquer cette démarche d'étude du remplissage pour en extraire des informations sur l'évolution des littoraux sableux sur d'autres lagunes du Languedoc-Roussillon encore non étudiées et l'étendre à d'autres environnements méso- et macrotidaux.

## **2. Cordon littoral (plages émergée et immergée) aux échelles évènementielle et pluriannuelle**

Cette étude a mis en évidence l'oscillation autour de points d'équilibre des unités majeures du système littoral de Leucate-Plage à travers ce suivi post-tempête. Pour vérifier la réalité de cette stabilité syn-tempête, la mise en œuvre d'un suivi vidéo pourrait être couplée au type de méthodologie employée, afin d'obtenir une information morphodynamique durant les tempêtes. Toutefois, la faible profondeur des structures internes de Leucate-Plage serait alors un inconvénient en générant une écume uniformément étendue qui pourrait masquer l'information lors des tempêtes les plus fortes.

Le caractère stable et/ou oscillant des corps immergés de Leucate soulève aussi la question de l'autocontrôle du système et de sa résistance aux changements sous les conditions de forçage moyen. La taille des corps sableux générés doit jouer un rôle prépondérant qu'il s'agirait de déterminer, notamment en comparant avec d'autres sites présentant des corps de tailles différentes et pour lesquels les coups de mer sont espacés dans le temps, comme en Languedoc-Roussillon.

Outre la morphodynamique à l'échelle des tempêtes, la première observation LIDAR (2009) confirme la cohérence de notre suivi bathymétrique et la présence de deux barres sous-marines, conforme aux informations issues des levés bathymétriques. Toutefois, elle permet d'observer la présence d'un plateau sableux, en position très proximale de la côte en prolongement du talus de collision. Il serait intéressant de poursuivre l'étude de ce plateau en programmant d'autres levés au LIDAR mais surtout en initiant un suivi haute fréquence au DGPS afin de vérifier la validité de son identification comme élément morphologique caractéristique d'un type d'état de la plage et contrôler son comportement morphodynamique dans différentes conditions de mer. Poursuivre le suivi bathymétrique avec un sondeur multifaisceaux serait aussi un gain de temps et de précision.

En l'absence de traçage fluorescent ou radioactif, la mesure du transport sédimentaire n'a pas pu être approchée. Des zones d'accumulation et d'érosion ont été observées et décrites sur l'ensemble de la plage (émergée et immergée) par différentiel de volumes date à date. L'apport de cette technique d'évolution directe serait intéressant afin de quantifier les gains et les pertes sédimentaires de la cellule et l'origine des sédiments.

L'étude de la circulation hydrodynamique est un autre thème important à développer.

- Lors du suivi intensif, aucun évènement de tempête annuelle n'a été enregistré. Aucune carte de circulation hydrodynamique n'a été proposée pour des évènements de forte énergie, sauf par simulation numérique, faute de l'absence de données enregistrées. Il serait donc intéressant de programmer une nouvelle campagne d'acquisition de mesures intensives afin d'enregistrer ce type d'évènement, mais cela nécessite une durée d'immersion prolongée.

- Ce type de campagnes d'acquisition intensive de mesures hydrodynamiques est à développer sur d'autres sites à barres tels que Sète [Robin *et al.*, 2010] afin de réaliser les mêmes types de cartes de circulation hydrodynamique. Ces cartes pourront ainsi venir alimenter l'atlas hydrodynamique du littoral (GLADYS).

- L'utilisation de modèles numériques incorporant un module de transport tel que MORFO50, MORFO55 ou encore MORPHODYN peut s'avérer très utile dans la compréhension du transport sédimentaire lors d'évènements non observés. Les résultats obtenus lors de cette étude pourront maintenant servir à alimenter en données hydrodynamiques des modèles numériques ayant pour objectif de simuler la formation, le développement et la stabilisation des barres en croissant. A cet effet, Castelle [2004] et Garnier [2007] ont développé des modèles capables de générer et de stabiliser ces systèmes en milieu méso- et macrotidaux, tout en pouvant décrire la circulation hydrodynamique associée. Des collaborations sont prévues avec des modélisateurs dans un avenir proche afin de valider ces modèles hydrosédimentaires, peu développés pour les milieux microtidaux.

- Le couplage d'OBS, situés près du fond, avec les ADV doit encore être analysé pour mieux appréhender le transport près du fond et la remise en suspension du sédiment. Techniquement, les ADCP mesurant les courants à partir de 75 cm du fond (hauteur minimale programmable en tenant compte des barnacles et de la zone de blanc des mesures), il serait donc souhaitable de proposer une nouvelle disposition des appareils afin de mieux appréhender les processus proches du fond. Dans ce cadre, de nouvelles structures pouvant recevoir ces appareils ont été créées au laboratoire afin de réduire au maximum la perte de données près du fond [Robin *et al.*, 2010].

L'analyse des profils sismiques THR a montré l'importance des évènements exceptionnels dans le processus de migration des barres. L'acquisition de données temporelles en continu sur de longues périodes semble donc très importante pour les littoraux sableux. Disposer de plus longues séries temporelles à l'heure où il sera nécessaire d'affiner les scénarios d'évolution du littoral sera primordial.





# Références bibliographiques

- A**AGAARD, T. [1988]. - Nearshore bar morphology on the low-energy coast of northern Zealand, Denmark. - *Geografiska Annaler, Series A*, 70 A (1-2): 59-67.
- AAGAARD, T. [1988]. - Rhythmic beach and nearshore topography: examples from Denmark. - *Geografisk Tidsskrift*, 88: 55-60.
- AAGAARD, T. [1989]. - *Infragravity Waves and Nearshore Bars*. - Unpublished. University of Copenhagen, Copenhagen, 234 p.
- AAGAARD, T. [1990]. - Infragravity waves and nearshore bars in protected, storm-dominated coastal environments. - *Marine Geology*, 94 (3): 181-203.
- AAGAARD, T. [1991]. - Multiple-bar morphodynamics and its relations to low-frequency edge waves. - *Journal of Coastal Research*, 7 (3): 801-813.
- AAGAARD, T., DAVIDSON-ARNOTT, R., GREENWOOD, B. and NIELSEN, J. [2004]. - Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. - *Geomorphology*, 60 (1-2): 205-224.
- AAGAARD, T. and GREENWOOD, B. [1994]. - Suspended sediment transport and the role of infragravity waves in a barred surf zone. - *Marine Geology*, 118 (1-2): 23-48.
- AAGAARD, T. and GREENWOOD, B. [1995]. - Suspended sediment transport and morphological response on a dissipative beach. - *Continental Shelf Research*, 15 (9): 1061-1086.
- AAGAARD, T., GREENWOOD, B. and NIELSEN, J. [1997]. - Mean currents and sediment transport in a rip channel. - *Marine Geology*, 140 (1-2): 25-45.
- AAGAARD, T., KROON, A., ANDERSEN, S., MOLLER SORENSEN, R., QUARTEL, S. and VINTHER, N. [2005]. - Intertidal beach change during storm conditions; Egmond, The Netherlands. - *Marine Geology*, 218 (1-4): 65-80.
- AAGAARD, T. and MASSELINK, G. [1999]. - The surf zone. - In Short, A.D. (Eds), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley and Sons, Chichester, p. 72-118.
- AAGAARD, T., ORFORD, J. and MURRAY, A.S. [2007]. - Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. - *Geomorphology*, 83 (1-2): 29-47.
- ADLOFF, F. [2007]. - Hydrodynamique de la zone de déferlement d'un système de barres d'avant-côte festonnées. - Rapport de Master 2 Recherche, Université de Perpignan Via Domitia, Perpignan, 38 p.
- AKOUANGO, É. [1997]. - Morphodynamique et dynamique sédimentaire dans le golfe du Lion. Contribution à l'étude de la zone côtière dans l'Actuel et le Quaternaire récent. - Thèse de doctorat. Université de Perpignan, Perpignan, 191 p.

ALLARD, J., CHAUMILLON, E. and FÉNIÈS, H. [2009]. - A synthesis of morphological evolutions and Holocene stratigraphy of a wave-dominated estuary: The Arcachon lagoon, SW France. - *Continental Shelf Research*, 29 (8): 957-969.

ALLEN, J.R. and PSUTY, N.P. [1987]. - Morphodynamics of a singlebarred beach with a rip channel, Fire Island, NY. - *Proceedings of the Coastal Sediments 1987*, New Orleans. American Society of Civil Engineers, New York, 1964-1975.

ALMAR, R., COCO, G., BRYAN, K.R., HUNTLEY, D.A., SHORT, A.D. and SENECHAL, N. [2008]. - Video observations of beach cusp morphodynamics. - *Marine Geology*, 254 (3-4): 216-223.

ALOÏSI, J.C., MONACO, A., PLANCHAIS, N., THOMMERET, J. and THOMMERET, Y. [1978]. - The Holocene 282 transgression in the Golfe du Lion, southeastern France: paleogeographic and paleobotanical evolution. - *Géographie physique et Quaternaire*, 15: 145-162.

AMOROSI, A., CENTINEO, M.C., COLALONGO, M.L. and FIORINI, F. [2005]. - Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy. - *Marine Geology*, 222-223: 7-18.

AMOROSI, A., COLALONGO, M.L., FIORINI, F., FUSCO, F., PASINI, G., VAIANI, S.C. and SARTI, G. [2004]. - Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records. - *Global and Planetary Change Global Climate Changes during the Late Quaternary*, 40 (1-2): 55-78.

ANTHONY, E.J. and BLIVI, A.B. [1999]. - Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier-lagoon complex, western Bight of Benin. - *Marine Geology*, 158 (1-4): 161-176.

ANTHONY, E.J., LEVOY, F., MONFORT, D. and DEGRYSE-KULKARNI, C. [2005]. - Short-term intertidal bar mobility on a ridge-and-runnel beach, Merlimont, northern France. - *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 (1): 81-93.

ANTHONY, E.J., LEVOY, F. and MONFORT, O. [2004]. - Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. - *Marine Geology*, 208 (1): 73-100.

ANTIA, E.E. [1988]. - Inventory of littoral processes and retrogression on a microtidal beach during a storm season. - *Journal of African Earth Sciences*, 7 (3): 545-551.

AQUILINA, L., LADOUCHE, B., DOERFLIGER, N. and BAKALOWICZ, M. [2003]. - Deep Water Circulation, Residence Time, and Chemistry in a Karst Complex. - *Ground Water*, 41 (6): 790-805.

ARBÉY, F. [1959]. - Observations nouvelles sur les croissants et sinuosités de plage. - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 248: 3187-3189.

ARDHUIN, F., REILLY, W.C., HERBERS, T.H.C. and JESSEN, P.F. [2003]. - Swell Transformation across the Continental Shelf. Part I: Attenuation and Directional Broadening. - *Journal of Physical Oceanography*, 33 (9): 1921-1939.

AUBREY, D.G. and GAINES JR, A.G. [1982]. - Rapid formation and degradation of barrier spits in areas with low rates of littoral drift. - *Marine Geology*, 49 (3-4): 257-277.

AUSTIN, M., SCOTT, T., BROWN, J., MACMAHAN, J., MASSELINK, G. and RUSSELL, P. [2010]. Temporal observations of rip current circulation on a macro-tidal beach. *Continental Shelf Research*, 30 (9): 1149-1165.

**B**ACKSTROM, J.T., JACKSON, D.W.T. and COOPER, J.A.G. [2009]. - Shoreface morphodynamics of a high-energy, steep and geologically constrained shoreline segment in Northern Ireland. - *Marine Geology*, 257 (1-4): 94-106.

BAGNOLD, R.A. [1966]. - An approach to the sediment transport problem from general physics. - US Geological Survey, 422-I p.

BAILARD, J.A. [1981]. - An Energetics Total Load Sediment Transport Model For a Plane Sloping Beach. - *Journal of Geophysical Research*, 86 (C11): 10938-10954.

BALOUIN, Y. [2001]. - Les embouchures mésotidales (tidal inlets) et leur relation avec les littoraux adjacents - Exemple de la Barra Nova, Sud Portugal. - Thèse de doctorat. Université de Bordeaux 1, Bordeaux, 291 p.

BALSILLIE, J.H. [1985]. - Redefinition of shore-breaker classification as a numerical continuum and a design shore-breaker. - *Journal of Coastal Research*, 1: 247-254.

BAO, R., DA CODNCEICAO FREITAS, M. and ANDRADE, C. [1999]. - Separating eustatic from local environmental effects: a late-Holocene record of coastal change in Albufeira Lagoon, Portugal. - *The Holocene*, 9 (3): 341-352.

BARD, E., HAMELIN, B., FAIRBANKS, R.G. and ZINDLER, A. [1990]. - Calibration of the <sup>14</sup>C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. - *Nature*, 345 (6274): 405-410.

BARRIÈRE, J. and BERGER, G. [1978]. - Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 1040 - 1 feuille en couleur, et notice explicative par Berger G. et al. 31 p. - 1ère édition, BRGM éditions.

BARUSSEAU, J.P., AKOUANGO, É., BÂ, M., DESCAMPS, C. and GOLF, A. [1996]. - Evidence for short term retreat of the barrier shorelines. - *Quaternary Science Reviews Records of Rapid Events in Late Quaternary Shorelines*, 15 (8-9): 763-771.

BARUSSEAU, J.P. and SAINT-GUILY, B. [1981]. - Disposition, caractères et formation des barres d'avant-côte festonnées du Golfe du Lion. - *Oceanologica Acta*, 4 (3): 297-304.

BASSETTI, M.A., JOUET, G., DUFOIS, F., BERNÉ, S., RABINEAU, M. and TAVIANI, M. [2006]. - Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes. - *Marine Geology*, 234 (1-4): 93-109.

BATTJES, J.A. [1974]. - Surf similarity. - Proceedings of the 14th International Conference of Coastal Engineering, Copenhagen. American Society of Civil Engineers, New York, 466-480.

- BATTJES, J.A. and JANSSEN, J.P. [1978]. - Energy loss and setup due to breaking of random waves. - Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering, Hamburg. American Society of Civil Engineers, New York, 569-588.
- BEAUDOUIN, C., JOUET, G., SUC, J.-P., BERNÉ, S. and ESCARGUEL, G. [2007]. - Vegetation dynamics in southern France during the last 30 ky BP in the light of marine palynology. - Quaternary Science Reviews, 26 (7-8): 1037-1054.
- BELKNAP, D.F. and KRAFT, J.C. [1985]. - Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems. - Marine Geology, 63 (1-4): 235-262.
- BELLOTTI, P., CARBONI, M.G., DIBELLA, L., PALAGI, I. and VALERI, P. [1994]. - Benthic foraminiferal assemblages in the depositional sequence of the Tiber Delta. In: R. Matteucci, Editor. - Studies on Ecology and Palaeoecology of Benthic Communities Special Volume 2: 29-40.
- BENABDELLOUAHED, M. [2005]. - Etude du remplissage Holocène de l'étang de Thau, Golfe du lion (Analyse par prospection sismique THR). - Rapport de Master 2 Recherche, Université de Caen - Basse Normandie, Caen, 76 p.
- BENNETT, M.R., CASSIDY, N.J. and PILE, J. [2009]. - Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. - Geomorphology, 104 (3-4): 218-229.
- BERGER, G., FEIST, R. and FREYTET, P. [1981]. - Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 1015 - 1 feuille en couleur, et notice explicative 42 p. - 1ère édition, BRGM éditions.
- BERNÉ, S., CARRÉ, B., LOUBRIEU, B., MAZÉ, J.P., MORVAN, L. and NORMAND, A. [2004]. - Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion au 1/250000 p. - Ifremer.
- BERNÉ, S., JOUET, G., BASSETTI, M.A., DENNIELOU, B. and TAVIANI, M. [2007]. - Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean). - Marine Geology, 245 (1-4): 65-88.
- BERTIN, X. and CHAUMILLON, E. [2005]. - New Insights in Shallow Gas Generation from Very High Resolution Seismic and Bathymetric Surveys in the Marennes-Oléron Bay, France. - Marine Geophysical Researches, 26 (2): 225-233.
- BILLEAUD, I. [2006]. - Dynamique de construction d'un prisme sédimentaire littoral en régime mégatidal (la baie du Mont-Saint-Michel). - Thèse de doctorat. Université de Caen / Basse-Normandie, Caen, 239 p.
- BILLEAUD, I., CHAUMILLON, E. and WEBER, O. [2005]. - Evidence of a major environmental change recorded in a macrotidal bay (Marennes-Oléron Bay, France) by correlation between VHR seismic profiles and cores. - Geo-Marine Letters, 25 (1): 1-10.
- BILLEAUD, I., TESSIER, B., LESUEUR, P. and CALINE, B. [2007]. - Preservation potential of highstand coastal sedimentary bodies in a macrotidal basin: Example from the Bay of Mont-Saint-Michel, NW France. - Sedimentary Geology, 202 (4): 754-775.

- BILLEAUD, I., TESSIER, B., LESUEUR, P. [2009]. - Impacts of Late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). - *Geology*, 37: 1031-1034.
- BIRD, E.C.F. [1986]. - *Submerging Coasts*. - Wiley & Sons Ltd, Chichester, 184 p.
- BLUM, M.D. and ROBERTS, H.H. [2009]. - Drowning of the Mississippi Delta due to insufficient sediment supply and global sea-level rise. - *Nature Geosci*, 2 (7): 488-491.
- BODE, J.A. and JOL, H.M. [2006]. - GPR investigation of Hapuna Beach, Hawaii: coastal and fluvial deposits. - *Proceedings of the 11th International Conference on Ground Penetrating Radar*, Columbus. ElectroScience Laboratory, The Ohio State University, On CD-ROM.
- BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., DEMENOCAL, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I. and BONANI, G. [1997]. - A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. - *Science*, 278 (5341): 1257-1266.
- BOURRIN, F., DURRIEU DE MADRON, X. and LUDWIG, W. [2006]. - Contribution to the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). - *Vie et milieu - Life and Environment*, 56 (4): 307-314.
- BOWEN, A.J. and INMAN, D.L. [1969]. - Rip Currents 2. Laboratory and Field Observations. - *J. Geophys. Res.*, 74 (23): 5479-5490.
- BOWEN, A.J. and INMAN, D.L. [1971]. - Edge Waves and Crescentic Bars. - *Journal of Geophysical Research*, 76 (36): 8662-8671.
- BOWMAN, D. and GOLDSMITH, V. [1983]. - Bar morphology of dissipative beaches: An empirical model. - *Marine Geology*, 51 (1-2): 15-33.
- BOYD, R., DALRYMPLE, R. and ZAITLIN, B.A. [1992]. - Classification of clastic coastal depositional environments. - *Sedimentary Geology*, 80 (3-4): 139-150.
- BRANDER, R.W. [1996]. - Field observations on the morphodynamics of rip currents. - Unpublished PhD. University of Sydney, Sydney, 240 p.
- BRANDER, R.W. [1999]. - Field observations on the morphodynamic evolution of a low-energy rip current system. - *Marine Geology*, 157 (3-4): 199-217.
- BRANDER, R.W. and SHORT, A.D. [2000]. - Morphodynamics of a large-scale rip current system at Muriwai Beach, New Zealand. - *Marine Geology*, 165 (1-4): 27-39.
- BRETEL, P. [2003]. - Processus éoliens et morphodynamique dunaire sur les côtes bas-normandes. - Thèse de doctorat. Université de Caen Basse-Normandie, Caen, 312 p.
- BREUIL, L. [2004]. - Renouveler le partenariat public-privé pour les services d'eau dans les pays en développement, comment conjuguer les dimensions contractuelles, institutionnelles et participatives de la gouvernance. - Thèse de doctorat. ENGREF, Paris, 321 p.

BROCCHINI, M. and BALDOCK, T.E. [2008]. - Recent advances in modeling swash zone dynamics: Influence of surf-swash interaction on nearshore hydrodynamics and morphodynamics. - *Revue of Geophysics*, 46 (RG3003): doi:10.1029/2006RG000215.

BROTHERS, L.L., BELKNAP, D.F., KELLEY, J.T. and JANZEN, C.D. [2008]. - Sediment transport and dispersion in a cool-temperate estuary and embayment, Saco River estuary, Maine, USA. - *Marine Geology*, 251 (3-4): 183-194.

BROWDER, A.G. and MCNINCH, J.E. [2006]. - Linking framework geology and nearshore morphology: Correlation of paleo-channels with shore-oblique sandbars and gravel outcrops. - *Marine Geology*, 231 (1-4): 141-162.

BRUNER, K.R. and SMOSNA, R.A. [1989]. - The movement and stabilization of beach sand on transverse bars, Assateague Island, Virginia. - *Journal of Coastal Research*, 5 (3): 593-601.

BRUUN, P. [1954]. - Migrating sand waves or sand humps, with special reference to investigations carried out on the Danish North Sea Coast. - *Proceedings of the 5th International Conference on Coastal Engineering*, Grenoble. American Society of Civil Engineers, New York, 269-295.

BUJAN, N. [2009]. - Application d'un modèle de circulation littoral quasi-tridimensionnel à la dynamique des plages du Languedoc-Roussillon. - Thèse de doctorat. Université de Montpellier II, Montpellier, 214 p.

BURNINGHAM, H. [2008]. - Contrasting geomorphic response to structural control: The Loughros estuaries, northwest Ireland. - *Geomorphology*, 97 (3-4): 300-320.

BUSCAIL-MARTIN, R. [1978]. - Evolution Holocène et actuelle des conditions de sédimentation dans le milieu lagunaire de Salses-Leucate. - Thèse de doctorat de 3ème cycle. Université Paul Sabatier de Toulouse III, Peprignan, 228 p.

**C**ABALLERIA, M., COCO, G., FALQUES, A. and HUNTLEY, D.A. [2002]. - Self-organization mechanisms for the formation of nearshore crescentic and transverse sand bars. - *Journal of Fluid Mechanics*, 465 (-1): 379-410.

CALVETE, D., DODD, N., FALQUÃ©S, A. and VAN LEEUWEN, S.M. [2005]. - Morphological development of rip channel systems: Normal and near-normal wave incidence. - *Journal of Geophysical Research*, 110:

CANCE, L. [2007]. - Morphodynamique conjointe de l'avant-côte et de la plage émergée. Implication des variations du trait de côte à l'aménagement littoral. - Rapport de M2 Professionnel, IMAGES, Université de Perpignan, Perpignan, 33 p.

CARNEVALE, M. and HAGER, J. [2008]. - Characterization of a beach revetment using ground penetrating radar and MASW. - *Proceedings of the Symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems*, Philadelphia. Environmental and Engineering Geophysical Society, 795-804.

CARTER, R.W.G. [1988]. - Coastal Environments. An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. - Academic Press, London, 617 p.

CARTER, R.W.G., HESP, P.A. and NORDSTROM, K.F. [1990]. - Erosional landforms in coastal dunes. - In Nordstrom, K.F., Psuty, N.P. and Carter, R.W.G. (Eds), Coastal Dunes: Form and Process. John Wiley, Chichester, p. 217-250.

CARTER, R.W.G. and KITCHER, K.J. [1979]. - The geomorphology of offshore sand bars on the north coast of Ireland. - Proceedings of the Royal Irish Academy, 43-61.

CARTER, R.W.G. and ORFORD, J. [1993]. - The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers: a short and long term perspective. - Journal of Coastal Research, Special Issue (15): 158-179.

CASTELLE, B. [2004]. - Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle : application à la côte aquitaine. - Thèse de doctorat. Université de Bordeaux 1, Talence, 282 p.

CASTELLE, B., BONNETON, P. and BUTEL, R. [2006]. - Modélisation du festonnage des barres sableuses d'avant-côte : application à la côte aquitaine, France. - Comptes Rendus Geosciences, 338 (11): 795-801.

CASTELLE, B., BONNETON, P., DUPUIS, H. and SÉNÉCHAL, N. [2007]. - Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: A review. - Marine Geology, 245 (1-4): 141-159.

CASTELLE, B., MICHALLET, H., MARIEU, V., LECKLER, F., DUBARDIER, B., LAMBERT, A., BERNI, C., BARTHELEMY, E., BOUCHETTE, F., BONNETON, P., KIMMOUN, O., SOUS, D. and ALMAR, R. [2010]. Modélisation physique des courants d'arrachement : apport des mesures lagrangiennes. Proceedings of the Journées nationales Génie Côtier - Génie Civil, Sophia Antipolis, France. Paralia, 53-60.

CASTELLE, B., SAINT-GAST, F. and BONNETON, P. [2003]. - 2DH modelling of sediment transport over a high energy barred-beach. - Proceedings of the Coastal Dynamics, American Society of Civil Engineers, New York, CD-ROM.

CATTANEO, A. and STEEL, R.J. [2003]. - Transgressive deposits: a review of their variability. - Earth-Science Reviews, 62 (3-4): 187-228.

CAZENAVE, A., DOMINH, K., GUINEHUT, S., BERTHIER, E., LLOVEL, W., RAMILLIEN, G., ABLAIN, M. and LARNICOL, G. [2009]. - Sea level budget over 2003-2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo. - Global and Planetary Change, 65 (1-2): 83-88.

CERTAIN, R. [1999]. - Etude d'un environnement microtidal à barres (Sète – Golfe du Lion). - Rapport de DEA, Université de Perpignan Via Domitia, Perpignan, 29 p.

CERTAIN, R. [2002]. - Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le golfe du Lion (Languedoc-Roussillon). - Océanologie, géologie, sédimentologie. Université de Perpignan, Perpignan, 209 p.

CERTAIN, R. and BARUSSEAU, J.-P. [2005]. - Conceptual modelling of sand bars morphodynamics for a microtidal beach (Sète, France). - Bulletin de la Société Géologique de France, 176 (4): 343-354.

CERTAIN, R., MEULÉ, S., REY, V. and PINAZO, C. [2005]. - Wave transformation on a microtidal barred beach (Sète, France). - *Journal of Marine Systems*, 58 (1-2): 19-34.

CERTAIN, R., TESSIER, B., BARUSSEAU, J.-P., COURP, T. and PAUC, H. [2005]. - Sedimentary balance and sand stock availability along a littoral system. The case of the western Gulf of Lions littoral prism (France) investigated by very high resolution seismic. - *Marine and Petroleum Geology, The Gulf of Lions: an overview of recent studies within the French "Margins" Programme*, 22 (6-7): 889-900.

CERTAIN, R., TESSIER, B., COURP, T., BARUSSEAU, J.-P. and PAUC, H. [2004]. - Very high resolution seismic investigation of the sedimentary infill of the Leucate lagoon (Aude and Pyrenees-Orientales - SE France). - *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 175 (1): 35-48.

CERTAIN, R., TESSIER, B., COURP, T., BARUSSEAU, J.-P. and PAUC, H. [2004]. - Very high resolution seismic investigation of the sedimentary infill of the Leucate lagoon (Aude and Pyrenees-Orientales - SE France). - *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 175 (1): 35-48.

CHAPPELL, J. and ELIOT, I.G. [1979]. - Surf-beach dynamics in time and space -- An Australian case study, and elements of a predictive model. - *Marine Geology*, 32 (3-4): 231-250.

CHAPPELL, J. and WRIGHT, L.D. [1978]. - Surf zone resonance and coupled morphology. - *Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering, Hamburg, Germany*. ASCE, 1359-1377.

CHASSEFIÈRE, B. [1968]. - Sur la sédimentologie et quelques aspect de hydrologie de l'étang de Thau (Hérault). - Thèse d'état. Univesité de Montpellier, Montpellier, 135 p.

CHAUMILLON, E. and WEBER, N. [2006]. - Spatial variability of modern incised valleys on the French Atlantic coast : Comparison between the Charente (Pertuis d'Antioche) and the Lay-Sèvre (Pertuis Breton) incised-valleys. - In Dalrymple, R.W., Leckie, D.A. and Tillman, R.W. (Eds), *Incised Valleys in Time and Space*. SEPM Special publication, p. 57-85.

CLARK, P.U., MCCABE, A.M., MIX, A.C. and WEAVER, A.J. [2004]. - Rapid Rise of Sea Level 19,000 Years Ago and Its Global Implications. - *Science*, 304 (5674): 1141-1144.

CLOS-ARCEDUC, A. [1962a]. - Etude sur les vues aériennes des alluvions littorales d'allure périodique cordons littoraux et festons. - *Bulletin de la Societe Française de Photogrammétrie*, 4: 13-21.

CLOS-ARCEDUC, A. [1962b]. - Effects de la reflexion sur un obstacle d'une houle de longueur d'onde l. - *Photo Interprétation*, 1: 10.

COCHRAN, U., HANNAH, M., HARPER, M., VAN DISSEN, R., BERRYMAN, K. and BEGG, J. [2007]. - Detection of large, Holocene earthquakes using diatom analysis of coastal sedimentary sequences, Wellington, New Zealand. - *Quaternary Science Reviews*, 26 (7-8): 1129-1147.

COCO, G., BURNET, T.K., WERNER, B.T. and ELGAR, S. [2003]. - Test of self-organization in beach cusp formation. - *Journal of Geophysical Research*, 108 (C3): doi:10.1029/2002JC001496.

COCO, G., HUNTLEY, D.A. and O'HARE, T.J. [2000]. - Investigation of a self-organization model for beach cusp formation and development. - *Journal of Geophysical Research*, 105 (C9): 21991-22002.

COCO, G., O'HARE, T. and HUNTLEY, D.A. [1999]. - Beach cusps : a comparison of data and theories for their formation. - *Journal of Coastal Research*, 15 (3): 741-749.

COCO, G. and MURRAY, A. B. [2007]. - Patterns in the sand: From forcing templates to self-organization. - *Geomorphology*, 91 (3-4): 271-290.

COHEN, J.K. and STOCKWELL JR., J.W. [2008]. CWP/SU: Seismic Unix Release No. 41 : an open source software package for seismic research and processing. - Consulté le 16/05/2008-Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.

CONWAY, T.M. and NORDSTROM, K.F. [2003]. - Characteristics of topography and vegetation at boundaries between the beach and dune on residential shorefront lots in two municipalities in New Jersey, USA. - *Ocean & Coastal Management*, 46 (6-7): 635-648.

COOKE, C.W. [1968]. - Barrier Island Formation: Discussion. - *Geological Society of America Bulletin*, 79 (7): 945-946.

COOKE, C.W. [1971]. - American Emerged Shorelines Compared with Levels of Australian Marine Terraces. - *Geological Society of America Bulletin*, 82 (11): 3231-3234.

COOPER, J.A.G. [2001]. - Geomorphological variability among microtidal estuaries from the wave-dominated South African coast. - *Geomorphology*, 40 (1-2): 99-122.

COWELL, P.J. and THOM, B.G. [1994]. - Morphodynamics of coastal evolution. - In Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D. (Eds), *Coastal Evolution*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 33-86.

CULOTTA, L., DE STEFANO, C., GIANGUZZA, A., MANNINO, M.R. and ORECCHIO, S. [2006]. - The PAH composition of surface sediments from Stagnone coastal lagoon, Marsala (Italy). - *Marine Chemistry*, 99 (1-4): 117-127.

**D**R.E.A.L. L.R. [2008]. - Atlas des zones inondables par la submersion marine.

DABRIO, C.J., ZAZO, C., GOY, J.L., SIERRO, F.J., BORJA, F., LARIO, J., GONZÁLEZ, J.A. and FLORES, J.A. [2000]. - Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). - *Marine Geology*, 162 (2-4): 381-404.

DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A. and BOYD, R. [1992]. - Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. - *Journal of Sedimentary Research*, 62 (6): 1130-1146.

DAVIDSON, M.A. and TURNER, I.L. [2009]. - A behavioral template beach profile model for predicting seasonal to interannual shoreline evolution. - *Journal of Geophysical Research*, 114 (F01020): doi:10.1029/2007JF000888.

DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. [1988]. - Controls on formation and form of barred nearshore profiles. - *Geographical Review*, 78 (2): 185-193.

DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. and BAUER, B.O. [2009]. - Aeolian sediment transport on a beach: Thresholds, intermittency, and high frequency variability. - *Geomorphology*, 105 (1-2): 117-126.

DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. and LAW, M.N. [1990]. - Seasonal patterns and control on sediment supply to coastal foredunes, Long Point, Lake Erie. - In Nordstrom, K.F., Psuty, N.P. and Carter, R.W.G. (Eds), *Coastal Dunes: Form and Process*. John Wiley, Chichester, p. 177-200.

DAVIES, J.L. [1973]. - *Geographic variation in coastal development*. - Hafner, New York, 204 p.

DAVIES, J.L. [1980]. - *Geographic variation in coastal development*. - 2nd edition, Longman, New York, 204 p.

DAVIS, R.A. and FITZGERALD, D.M. [2004]. - *Beaches and Coasts*. - Blackwell Publishing, Malden, 419 p.

DAVIS, R.A.J. [1994]. - Barrier Island Systems - a geologic overview. - In Davis, R.A.J. (Eds), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. Springer-Verlag, New York, p. 1-46.

DAVIS, R.A.J. [1994]. - *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. - Springer-Verlag, New York, 446 p.

DE BEAUMONT, L.E. [1845]. - Septième leçon. - In Bertrand, P. (Eds), *Leçons de géologie pratique*. Paris, p. 221-252.

DE MELO APOLUCENO, D. [2003]. - Morpho-hydrodynamique des plages à barres en domaine méso à macro-tidal : exemple de la plage du Truc Vert, Gironde, France. - Thèse de doctorat. Université de Bordeaux 1, Talence, p.

DE MELO APOLUCENO, D., HOWA, H., DUPUIS, H. and OGGIAN, G. [2002]. - Morphodynamics of Ridge and Runnel Systems during Summer. - *Journal of Coastal Research*, SI36: 222-230.

DE MENOCAL, P.D., ORTIZ, J., GUILDERSON, T. and SARNTHEIN, M. [2000]. - Coherent high and low-latitude climate variability through the Holocene warm period. - *Science*, 292: 667-673.

DE VRIEND, H.G. [1991]. - Mathematical modelling and large-scale behaviour. Part 1 : Physical processes. - *Journal of Hydraulic Research*, 29 (6): 727-740.

DEBRET, M., BOUT-ROUMAZEILLES, V., GROUSSET, F., DESMET, M., MCMANUS, J.F., MASSEI, N., SEBAG, D., PETIT, J.R., COPARD, Y. and TRENTESAUX, A. [2007]. -

The origin of the 1500-year climate cycles in holocene north-atlantic records. - *Climate of the Past*, 3 (4): 569-575.

DEGRYSE-KULKARNI, C. [2003]. - Morphodynamique de la zone de swash. - Thèse de doctorat. Université de Caen Basse-Normandie, Caen, 200 p.

DEHOUCK, A. [2006]. - Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère). - Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest, 221 p.

DELSINNE, N. [2005]. - Evolution pluri-millénaire à pluri-annuelle du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine. Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropique. - Thèse de doctorat. Université de Caen / Basse-Normandie, Caen, 185 p.

DENIZOT, G., COMBES, P.J., BERTRAND, J., SÉGURET, M., MAGNE, G., MAGNE, J., RAGOT, M. and GOTTIS, M. [1967]. - Carte géologique de la France à 1/50000, feuille 1016 - 1 feuille en couleur, et notice explicative 10 p. - 1ère édition, BRGM éditions.

DENNIELOU, B., JALLET, L., SULTAN, N., JOUET, G., GIRESSE, P., VOISSET, M. and BERNÉ, S. [2009]. - Post-glacial persistence of turbiditic activity within the Rhône deep-sea turbidite system (Gulf of Lions, Western Mediterranean): Linking the outer shelf and the basin sedimentary records. - *Marine Geology*, 257 (1-4): 65-86.

DESMAZES, F. [2005]. - Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la côte aquitaine. Exemple de la plage du Truc Vert. - Thèse de doctorat. Université de Bordeaux 1, Talence, 292 p.

DIAS, J.M.A., BOSKI, T., RODRIGUES, A. and MAGALHÃES, F. [2000]. - Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present -- a synthesis. - *Marine Geology*, 170 (1-2): 177-186.

DINGLER, J.R. and CLIFTON, H.E. [1994]. - Barrier systems of California, Oregon and Washington. - In Davis, R.A.J. (Eds), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. Springer-Verlag, New York, p. 115-165.

DOLAN, R. [1972]. - Barrier Dune System along the Outer Banks of North Carolina: A Reappraisal. - *Science*, 176 (4032): 286-288.

DRØNEN, N. and DEIGAARD, R. [2007]. - Quasi-three-dimensional modelling of the morphology of longshore bars. - *Coastal Engineering*, 54 (3): 197-215.

DUBAR, M. and ANTHONY, E.J. [1995]. - Holocene Environmental Change and River-Mouth Sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. - *Quaternary Research*, 43 (3): 329-343.

DUFFY, W., BELKNAP, D.F. and KELLEY, J.T. [1989]. - Morphology and stratigraphy of small barrier-lagoon systems in Maine. - *Marine Geology*, 88 (3-4): 243-262.

DULOU, C. [2000]. - Interactions houle-sédiments : application à la formation des barres littorales. - Thèse de doctorat. Université de Provence, Aix-en-Provence, 188 p.

DULOU, C., BELZONS, M. and REY, V. [2000]. - Laboratory study of wave bottom interaction in the bar formation on an erodible sloping bed. - *Journal of Geophysical Research*, 105 (C8): 19745-19762.

DUPORT, E., GILBERT, F., POGGIALE, J.C., DEDIEU, K., RABOUILLE, C. and STORA, G. [2007]. - Benthic macrofauna and sediment reworking quantification in contrasted environments in the Thau Lagoon. - *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 72 (3): 522-533.

DURAND, P. [1999]. - L'évolution des plages de l'ouest du golfe du Lion au XXe siècle. Cinématique du trait de côte, dynamique sédimentaire, analyse prévisionnelle. - Thèse de doctorat. Université de Lyon 2, Lyon, 461 p.

**E**CKKART, C. [1951]. - *Surfaces waves in water of Variable Depth*. - Scripps Institute of Oceanography, San Diego, p.

EHLERS, J. [1988]. - *The Morphodynamics of the Wadden Sea*. - Balkema, Rotterdam, 397 p.

ELGAR, S. and GUZA, R.T. [1985]. - Observations of bispectra of shoaling surface gravity waves. - *Journal of Fluid Mechanics Digital Archive*, 161 (-1): 425-448.

ERIKSON, L.H., LARSON, M. and HANSON, H. [2007]. - Laboratory investigation of beach scarp and dune recession due to notching and subsequent failure. - *Marine Geology*, 245 (1-4): 1-19.

EVANS, M.W., HINE, A.C., BELKNAP, D.F. and DAVIS JR, R.A. [1985]. - Bedrock controls on barrier island development: West-central Florida coast. - *Marine Geology*, 63 (1-4): 263-283.

**F**AIRBANKS, R.G. [1989]. - A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. - *Nature*, 342 (6250): 637-642.

FERRER, P., BENABDELLOUAHED, M., CERTAIN, R., TESSIER, B., BARUSSEAU, J.-P. and BOUCHETTE, F. [2010]. - The Late Holocene sediment infilling and beach barrier dynamics of the Thau lagoon (Gulf of Lions, Mediterranean sea, SE France). - *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 181 (2): 197-209.

FERRER, P., CERTAIN, R., BARUSSEAU, J.P. and GERVAIS, M. [2009]. - Conceptual modelling of a double crescentic barred coast (Leucate-Plage, France). - *Proceedings of the 6th International Conference of Coastal Dynamics, Tokyo, Japan*. n° 51.

FIELD, M.E. and ROY, P.S. [1984]. - Offshore transport and sand-body formation: evidence from a steep, high-energy shoreface, southeastern Australia. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (4): 1292-1302.

FISHER, J.J. [1967]. - Origin of barrier island chain shorelines: Middle Atlantic States. - *Geological Society of America Bulletin, Special paper* (15): 66-67.

FISHER, J.J. [1968]. - Barrier Island Formation: Discussion. - *Geological Society of America Bulletin*, 79 (10): 1421-1426.

FITZGERALD, D.M., BUYNEVICH, I.V., FENSTER, M.S., KELLEY, J.T. and BELKNAP, D.F. [2005]. - Coarse-grained sediment transport in northern New England estuaries: a synthesis. - In FitzGerald, D.M. and Knight, J. (Eds), High Resolution Morphodynamics and Sedimentary Evolution of Estuaries. Springer, p. 195-214.

FITZGERALD, D.M., BUYNEVICH, I.V., FENSTER, M.S. and MCKINLAY, P.A. [2000]. - Sand dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary. - *Sedimentary Geology*, 131 (1-2): 25-49.

FITZGERALD, D.M., ROSEN, P.S. and VAN HANTEREN, S. [1994]. - New England barriers. - In Davis, R.A.J. (Eds), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. Springer-Verlag, New York, p. 305-394.

FOLK, R.L. and WARD, W.C. [1957]. - Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. - *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH*, 27 (1): 3-26.

FORBES, D.L., ORFORD, J.D., CARTER, R.W.G., SHAW, J. and JENNINGS, S.C. [1995]. - Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. - *Marine Geology*, 126 (1-4): 63-85.

FOUCAULT, A. and RAOULT, J.F. [2000]. - *Dictionnaire de géologie*. - Dunod, 384 p.

FRAYSSINET, D. [2000]. - L'évolution du trait de côte, éléments statistiques. - Service maritime et de navigation du Languedoc-Roussillon, 4 p.

FROIDEFOND, J.-M., GALLISSAIRES, J.-M. and PRUD'HOMME, R. [1990]. - Spatial variation in sinusoidal wave energy on a crescentic nearshore bar; application to the Cap-Ferret Coast, France. - *Journal of Coastal Research*, 6 (4): 927-942.

FURMANCZYK, K., MUSIELAK, S., DUDZINSKA, J. and SZAKOWSKI, I. [2002]. - Bar systems as an indicator of circulation patterns in the Pomeranian bay. - *Proceedings of the Littoral 2002, Porto*. Eurocoast/EUCC, 305– 309.

**G**AGNAIRE, B., SOLETCHEK, P., MADEC, P., GEAIRON, P., LE MOINE, O. and RENAULT, T. [2006]. - Diploid and triploid Pacific oysters, *Crassostrea gigas* (Thunberg), reared at two heights above sediment in Marennes-Oleron Basin, France: Difference in mortality, sexual maturation and hemocyte parameters. - *Aquaculture*, 254 (1-4): 606-616.

GALAL, E.M. and TAKEWAKA, S. [2008]. - Longshore migration of shoreline mega-cusps observed with x-band radar. - *Coastal Engineering Journal*, 50 (3): 247-276.

GALLAGHER, E.L., ELGAR, S. and GUZA, R.T. [1998]. - Observations of sand bar evolution on a natural beach. - *Journal of Geophysical Research*, 103 (C2): 3203-3215.

GANGNERY, A., BACHER, C. and BUESTEL, D. [2001]. - Assessing the production and the impact of cultivated oysters in the Thau Lagoon (Mediterranean, France) with a population dynamics model. - *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 58 (5): 1012-1020.

GARCIA-GIL, S., VILAS, F. and GARCIA-GARCIA, A. [2002]. - Shallow gas features in incised-valley fills (Ría de Vigo, NW Spain): a case study. - *Continental Shelf Research*, 22 (16): 2303-2315.

GARNIER, R. [2006]. - Nonlinear modelling of surf zone morphodynamical instabilities. - PhD. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 198 p.

GARNIER, R., CALVETE, D., FALQUES, A. and CABALLERIA, M. [2006]. - Generation and nonlinear evolution of shore-oblique/transverse sand bars. - *Journal of Fluid Mechanics*, 567 (-1): 327-360.

GARNIER, R., CALVETE, D., FALQUES, A. and DODD, N. [2008]. - Modelling the formation and the long-term behavior of rip channel systems from the deformation of a longshore bar. - *Journal of Geophysical Research*, 113 (C07053): doi:10.1029/2007JC004632.

GELFENBAUM, G. and BROOKS, G.R. [2003]. - The morphology and migration of transverse bars off the west-central Florida coast. - *Marine Geology*, 200 (1-4): 273-289.

GERVAIS, M. [2008]. - Morphodynamique des plages à barres d'avant-côte en festons : comparaison entre milieu mésotidal et microtidal. - Rapport de Master 2 recherche, IMAGES, Université de Perpignan Via Domitia, Perpignan, 45 p.

GIEC [2007]. - Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. - GIEC, Genève, Suisse, 103 p.

GILBERT, G.K. [1885]. - The topographic features of lake shores. - US Geological Survey, 5th Annual report: 69-123.

GOHREN, H. [1974]. - Dynamics and Morphology of Sand Banks in the Surf Zone of Outer Tidal Flats. - Proceedings of the 14th International Conference on Coastal Engineering, Copenhagen, Denmark. American Society of Civil Engineers, New York, 871-883.

GOLDSMITH, V. [1985]. - Coastal dunes. - In Davis, R.A. (Eds), Coastal Sedimentary Environments. Springer-Verlag, Heidelberg, p.

GOLDSMITH, V., BOWMAN, D. and KILEY, K. [1982]. - Sequential stage development of crescentic bars: hahoterim beach, Southeastern Mediterranean. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 (1): 233-249.

GOLDSMITH, V. and GOLIK, A. [1980]. - Sediment transport model of the southeastern Mediterranean coast. - *Marine Geology*, 37 (1-2): 147-175.

GOLDSMITH, V., HENNIGAR, H.F., GUTMAN, A.L. and BLAKE, N.T. [1977]. - Coastal Processes and Resulting Forms of Sediment Accumulation, Currituck Spit, Virginia/North Carolina. - Virginia Institute of Marine Science, Gloucester Point, SRAM-SOE No. 143, 509 p.

GÓMEZ-PUJOL, L., ORFILA, A., CAÑELLAS, B., ALVAREZ-ELLACURIA, A., MÉNDEZ, F.J., MEDINA, R. and TINTORÉ, J. [2007]. - Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment. - *Marine Geology*, 242 (4): 235-246.

GOODFELLOW, B.W. and STEPHENSON, W.J. [2005]. - Beach morphodynamics in a strong-wind bay: a low-energy environment? - *Marine Geology*, 214 (1-3): 101-116.

- GOODWIN, I.D., STABLES, M.A. and OLLEY, J.M. [2006]. - Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka-Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. - *Marine Geology*, 226 (1-2): 127-144.
- GOT, H. [1967]. - Contribution à l'étude sédimentologiques des terrasses quaternaires du Roussillon. - *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 7 (9): 212-220.
- GOURLAY, M.R. [1968]. - Beach and dune Erosion Tests. - Delft Hydraulics Laboratory, Delft, p.
- GOY, J., ZAZO, C., DABRIO, C.J., LARIO, J., BORJA, F., SIERRA, F.J. and FLORES, J. [1996]. - Global and regional factors controlling changes of coastlines in Southern Iberia (Spain) during the holocene. - *Quaternary Science Reviews*, 15 (8-9): 773-780.
- GRASSO, F., MICHALLET, H., BARTHÉLEMY, E. and CERTAIN, R. [2009]. - Physical modeling of intermediate cross-shore beach morphology: Transients and equilibrium states. - *J. Geophys. Res.*, 114 (C9): C09001.
- GRASSO, F., MICHALLET, H., CERTAIN, R. and BARTHÉLEMY, E. [2009]. - Experimental simulation of sandbar dynamics. - *Journal of Coastal Research*, SI 56: 54-58.
- GREENWOOD, B. and DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. [1975]. - Marine bars and nearshore sedimentary processes, Kouchibouguac Bay, New Brunswick. - In Hails, J. and Carr, A. (Eds), *Nearshore Sediment Dynamics and Asedimentation*. Wiley-Science, London, p. 123-150.
- GREENWOOD, B. and OSBORNE, P.D. [1990]. - Vertical and horizontal structure in cross-shore flows: An example of undertow and wave set-up on a barred beach. - *Coastal Engineering*, 14 (6): 543-580.
- GREENWOOD, B. and SHERMAN, D.J. [1986]. - Longshore current profiles and lateral mixing across the surf zone of a barred nearshore. - *Coastal Engineering*, 10 (2): 149-168.
- GUILLEN, J. and PALANQUES, A. [1993]. - Longshore bar and trough systems in a microtidal, storm-wave dominated coast: The Ebro Delta (Northwestern Mediterranean). - *Marine Geology*, 115 (3-4): 239-252.
- GUILLÉN, J., BOURRIN, F., PALANQUES, A., DURRIEU DE MADRON, X., PUIG, P. and BUSCAIL, R. [2006]. - Sediment dynamics during wet and dry storm events on the Têt inner shelf (SW Gulf of Lions). - *Marine Geology*, 234 (1-4): 129-142.
- GUIZIEN, K. [2009]. - Spatial variability of wave conditions in the gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). - *Vie et milieu - Life and Environment*, 59 (3-4): 261-270.
- GUZA, R.T. and INMAN, D.L. [1975]. - Edge Waves and Beach Cusps. - *Journal of Geophysical Research*, 80 (21): 2997-3012.
- GUZA, R.T. and THORNTON, E.B. [1982]. - Swash Oscillations on a Natural Beach. - *Journal of Geophysical Research*, 87 (C1): 483-491.

- H**AINES, J.W. and SALLENGER, A.H., JR. [1994]. - Vertical structure of mean cross-shore currents across a barred surf zone. - *J. Geophys. Res.*, 99 (C7): 14223-14242.
- HALSEY, S.D. [1979]. - NEXUS: new model of barrier island development. - In Leatherman, S.P. (Eds), *Barrier Islands*. Academic Press, New York, p. 185-210.
- HAMILTON, E.L. [1972]. - Compressional-wave attenuation in marine sediments. - *Geophysics*, 37: 620-646.
- HANDS, E.B. [1976]. - Observations of barred coastal profiles under the influence of rising water levels, Eastern Lake Michigan, 1967-1971. - US Army Corps Engineers, Coastal Engineering Research Center Technology, 113 p.
- HANEBUTH, T., STATTEGGER, K. and GROOTES, P.M. [2000]. - Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-glacial sea-level record. - *Science*, 288 (5468): 1033-1035.
- HARDISTY, J. [1994]. - Beach and nearshore sediment transport. - In Pye, K. (Eds), *Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell Scientific Publications, London, p. 219-255.
- HAYES, M.O. [1979]. - Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. - In Leatherman, S.P. (Eds), *Barrier islands*. Academic Press, New York, p. 1-27.
- HAYES, M.O. [1994]. - The Georgia Bight barrier system. - In Davis, R.A.J. (Eds), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. Springer-Verlag, New York, p. 233-304.
- HAYES, M.O. and RUBY, C.H. [1994]. - Barriers of Pacific Alaska. - In Davis, R.A.J. (Eds), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. Springer-Verlag, New York, p. 395-433.
- HEAP, A.D. and NICHOL, S.L. [1997]. - The influence of limited accommodation space on the stratigraphy of an incised-valley succession: Weiti River estuary, New Zealand. - *Marine Geology*, 144 (1-3): 229-252.
- HÉQUETTE, A., HEMDANE, Y. and ANTHONY, E.J. [2008]. - Sediment transport under wave and current combined flows on a tide-dominated shoreface, northern coast of France. - *Marine Geology*, 249 (3-4): 226-242.
- HESP, P. [2002]. - Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. - *Geomorphology*, 48 (1-3): 245-268.
- HESP, P.A., DAVIDSON-ARNOTT, R., WALKER, I.J. and OLLERHEAD, J. [2005]. - Flow dynamics over a foredune at Prince Edward Island, Canada. - *Geomorphology*, 65 (1-2): 71-84.
- HESP, P.A. and HILTON, M.J. [1996]. - Nearshore surf zone system limits and the impacts of sand extraction. - *Journal of Coastal Research*, 12 (3): 726-747.
- HESP, P.A. and SHORT, A.D. [1999]. - Barrier Morphodynamics. - In Short, A.D. (Eds), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley & Sons Ltd, New York, p. 307-333.

HINE, A.C., HOBBS, C.H., JONES, J.R. and CAMERON, C. [1979]. - Landward migration of barrier island sands under stable sea level conditions; Plum Island, Massachusetts; discussion and replies. - *Journal of Sedimentary Research*, 49 (1): 323-333.

HOLLAND, K.T. [1998]. - Beach cusp formation and spacings at Duck, USA. - *Continental Shelf Research*, 18 (10): 1081-1098.

HOLLAND, K.T. and HOLMAN, R.A. [1996]. - Field observations of beach cusps and swash motions. - *Marine Geology*, 134 (1-2): 77-93.

HOLMAN, R.A. and BOWEN, A.J. [1982]. - Bars, Bumps, and Holes: Models for the Generation of Complex Beach Topography. - *Journal of Geophysical Research*, 87 (C1): 457-468.

HOMMA, M. and SONU, C. [1962]. - Rhythmic pattern of longshore bars related to sediment characteristics. - *Proceedings of the 8th International Conference on Coastal Engineering*, Mexico City. American Society of Civil Engineers, New York, 248-278.

HORI, K., SAITO, Y., ZHAO, Q. and WANG, P. [2002]. - Architecture and evolution of the tide-dominated Changjiang (Yangtze) River delta, China. - *Sedimentary Geology*, 146 (3-4): 249-264.

HOUSER, C., HAPKE, C. and HAMILTON, S. [2008]. - Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. - *Geomorphology*, 100 (3-4): 223-240.

HOWA, H. [1987]. - Le littoral du Nord Médoc (Gironde). Evolution d'une côte sableuse en érosion. - Thèse de doctorat. Université Bordeaux 1, Talence, 258 p.

HOWD, P.A. and BIRKEMEIER, W.A. [1987]. - Storm-induced morphology changes during DUCK85. - *Proceedings of the Coastal Sediments*, New Orleans. American Society of Civil Engineers, New York, 834-837.

HOYT, J.H. [1967]. - Barrier Island Formation. - *Geological Society of America Bulletin*, 78 (9): 1125-1136.

HOYT, J.H. [1968]. - Barrier Island Formation: Reply. - *Geological Society of America Bulletin*, 79 (10): 1427-1432.

HOYT, J.H. [1970]. - Development and Migration of Barrier Islands, Northern Gulf of Mexico: Discussion. - *Geological Society of America Bulletin*, 81 (12): 3779-3782.

HUGHES, M.G. and TURNER, I.L. [1999]. - The beachface. - In Short, A.D. (Eds), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley and Sons, Chichester, p. 119-144.

HUNTLEY, D.A. [1980]. - Edge waves in a crescentic bar system. - In (Eds), *The Coastline of Canada*. Geological Survey of Canada, Ottawa, p. 111-121.

INMAN, D.L. and GUZA, R.T. [1982]. - The origin of swash cusps on beaches. - *Marine Geology*, 49 (1-2): 133-148.

INMAN, D.L. and NORDSTROM, C.E. [1971]. - On the tectonic and morphological classification of coasts. - *Journal of Geology*, 79: 1-21.

ISEBE, D. [2007]. - Modélisation, simulation numérique et optimisation en génie côtier. - Université de Montpellier 2, Montpellier, 181 p.

ISEBE, D., AZERAD, P., MOHAMMADI, B. and BOUCHETTE, F. [2008]. - Optimal shape design of defense structures for minimizing short wave impact. - *Coastal Engineering*, 55 (1): 35-46.

**J**ACKSON, D.W.T., COOPER, J.A.G. and DEL RIO, L. [2005]. - Geological control of beach morphodynamic state. - *Marine Geology*, 216 (4): 297-314.

JOHNSON, J.W. [1956]. - Dynamics of nearshore sediment movement. - *AAPG Bulletin*, 40 (9): 2211-2232.

JONES, J.R. and CAMERON, B. [1977]. - Landward migration of barrier island sands under stable sea level conditions; Plum Island, Massachusetts. - *Journal of Sedimentary Research*, 47 (4): 1475-1483.

JOUET, G., HUTTON, E.W.H., SYVITSKI, J.P.M. and BERNÉ, S. [2008]. - Response of the Rhône deltaic margin to loading and subsidence during the last climatic cycle. - *Computers & Geosciences Predictive Modeling in Sediment Transport and Stratigraphy*, 34 (10): 1338-1357.

**K**AIMAL, J.C. and FINNIGAN, J.J. [1994]. - Atmospheric Boundary Layer Flows. Their Structure and Measurement. - Oxford University Press, Oxford, 289 p.

KAMPHUIS, J.W. [1995]. - Comparison of Two-Dimensional and Three-Dimensional Beach Profiles. - *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 121 (3): 155-161.

KASZUBOWSKI, L.J. [1996]. - Geomorphology and contemporary evolution of the western Polish coast. - *Journal of Coastal Research*, 12: 484-495.

KING, C.A.M. [1972]. - Beaches and coasts. - Edward Arnold, London, 570 p.

KING, C.A.M. and WILLIAMS, W.W. [1949]. - The Formation and Movement of Sand Bars by Wave Action. - *The Geographical Journal*, 113: 70-85.

KIRBY, J.T. [2005]. - An overview of the NearCoM model system: Philosophy, sample configurations and testing. - Research Report, Center for Applied Coastal Research, University of Delaware, p.

KIRBY, J.T. and DALRYMPLE, R.A. [1983]. - A parabolic equation for the combined refraction&#8211;diffraction of Stokes waves by mildly varying topography. - *Journal of Fluid Mechanics Digital Archive*, 136 (-1): 453-466.

KLEIN, M.D. and SCHUTTELAARS, H.M. [2006]. - Morphodynamic evolution of double-barred beaches. - *Journal of Geophysical Research*, 111 (C06017): doi:10.1029/2005JC003155.

KOMAR, P.D. [1997]. - Beach processes and sedimentation. - 2nd edition, Prentice Hall, New Jersey, 544 p.

KOMAR, P.D. and HOLMAN, R.A. [1986]. - Coastal Processes and the Development of Shoreline Erosion. - Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14 (1): 237-265.

KOMAR, P.D. and OLTMAN-SHAY, J. [1990]. - Nearshore currents. - In Herbich, J.B. (Eds), Handbook of Coastal and Ocean Engineering. Gulf Publishing Company, Houston, p. 651-680.

KONICKI, K.M. and HOLMAN, R.A. [1996]. - Transverse bars in Duck, North Carolina. - Proceedings of the 25th International Conference on Coastal Engineering, Orlando. American Society of Civil Engineers, New York, 3588-3599.

**L**ABAUNE, C., TESSON, M. and GENSOUS, B. [2005]. - Integration of High and Very High-resolution Seismic Reflection Profiles to Study Upper Quaternary Deposits of a Coastal Area in the Western Gulf of Lions, SW France. - Marine Geophysical Researches, 26 (2): 109-122.

LABEYRIE, J., LALOU, C., MONACO, A. and THOMMERET, J. [1976]. - Chronologie des niveaux eustatiques sur la cote du Roussillon de -33 000 ans BP a nos jours. - Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences, Série D : Sciences Naturelles, 282 (4): 349-352.

LACERDA, L.D. and GONÇALVES, G.O. [2001]. - Mercury distribution and speciation in waters of the coastal lagoons of Rio de Janeiro, SE Brazil. - Marine Chemistry, 76 (1-2): 47-58.

LAFON, V. [1999]. - Méthodes de bathymétrie satellitale appliquées à l'environnement côtier : exemple des passes d'Arcachon. - Thèse de doctorat. Université de Bordeaux 1, Talence, 272 p.

LAFON, V., DE MELO APOLUCENO, D., DUPUIS, H., MICHEL, D., HOWA, H. and FROIDEFOND, J.M. [2004]. - Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (SW France): I. Mapping beach changes using visible satellite imagery. - Estuarine, Coastal and Shelf Science, 61 (2): 289-299.

LAFON, V., DUPUIS, H., BUTEL, R., CASTELLE, B., MICHEL, D., HOWA, H. and DE MELO APOLUCENO, D. [2005]. - Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (SW France): 2. Physical forcing analysis. - Estuarine, Coastal and Shelf Science, 65 (3): 449-462.

LAMBECK, K. [1997]. - Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 129 (1-2): 1-22.

LAMBECK, K. and BARD, E. [2000]. - Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. - Earth and Planetary Science Letters, 175 (3-4): 203-222.

- LARSON, M. and C. KRAUS, N. [1995]. - Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. - *Marine Geology*, 126 (1-4): 111-127.
- LARSON, M. and KRAUS, N.C. [1994]. - Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. - *Marine Geology*, 117 (1-4): 75-94.
- LEE, G.-H., NICHOLLS, R.J. and BIRKEMEIER, W.A. [1998]. - Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981-1991. - *Marine Geology*, 148 (3-4): 163-177.
- LEE, G.-H., NICHOLLS, R.J., BIRKEMEIER, W.A. and LEATHERMAN, S.P. [1995]. - A conceptual fairweather-storm model of beach nearshore profile evolution at Duck, North Carolina, USA. - *Journal of Coastal Research*, 11 (4): 1157-1166.
- LENTHÉRIC, C. [1898]. - Les villes mortes du Golfe du Lion. - Jean de Bonnot, 416 p.
- LEVOY, F. [1994]. - Evolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales: l'exemple de la côte ouest du Cotentin. - Thèse de doctorat. Université de Caen Basse-Normandie, Caen, 424 p.
- LEVOY, F. [2000]. - L'influence de la marée sur la morphodynamique des plages sableuses. - Habilitation à diriger les recherches. Université de Caen Basse-Normandie, Caen, 185 p.
- LEVOY, F., ANTHONY, E., BARUSSEAU, J.-P., HOWA, H. and TESSIER, B. [1998]. - Morphodynamique d'une plage macrotidale à barres. - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327 (12): 811-818.
- LEVOY, F., ANTHONY, E.J., MONFORT, O. and LARSONNEUR, C. [2000]. - The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. - *Marine Geology*, 171 (1-4): 39-59.
- LEVOY, F., MONFORT, O. and LARSONNEUR, C. [2001]. - Hydrodynamic variability on megatidal beaches, Normandy, France. - *Continental Shelf Research*, 21 (6-7): 563-586.
- L'HOMER, A. [1975]. - Notice de la Carte géologique des Saintes- Maries-de-la-Mer au 1/50,000; Feuille 1018, 33 p., p. - BRGM éditions.
- L'HOMER, A., BAZILE, A., THOMMERET, J. and THOMMERET, Y. [1981]. - Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000BP à nos jours. Variations du niveau marin. - *Oceanis*, 7 (4): 389-408.
- LIPPMANN, T.C. and HOLMAN, R.A. [1990]. - The spatial and temporal variability of sand bar morphology. - *Journal of Geophysical Research*, 95 (C7): 11575-11590.
- LIPPMANN, T.C., HOLMAN, R.A. and HATHAWAY, K.K. [1993]. - Episodic, nonstationary behavior of a two sand bar system at Duck, NC, USA. - *Journal of Coastal Research*, SI 15: 49-75.
- LIU, J. and MILLIMAN, J. [2004]. - Reconsidering melt-water pulses 1A and 1B: Global impacts of rapid sea-level rise. - *Journal of Ocean University of China (English Edition)*, 3 (2): 183-190.

LONGUET-HIGGINS, M.S. [1970a]. - Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 1. - *J. Geophys. Res.*, 75 (33): 6778-6789.

LONGUET-HIGGINS, M.S. [1970b]. - Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 2. - *J. Geophys. Res.*, 75 (33): 6790-6801.

LONGUET-HIGGINS, M.S. and STEWART, R.W. [1964]. - Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. - *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 11 (4): 529-562.

LYNCH, K., JACKSON, D.W.T. and COOPER, J.A.G. [2009]. - Foredune accretion under offshore winds. - *Geomorphology*, 105 (1-2): 139-146.

**M**ACMAHAN, J.H., RENIERS, A.J.H.M., THORNTON, E.B., STANTON, T. and DEAN, R.G. [2002]. - RIPEX: Rip current pulsation measurements. - *Proceedings of the 28th International Conference on Coastal Engineering*, Cardiff. American Society of Civil Engineers, New York, 736-746.

MACMAHAN, J.H., THORNTON, E.B. and RENIERS, A.J.H.M. [2006]. - Rip current review. - *Coastal Engineering Coastal Hydrodynamics and Morphodynamics*, 53 (2-3): 191-208.

MACMAHAN, J.H., THORNTON, E.B., RENIERS, A.J.H.M., STANTON, T.P. and SYMONDS, G. [2008]. - Low-Energy Rip Currents Associated With Small Bathymetric Variations. - *Marine Geology*, 255 (3-4): 156-164.

MARTIN, R.T., GADEL, F.Y. and BARUSSEAU, J.P. [1981]. - Holocene evolution of the Canet-St Nazaire lagoon (Golfe du Lion, France) as determined from a study of sediment properties. - *Sedimentology*, 28 (6): 823-836.

MASSARI, F., RIO, D., SERANDREI BARBERO, R., ASIOLI, A., CAPRARO, L., FORNACIARI, E. and VERGERIO, P.P. [2004]. - The environment of Venice area in the past two million years. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202 (3-4): 273-308.

MASSELINK, G. and BLACK, K.P. [1995]. - Magnitude and cross-shore distribution of bed return flow measured on natural beaches. - *Coastal Engineering*, 25 (3-4): 165-190.

MASSELINK, G. and HEGGE, B. [1995]. - Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia. - *Marine Geology*, 129 (1-2): 1-23.

MASSELINK, G. and HUGHES, M.G. [2003]. - *Introduction to Coastal Processes & Geomorphology*. - Hodder Arnold, London, 354 p.

MASSELINK, G., KROON, A. and DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. [2006]. - Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings -- A review. - *Geomorphology*, 73 (1-2): 33-49.

MASSELINK, G. and PATTIARATCHI, C. [1998]. - The effect of sea breeze on beach morphology, surf zone hydrodynamics and sediment resuspension. - *Marine Geology*, 146 (1-4): 115-135.

MASSELINK, G. and PULEO, J.A. [2006]. - Swash-zone morphodynamics. - *Continental Shelf Research*, 26 (5): 661-680.

MASSELINK, G. and SHORT, A.D. [1993]. - The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. - *Journal of Coastal Research*, 9 (3): 785-800.

MASSEY, A.C. and TAYLOR, G.K. [2007]. - Coastal evolution in south-west England, United Kingdom: An enhanced reconstruction using geophysical surveys. - *Marine Geology*, 245 (1-4): 123-140.

MAYEWSKI, P.A., ROHLING, E.E., CURT STAGER, J., KARLÉN, W., MAASCH, K.A., DAVID MEEKER, L., MEYERSON, E.A., GASSE, F., VAN KREVELD, S., HOLMGREN, K., LEE-THORP, J., ROSQVIST, G., RACK, F., STAUBWASSER, M., SCHNEIDER, R.R. and STEIG, E.J. [2004]. - Holocene climate variability. - *Quaternary Research*, 62 (3): 243-255.

MCFADGEN, B.G. and GOFF, J.R. [2007]. - Tsunamis in the New Zealand archaeological record. - *Sedimentary Geology*, 200 (3-4): 263-274.

MCGEE, W.J. [1890]. - Encroachment of the sea. - *Forum*, 9: 437-449.

MCKENZIE, P. [1958]. - Rip-current systems. - *Journal of Geology*, 66: 103-113.

MCLACHLAN, A., JARAMILLO, E., DONN, T.E. and WESSELS, F. [1993]. - Sandy beach macrofauna communities and their control by the physical environment, a geographical comparison. - *Journal of Coastal Research*, Special Issue (15): 27-38.

MEERKERK, A.L., ARENS, S.M., VAN LAMMEREN, R.J.A. and STUIVER, H.J. [2007]. - Sand transport dynamics after a foredune breach: A case study from Schoorl, The Netherlands. - *Geomorphology*, 86 (1-2): 52-60.

MICHEL, D. [1997]. - Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire. - Thèse de doctorat. Université de bordeaux 1, Talence, 162 p.

MICHEL, D. and HOWA, H.L. [1999]. - Short-Term Morphodynamic Response of a Ridge and Runnel System on a Mesotidal Sandy Beach. - *Journal of Coastal Research*, 15 (2): 428-437.

MIGNIOT, C. [1974]. - Creation of a nuclear power station north of Hadera - natural phenomena study. - Report, Laboratoire Central d'Hydraulique de France for Israël, 34 p.

MILES, J.R. and RUSSELL, P.E. [2004]. - Dynamics of a reflective beach with a low tide terrace. - *Continental Shelf Research*, 24 (11): 1219-1247.

MILLET, B. [1989]. - Fonctionnement hydrodynamique de l'étang de Thau: validation écologique d'un modèle numérique de circulation (programme Ecothau). - *Oceanologica Acta*, 12: 37-46.

MILLET, B. [1989]. - Fonctionnement hydrodynamique du Bassin de Thau. Validation écologique d'un modèle numérique de circulation. - *Oceanologica Acta*, 12 (1): 37-46.

MILLOT, C. [1990]. - The Gulf of Lions' hydrodynamics. - *Continental Shelf Research*, 10 (9-11): 885-894.

MITCHUM, R.M.J. and VAIL, P.R. [1977]. - Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. - In Payton, C.E. (Eds), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 135-144.

MOLINAROLI, E., GUERZONI, S., DE FALCO, G., SARRETTA, A., CUCCO, A., COMO, S., SIMEONE, S., PERILLI, A. and MAGNI, P. - Relationships between hydrodynamic parameters and grain size in two contrasting transitional environments: The Lagoons of Venice and Cabras, Italy. - *Sedimentary Geology*, In Press, Corrected Proof:

MOLINAROLI, E., GUERZONI, S., SARRETTA, A., CUCCO, A. and UMGIESSER, G. [2007]. - Links between hydrology and sedimentology in the Lagoon of Venice, Italy. - *Journal of Marine Systems*, 68 (3-4): 303-317.

MONACO, A. [1971]. - Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion). - Thèse d'Etat. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 285 p.

MÖRNER, N.A. [1987]. - Models of global sea-levels changes. - In Tooley, M.J. and Shennan, I. (Eds), *Sea Levels Changes*. Blackwell, Oxford, p. 332-355.

MORTON, R.A. [1994]. - Texas barriers. - In Davis, R.A.J. (Eds), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. Springer-Verlag, New York, p. 75-114.

MUCKERSIE, C. and SHEPHERD, M.J. [1995]. - Dune phases as time-transgressive phenomena, Manawatu, New Zealand. - *Quaternary International*, 26: 61-67.

MULRENNAN, M.E. [1992]. - Ridge and runnel beach morphodynamics: an example from the central East Coast of Ireland. - *Journal of Coastal Research*, 8 (4): 906-918.

**N**AFAA, M.G. and FRIHY, O.E. [1993]. - Beach and nearshore features along the dissipative coastline of the Nile Delta, Egypt. - *Journal of Coastal Research*, 9 (2): 423-433.

NIEDORODA, A.W., SWIFT, D.J.P., FIGUEIREDO JR, A.G. and FREELAND, G.L. [1985]. - Barrier island evolution, middle Atlantic shelf, U.S.A. Part II: Evidence from the shelf floor. - *Marine Geology*, 63 (1-4): 363-396.

NIEDORODA, A.W. and TANNER, W.F. [1970]. - Preliminary study of transverse bars. - *Marine Geology*, 9 (1): 41-62.

NUMMEDAL, D., SONNENFELD, D.L. and TAYLOR, K. [1984]. - Sediment transport and morphology at the surf zone of Presque Isle, Lake Erie, Pennsylvania. - *Marine Geology*, 60 (1-4): 99-122.

NZCOAST [2007]. NZ Beach Type Classification. - Consulté le 30-07-2008. [http://www.naturalhazards.net.nz/tools/nzcoast/coastal/about/nz\\_beach\\_type\\_classification/beach\\_types](http://www.naturalhazards.net.nz/tools/nzcoast/coastal/about/nz_beach_type_classification/beach_types). NIWA.

- O**.N.E.R.C. [2010]. - Synthèse - Prise en compte de l'élévation du niveau de la mer en vue de l'estimation des impacts du changement climatique et des mesures d'adaptation possibles. - Direction générale de l'énergie et du climat, 6 p.
- OERTEL, G.F. [1985]. - The barrier island system. - *Marine Geology*, 63 (1-4): 1-18.
- OERTEL, G.F. and KRAFT, J.C. [1994]. - New Jersey and Delmarva barrier islands. - In Davis, R.A.J. (Eds), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. Springer-Verlag, New York, p. 207-232.
- O'HARE, T.J. and HUNTLEY, D.A. [2006]. - Comment on "Morphologic properties derived from a simple cross-shore sediment transport model" by N. G. Plant, B. G. Ruessink, and K. M. Wijnberg. - *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 111 (7): C07003.
- OOMKENS, E. [1970]. - Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. - In Morgan, J.P. and Shaver, R.H. (Eds), *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient*. Society of economic paleontologists and mineralogists, Tulsa, p. 198-212.
- ORME, A.R. [1990]. - The instability of Holocene coastal dunes, the case of the morro dunes, California. - In Nordstrom, K.F., Psuty, N.P. and Carter, R.W.G. (Eds), *Coastal Dunes: Form and Process*. Wiley, Chichester, p. 315-338.
- OSBORNE, P.D. and GREENWOOD, B. [1990]. - Set-up driven undertows on barred beach. - *Proceedings of the 22nd International Conference on Coastal Engineering*, Delft, Netherlands. ASCE, 227-240.
- OSBORNE, P.D. and GREENWOOD, B. [1992]. - Frequency dependent cross-shore suspended sediment transport. 2. A barred shoreface. - *Marine Geology*, 106 (1-2): 25-51.
- OTVOS, E.G. [1985]. - Multiple Pliocene-Quaternary marine highstands, NE Gulf coastal plain - fallacies and facts. - *Journal of Coastal Research*, 11 (4): 984-1002.
- OTVOS, E.G. [2000]. - Beach ridges -- definitions and significance. - *Geomorphology*, 32 (1-2): 83-108.
- OTVOS, E.G.J. [1970]. - Development and Migration of Barrier Islands, Northern Gulf of Mexico. - *Geological Society of America Bulletin*, 81 (1): 241-246.
- OTVOS, E.G.J. [1970]. - Development and Migration of Barrier Islands, Northern Gulf of Mexico: Reply. - *Geological Society of America Bulletin*, 81 (12): 3783-3788.
- OTVOS, E.G.J. [1977]. - Post-Pleistocene history of the United States inner continental shelf: Significance to origin of barrier islands: Discussion and reply: Discussion. - *Geological Society of America Bulletin*, 88 (5): 734-735.
- OUESLATI, A. [1993]. - Les Côtes de la Tunisie. Géomorphologie et Environnement et Aptitudes à l'Aménagement. - *Faculté des sciences humaines et sociales de Tunis, Tunis, XXXIV*, 387 p.

OUESLATI, A. [1995]. - The evolution of low Tunisian coasts in historical times: From progradation to erosion and salinization. - *Quaternary International*, 29-30: 41-47.

OVERTON, M.F., PRATIKTO, W.A., LU, J.C. and FISHER, J.S. [1994]. - Laboratory investigation of dune erosion as a function of sand grain size and dune density. - *Coastal Engineering*, 23 (1-2): 151-165.

OWENS, E.H. and FROBEL, D.H. [1977]. - Ridge and runnel systems in the Magdalen Islands, Quebec. - *Journal of Sedimentary Research*, 47 (1): 191-198.

OZCOASTS [2009]. Conceptual models : estuarine biophysical models. - Consulté le 15-05-2008. [http://www.ozcoasts.org.au/conceptual\\_mods/geomorphic/coast\\_lagoon/cl.jsp](http://www.ozcoasts.org.au/conceptual_mods/geomorphic/coast_lagoon/cl.jsp). Geoscience Australia.

**P**ANAGEOTOU, W. and LEATHERMAN, S.P. [1986]. - Holocene-Pleistocene stratigraphy of the inner shelf off Fire Island, New York; implications for barrier-island migration. - *Journal of Sedimentary Research*, 56 (4): 528-537.

PASKOFF, R. [1987]. - Archeological data on shoreline displacements in the Mediterranean since Antiquity. - *Journal of Coastal Research*, 3: 107-110.

PEDREROS, R. [2000]. - Quantification et modélisation du transport éolien au niveau des zones côtières. Application au littoral girondin. - Thèse de doctorat. Université de Bordeaux 1, Talence, 195 p.

PENLAND, S., SUTER, J.R. and BOYD, R. [1985]. - Barrier island arcs along abandoned Mississippi River deltas. - *Marine Geology*, 63 (1-4): 197-233.

PETERSON, C.D., STOCK, E., PRICE, D.M., HART, R., RECKENDORF, F., ERLANDSON, J.M. and HOSTETLER, S.W. [2007]. - Ages, distributions, and origins of upland coastal dune sheets in Oregon, USA. - *Geomorphology*, 91 (1-2): 80-102.

PILKEY, O.H. and HUME, T.M. [2001]. - The shoreline erosion problem: lessons from the past. - *NIWA Water & Atmosphere Vol.*, 9 (2): 22-23.

PILLANS, B. and HUBER, P. [1995]. - Interpreting coseismic deformation using Holocene coastal deposits, Wellington, New Zealand. - *Quaternary International*, 26: 87-95.

PINAULT, J.L., DOERFLIGER, N., LADOUICHE, B. and BAKALOWICZ, M. [2004]. - Characterizing a coastal karst aquifer using an inverse modeling approach: The saline springs of Thau, southern France. - *Water Resour. Res.*, 40 (W08501): doi:10.1029/2003WR002553.

PIRAZZOLI, P.A. [1991]. - *World Atlas of Holocene Sea Level Changes*. - Elsevier, Amsterdam, 58, 300 p.

PIZZUTO, J.E. [1986]. - Barrier island migration and onshore sediment transport, southwestern Delaware Bay, Delaware, U.S.A. - *Marine Geology*, 71 (3-4): 299-325.

PLANCHAIS, N., GADEL, F., BARUSSEAU, J.P. and BUSCAIL, R. [1984]. - Palynologie et sédimentologie d'un dépôt vaso-tourbeux daté de 7 000 ans B.P., situé à Saint Cyprien (Pyrénées Orientales). - *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, 298: 321-329.

PLANCHAIS, N., GADEL, F., BARUSSEAU, J.P. and BUSCAIL, R. [1984]. - ( Palynology and sedimentology of a muddy peat layer dating back to 7000 B.P. at Saint-Cyprien, Pyrenees-Orientales, France). - Palynologie et sedimentologie d'un depot vasotourbeux date de 7000 ans B.P. situe a Saint-Cyprien (Pyrenees-Orientales). 298 (11): 321-323.

PLUS, M. [2001]. - Etude et modélisation des populations de macrophytes dans la lagune de Thau (Hérault, France). - Thèse de Doctorat. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris, 369 p.

PROKOPENKO, A.A., KARABANOV, E.B., WILLIAMS, D.F., KUZMIN, M.I., KHURSEVICH, G.K. and GVOZDKOV, A.A. [2001]. - The detailed record of climatic events during the past 75,000 yrs BP from the Lake Baikal drill core BDP-93-2. - Quaternary International, 80-81: 59-68.

PROVANSAL, M., VELLA, C., ARNAUD-FASSETTA, G., SABATIER, F. and MAILLET, G. [2003]. - Role of fluvial sediment inputs in the mobility of the Rhône delta Coast (France). - Geomorphol.: Relief, Process., Environ., 4: 271-282.

PRUSZAK, Z., ROZYNSKI, G. and SZMYTKIEWICZ, P. [2008]. - Megascale rhythmic shoreline forms on a beach with multiple bars. - Oceanologia, 50 (2): 183-203.

**R**RAMPINO, M.R. and SANDERS, J.E. [1980]. - Holocene transgression in South-central Long Island, New York. - Journal of Sedimentary Research, 50 (4): 1063-1079.

RANASINGHE, R., SYMONDS, G., BLACK, K. and HOLMAN, R. [2004]. - Morphodynamics of intermediate beaches: a video imaging and numerical modelling study. - Coastal Engineering, 51 (7): 629-655.

RAYNAL, O. [2008]. - Architectures de dépôts et facteurs de contrôle d'un système côtier à faibles apports sédimentaires - le littoral languedocien (Golfe du Lion, Sud de la France). - Unpublished PhD. Université de Montpellier II, Montpellier, 153 p.

RAYNAL, O., BOUCHETTE, F., CERTAIN, R., SÉRANNE, M., DEZILEAU, L., SABATIER, P., LOFI, J., HY, A.B.X., BRIQUEU, L., PEZARD, P. and TESSIER, B. [2009]. - Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamics of a wave-dominated coastal system (Holocene deposits, northern Gulf of Lions, France). - Marine Geology, 264 (3-4): 242-257.

RAYNAL, O., BOUCHETTE, F., CERTAIN, R., SÉRANNE, M., SABATIER, P., LOFI, J., DEZILEAU, L., BRIQUEU, L., FERRER, P., COURP, T. and TESSIER, B. [2010]. - Holocene evolution of languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (Northern Gulf of Lions, France). - Bulletin de la Societe Geologique de France, 181 (2): 211-224.

REGNAULD, H., PIRAZZOLI, P.A., MORVAN, G. and RUZ, M. [2004]. - Impacts of storms and evolution of the coastline in western France. - Marine Geology, 210 (1-4): 325-337.

REICHMÜTH, B. [2003]. - Contribution à la connaissance de la morphodynamique des plages à barres intertidales, exemples de la Côte d'Opale, Nord de la France. - Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, p.

REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., WARREN BECK, J., BERTRAND, C.J.H., BLACKWELL, P.G., BUCK, C.E., BURR, G.S., CUTLER, K.B., DAMON, P.E., LAWRENCE EDWARDS, R., FAIRBANKS, R.G., FRIEDRICH, M., GUILDERSON, T.P., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., MANNING, S., RAMSEY, C.B., REIMER, R.W., REMMELE, S., SOUTHON, J.R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F.W., VAN DER PLICHT, J. and WEYHENMEYER, C.E. [2004]. - IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. - *Radiocarbon*, 46 (3): 1029-1058.

REINSON, G.E. [1984]. - Barrier-Island and associated strand-plain systems. - In Walker, R.G. (Eds), *Facies models*. Geoscience Canada, p. 119-140.

REINSON, G.E. [1992]. - Transgressive barrier island and estuarine systems. - In Walker, R.G. and James, N.P. (Eds), *Facies Models: Response to Sea Level change*. Geological Association of Canada, Waterloo, p. 179-194.

REY, V., CERTAIN, R., DREVRARD, D., MEURET, A. and PIAZZOLA, J. [2006]. - Mesures de houles partiellement stationnaires en zones côtière et littorale. - *Mécanique & Industries*, 7: 201-207.

RIBAS, F., FALQUES, A. and MONTOTO, A. [2003]. - Nearshore oblique sand bars. - *Journal of Geophysical Research*, 108 (C4): 3119, doi:10.1029/2001JC000985.

RIBAS, F. and KROON, A. [2007]. - Characteristics and dynamics of surfzone transverse finger bars. - *Journal of Geophysical Research*, 112 (F03028): doi:10.1029/2006JF000685.

RICCI LUCCHI, M., FIORINI, F., LUISA COLALONGO, M. and VITTORIO CURZI, P. [2006]. - Late-Quaternary paleoenvironmental evolution of Lesina lagoon (southern Italy) from subsurface data. - *Sedimentary Geology*, 183 (1-2): 1-13.

RIGGS, S.R., CLEARY, W.J. and SNYDER, S.W. [1995]. - Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics. - *Marine Geology*, 126 (1-4): 213-234.

RIVIÈRE, A. [1977]. - Méthodes granulométriques « techniques et interprétations ». - Masson, Paris, 182 p.

RIVIÈRE, A., ARBEY, F. and VERNHET, S. [1961]. - Remarque sur l'évolution et l'origine des structures de plage à caractère périodique. - *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, 252: 767-769.

ROBERT, C., DEGIOVANNI, C., JAUBERT, R., LEROY, V., REYSS, J.L., SALIÈGE, J.F., THOUVENY, N. and DE VERNAL, A. [2006]. - Variability of sedimentation and environment in the Berre coastal lagoon (SE France) since the first millenium: Natural and anthropogenic forcings. - *Journal of Geochemical Exploration*, 88 (1-3): 440-444.

ROBERTS, N. [1998]. - *The Holocene: an Environmental History*. - 2nd edition, Blackwell, Oxford, 316 p.

ROBIN, N., CERTAIN, R., GODON, C., ALEMAN, N., GERVAIS, M., BOUCHETTE, F., MEULÉ, S., BARUSSEAU, J.P., FERRER, P., BALOUIN, Y. and BRAMBILLA, E. [Accepté]. - Caractérisation des profils de courants pendant des événements de tempête sur

une plage à barre rectiligne en milieu microtidal. - Proceedings of the Génie Côtier Génie Civil, Les Sables d'Olonne. Paralia,

ROELVINK, J.A. and STIVE, M.J.F. [1989]. - Bar-Generating Cross-Shore Flow Mechanisms on a Beach. - Journal of Geophysical Research, 94 (C4): 4785–4800.

ROEMMICH, D. and GILSON, J. [2009]. - The 2004-2008 mean and annual cycle of temperature, salinity, and steric height in the global ocean from the Argo Program. - Progress in Oceanography, 82 (2): 81-100.

ROSEN, D.S. and VAJDA, M. [1979]. - Hadera wind and wave climate. - Coastal and Marine Engineering Institute, Haifa, 7 p.

ROY, P.S., COWELL, P.J., FERLAND, M.A. and B.G., T. [1994]. - Wave-dominated coasts. - In Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D. (Eds), Coastal evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics. Cambridge University Press, Cambridge, p. 121-186.

RUESSINK, B.G. [1992]. - The nearshore morphology of Terschelling (1965–1991). - Institute for Marine and Atmospheric Research, Utrecht, p.

RUESSINK, B.G., COCO, G., RANASINGHE, R. and TURNER, I.L. [2007]. - Coupled and noncoupled behavior of three-dimensional morphological patterns in a double sandbar system. - Journal of Geophysical Research C: Oceans, 112 (7):

RUESSINK, B.G., HOUWMAN, K.T. and HOEKSTRA, P. [1998a]. - The systematic contribution of transporting mechanisms to the cross-shore sediment transport in water depths of 3 to 9 m. - Marine Geology, 152 (4): 295-324.

RUESSINK, B.G., HOUWMAN, K.T. and HOEKSTRA, P. [1999]. - Medium-term frequency distributions of cross-shore suspended sediment transport rates in water depths of 3 to 9 m. - Coastal Engineering, 38 (1): 25-46.

RUESSINK, B.G., KLEINHANS, M.G. and VAN DEN BEUKEL, P.G.L. [1998b]. - Observations of swash under highly dissipative conditions. - Journal of Geophysical Research, 103 (C2): 3111-3118.

RUESSINK, B.G. and KROON, A. [1994]. - The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling, the Netherlands: 1965-1993. - Marine Geology, 121 (3-4): 187-197.

RUESSINK, B.G., PAPE, L. and TURNER, I.L. [2009]. - Daily to interannual cross-shore sandbar migration: Observations from a multiple sandbar system. - Continental Shelf Research, 29 (14): 1663-1677.

RUESSINK, B.G. and TERWINDT, J.H.J. [2000]. - The behaviour of nearshore bars on the time scale of years: a conceptual model. - Marine Geology, 163 (1-4): 289-302.

RUESSINK, B.G., VAN ENCKEVORT, I.M.J., KINGSTON, K.S. and DAVIDSON, M.A. [2000]. - Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour. - Marine Geology, 169 (1-2): 161-183.

RUSSINK, B.G., WIJNBERG, K.M., HOLMAN, R.A., KURIYAMA, Y. and VAN ENCKEVORT, I.M.J. [2003]. - Intersite comparison of interannual nearshore bar behavior. - *Journal of Geophysical Research*, 108 (C8): 3249, doi:10.1029/2002JC001505.

**S**H.O.M. [2003]. - Tide Tables. - S.H.O.M. éditions, Tome 1, p.

SABATIER, P. [2009]. - Reconstruction des événements climatiques extrêmes (crues et tempêtes) dans le Golfe d'Aigues-Mortes par des approches géochimiques et sédimentologique. - *Géochimie, Sédimentologie, Paléoclimatologie, Paléocéanographie*. Université de Montpellier 2, Montpellier.

SABATIER, P., DEZILEAU, L., BARBIER, M., RAYNAL, O., LOFI, J., BRIQUEU, L., CONDOMINES, M., BOUCHETTE, F., CERTAIN, R., VAN GRAFENSTEIN, U., JORDA, C. and BLANCHEMANCHE, P. [2010]. - Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France). - *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181 (1): 27-36.

SABATIER, P., DEZILEAU, L., BLANCHEMANCHE, P., SIANI, G., CONDOMINES, M., BENTALEB, I. and PIQUÈS, G. [2010]. - Holocene variations of radiocarbon reservoir ages in a Mediterranean lagoonal system. - *Radiocarbon*, 52 (1): 1-12.

SABATIER, P., DEZILEAU, L., CONDOMINES, M., BRIQUEU, L., COLIN, C., BOUCHETTE, F., LE DUFF, M. and BLANCHEMANCHE, P. [2008]. - Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). - *Marine Geology*, 251 (3-4): 224-232.

SALLENGER JR, A.H., HOLMAN, R.A. and BIRKEMEIER, W.A. [1985]. - Storm-induced response of a nearshore-bar system. - *Marine Geology*, 64 (3-4): 237-257.

SALLENGER JR, A.H., HOWARD, P.C., FLETCHER III, C.H. and HOWD, P.A. [1983]. - A system for measuring bottom profile, waves and currents in the high-energy nearshore environment. - *Marine Geology*, 51 (1-2): 63-76.

SALVAYRE, H. [1983]. - *Géologie des Pyrénées-Orientales, essai de synthèse*. - Perpignan, 429 p.

SASAKI, T. and HORIKAWA, K. [1978]. - Observation of nearshore current and edge waves. - *Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering*, Hamburg. American Society of Civil Engineers, New York, 791-809.

SCHMIDT, S., JOUANNEAU, J.-M., WEBER, O., LECROART, P., RADAKOVITCH, O., GILBERT, F. and JÉZÉQUEL, D. [2007]. - Sedimentary processes in the Thau Lagoon (France): From seasonal to century time scales. - *Estuarine, Coastal and Shelf Science, Biogeochemical and contaminant cycling in sediments from a human-impacted coastal lagoon*, 72 (3): 534-542.

SCHWARTZ, M.L. [1971]. - The multiple causality of barrier islands. - *Journal of Geology*, 75: 76-92.

SÉNÉCHAL, N. [2003]. - Etude de la propagation des vagues au-dessus d'une bathymétrie complexe en zone de surf. - Thèse de doctorat. Université de Bordeaux 1, Talence, 248 p.

SÉNÉCHAL, N., ARDHUIN, F., ABADIE, S., ALMAR, R., ARNAUD, G., AUSTIN, M., BARNOUD, J.-M., BARTHELEMY, E., BERNI, C., BLENKINSOPP, C., BONNETON, N., BONNETON, P., BOUÉE, F., BRETTEL, P., BROWN, J., BROWN, J., BUJAN, S., BUSCOMBE, D., CAPO, S., CASTELLE, B., CERTAIN, R., CHASSAGNEUX, F.-X., COCO, G., C.D., DALLACOSTA, C., DEHOUCK, A., DELATTRE, M., DELVALLÉE, S., DE VRIES, S., DEWEZ, T., DODET, G., EMMANUEL, I., ESCALIER, J.-M., FRANÇOIS, B., FROIDEFOND, J.-M., GALLAGHER, E., GANDERTON, P., GARCIN, M., GARLAN, T., GAUNET, J., GERVAIS, M., GLUARD, L., GEORGE, I., GOUAUD, F., GRANDJEAN, P., GRASSO, F., HAMPSON, R., HANQUIEZ, V., HENRIQUEZ, M., HIBBERD, W., HURTHER, D., LAFOSSE, J.-M., LAGAUZERE, M., LAMBERT, A., LECACHEUX, S., LE COZANNET, G., LE DREZIGUE, J., LE GALL, F., LENCOU, P., LE ROY, R., LUSVEN, A., MAC MAHAN, J., MAGNE, R., MARIEU, V., MARKIES, H., MARRON, P., MARTINY, N., MASSELINK, G., MICHALLET, H., MIGNOT, E., MINET, M., MOON, J., MOREAU, J., MORICHON, D., MORISSET, S., MORY, M., NAHON, A., OMAN, J., OUTRE, M., PARISOT, J.-P., PAYNE, G., PEDREROS, R., POATE, T., REJAS, A., RENIERS, A., REY, V., ROMIEU, E., ROUILLE, P., RUIZ DE ALLEGRIA, A., RUESSINK, G., RUSSELL, P., SCHIPPERS, M., SMIT, M., SOTIN, C., SOUS, D., STANTON, T., STOCKEL, J., THIEBOT, J., THORNTON, E., TINKER, J., TISSIER, M., TURNER, I., VAN DAM, B., VANDROMME, R. AND VAN MAARSEVEEN, M. [2008]. - ECORS - Truc Vert 2008 : Qualification des modèles de houle et de morphodynamique. - Proceedings of the Journées nationales Génie Côtier - Génie Civil, Sophia Antipolis, France. Paralia, 635-654.

SÉNÉCHAL, N., BONNETON, P. and DUPUIS, H. [2002]. - Field experiment on secondary wave generation on a barred beach and the consequent evolution of energy dissipation on the beach face. - Coastal Engineering, 46 (3): 233-247.

SÉNÉCHAL, N., DUPUIS, H., BONNETON, P., HOWA, H. and PEDREROS, R. [2007]. - Observation of irregular wave transformation in the surf zone over a gently sloping sandy beach on the French Atlantic coastline. - Oceanologica Acta, 24 (6): 545-556.

SÉNÉCHAL, N., GOURIOU, T., CASTELLE, B., PARISOT, J.P., CAPO, S., BUJAN, S. and HOWA, H. [2009]. - Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data set. - Geomorphology, 107 (3-4): 263-274.

SERANDREI-BARBERO, R., ALBANI, A., DONNICI, S. and RIZZETTO, F. [2006]. - Past and recent sedimentation rates in the Lagoon of Venice (Northern Italy). - Estuarine, Coastal and Shelf Science, 69 (1-2): 255-269.

SHAND, R.D. and BAILEY, D.G. [1999]. - A review of Net Offshore Bar Migration with Photographic Illustrations from Wanganui, New Zealand. - Journal of Coastal Research, 15 (2): 365-378.

SHAND, R.D., BAILEY, D.G., HESP, P.A. and SHEPHERD, M.J. [2003]. - Conceptual beach-state model for the inner bar of a storm-dominant, low to moderate tidal range coast at Wanganui, New Zealand. - Proceedings of the Coastal Sediments, Miami, U.S.A.

SHAND, R.D., BAILEY, D.G. and SHEPHERD, M.J. [1999]. - An inter-site comparison of net offshore bar migration characteristics and environmental conditions. - Journal of Coastal Research, 15 (3): 750-765.

SHAND, R.D., BAILEY, D.G. and SHEPHERD, M.J. [2001]. - Longshore realignment of shore-parallel sand-bars at Wanganui, New Zealand. - *Marine Geology*, 179 (3-4): 147-161.

SHEPARD, F.P. [1952]. - Revised nomenclature for depositional coastal features. - *AAPG Bulletin*, 36 (10): 1902-1912.

SHIDELER, G.L. and SMITH, K.P. [1984]. - Regional variability of beach and foredune characteristics along the Texas Gulf Coast barrier system. - *Journal of Sedimentary Research*, 54 (2): 507-526.

SHORT, A.D. [1975]. - Multiple Offshore Bars and Standing Waves. - *Journal of Geophysical Research*, 80 (27): 3838-3840.

SHORT, A.D. [1979]. - Three dimensional beach-state model. - *Journal of Geology*, 87: 553-571.

SHORT, A.D. [1985]. - Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. - *Marine Geology*, 65 (1-2): 47-71.

SHORT, A.D. [1991]. - Beach morphodynamics systems of the central Netherlands coast. - University of Utrecht: Institute for Geographical Research, Utrecht, 106 p.

SHORT, A.D. [1992]. - Beach systems of the central Netherlands coast: Processes, morphology and structural impacts in a storm driven multi-bar system. - *Marine Geology*, 107 (1-2): 103-132.

SHORT, A.D. [1996]. - Beaches of the Victorian Coast and Port Phillip Bay. - Australian Beach Safety and Management Program, Sydney, 298 p.

SHORT, A.D. [1999]. - Wave-dominated beaches. - In Short, A.D. (Eds), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley and Sons, Chichester, p. 173-203.

SHORT, A.D. and AAGAARD, T. [1993]. - Single and Multi-bar change models. - *Journal of Coastal Research*, Special Issue (15): 141-157.

SHORT, A.D. and BRANDER, R.W. [1999]. - Regional variations in rip density. - *Journal of Coastal Research*, 15 (3): 813-822.

SHORT, A.D. and HESP, P.A. [1982]. - Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. - *Marine Geology*, 48 (3-4): 259-284.

SHORT, A.D. and HOGAN, C.L. [1994]. - Rip currents and beach hazards, their impact on public safety and implications for coastal management. - *Journal of Coastal Research*, Special Issue (12): 197-209.

SIMEONI, U. and CORBAU, C. [2009]. - Coastal vulnerability related to sea-level rise. - *Geomorphology*

Coastal vulnerability related to sea-level rise, 107 (1-2): 1-2.

- SIMEONI, U. and CORBAU, C. [2009]. - A review of the Delta Po evolution (Italy) related to climatic changes and human impacts. – *Geomorphology, Coastal vulnerability related to sea-level rise*, 107 (1-2): 64-71.
- SIMEONI, U., FONTOLAN, G., TESSARI, U. and CORBAU, C. [2007]. - Domains of spit evolution in the Goro area, Po Delta, Italy. - *Geomorphology*, 86 (3-4): 332-348.
- SIMPKIN, P.G. and DAVIS, A. [1993]. - For seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. - *Sea Technology*, 34 (9): 21-28.
- SIPKA, V. [1998]. - Les plages macrotidales du Nord-Pas de Calais : contexte environnemental et caractérisation morphodynamique. - Thèse de doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 224 p.
- SMITH, J.M. [1994]. - Undertow at Supertank. - *Proceedings of the Coastal Dynamics, Barcelona, Spain. ASCE*, 220-232.
- SMITH, J.M., LARSON, M. and KRAUS, N.C. [1993]. - Longshore Current on a Barred Beach: Field Measurements and Calculation. - *Journal of Geophysical Research*, 98 (C12): 22717-22731.
- SMITH, J.M., SVENDSEN, I.A. and PUTREVU, U. [1992]. - Vertical structure of the nearshore current at Delilah, measured and modelled. - *Proceedings of the 23rd International Conference on Coastal Engineering, Venice, Italy. ASCE*, 2825-2838.
- SOLECHNIK, P., HUVET, A., LE MOINE, O., RAZET, D., GEAIRON, P., FAURY, N., GOULLETQUER, P. and BOUDRY, P. [2002]. - A comparative field study of growth, survival and reproduction of *Crassostrea gigas*, *C. angulata* and their hybrids. - *Aquatic Living Resources*, 15 (4): 243-250.
- SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, R.B. ALLEY, T. BERNTSEN, N.L. BINDOFF, Z. CHEN, A. CHIDTHAISONG, J.M. GREGORY, G.C. HEGERL., M. HEIMANN, B.H., B.J. HOSKINS, F. JOOS, J. JOUZEL, V. KATSOV, U. LOHMANN, T. MATSUNO, M. MOLINA, N. NICHOLLS, J. and OVERPECK, G.R., V. RAMASWAMY, J. REN, M. RUSTICUCCI, R. SOMERVILLE, T.F. STOCKER, P. WHETTON, R.A. WOOD AND D. WRATT [2007]. - Résumé technique. - In Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds), *Changements climatiques 2007: Les éléments scientifiques. Contribution du groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur les changements climatiques*. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, Etats-Unis d'Amérique, p. 97.
- SONU, C.J. [1972]. - Field Observation of Nearshore Circulation and Meandering Currents. - *J. Geophys. Res.*, 77 (18): 3232-3247.
- SONU, C.J. [1973]. - Three-dimensional beach changes. - *Journal of Geology*, 81: 42-64.
- SOONS, J.M., SHULMEISTER, J. and HOLT, S. [1997]. - The Holocene evolution of a well nourished gravelly barrier and lagoon complex, Kaitorete "Spit", Canterbury, New Zealand. - *Marine Geology*, 138 (1-2): 69-90.
- SORREL, P., TESSIER, B., DEMORY, F., DELSINNE, N. and MOUAZÉ, D. [2009]. - Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal

estuarine system, the Seine estuary (NW France). - *Quaternary Science Reviews*, 28 (5-6): 499-516.

SOPY ALEXANDER, P. and HOLMAN, R.A. [2004]. - Quantification of nearshore morphology based on video imaging. - *Marine Geology*, 208 (1): 101-111.

STÉPANIAN, A. [2002]. - Evolution morphodynamique d'une plage à barres : Omaha beach (Normandie). - Thèse de doctorat. Université de Caen Basse-Normandie, Caen, 276 p.

STEWART, C.J. and DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. [1988]. - Morphology, formation and migration of longshore sandwaves; Long Point, Lake Erie, Canada. - *Marine Geology*, 81 (1-4): 63-77.

STORMS, J.E.A., WELTJE, G.J., TERRA, G.J., CATTANEO, A. and TRINCARDI, F. [2008]. - Coastal dynamics under conditions of rapid sea-level rise: Late Pleistocene to Early Holocene evolution of barrier-lagoon systems on the northern Adriatic shelf (Italy). - *Quaternary Science Reviews*, 27 (11-12): 1107-1123.

SUNAMURA, T. [1984]. - Onshore-offshore sediment transport rate in swash zone of laboratory beaches. - *Coastal Engineering in Japan*, 27: 205-212.

SUNAMURA, T. [1988]. - Beach morphologies and their change. - In Horikawa, K. (Eds), *Nearshore dynamics and coastal processes*. University of Tokyo Press, Tokyo, p. 133-166.

SUURSAAR, Ü., JAAGUS, J., KONT, A., RIVIS, R. and TÕNISSON, H. [2008]. - Field observations on hydrodynamic and coastal geomorphic processes off Harilaid Peninsula (Baltic Sea) in winter and spring 2006-2007. - *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 80 (1): 31-41.

SWIFT, D.J.P. [1968]. - Coastalerosion and transgressive stratigraphy. - *Journal of Geology*, 76: 444-456.

SYMONDS, G., HUNTLEY, D.A. and BOWEN, A.J. [1982]. - Two-Dimensional Surf Beat: Long Wave Generation by a Time-Varying Breakpoint. - *Journal of Geophysical Research*, 87 (C1): 492-498.

SYVITSKI, J.P.M., KETTNER, A.J., OVEREEM, I., HUTTON, E.W.H., HANNON, M.T., BRAKENRIDGE, G.R., DAY, J., VĀRĀSMARTY, C., SAITO, Y., GIOSAN, L. and NICHOLLS, R.J. [2009]. - Sinking deltas due to human activities. - *Nature Geoscience*, 2 (10): 681-686.

**T**AKEDA, I. and SUNAMURA, T. [1982]. - Formation and height of berms. - *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 3: 145-157.

TESSIER, B., CERTAIN, R., BARUSSEAU, J.-P. and HENRIET, J.-P. [2000]. - Évolution historique du prisme littoral du lido de l'étang de Thau (Sète, Sud-Est de la France). Mise en évidence par sismique réflexion très haute résolution. Historical evolution of the littoral prism of the Thau lagoon barrier (Sète, South-East France). Very high-resolution reflection seismic investigation. - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 331 (11): 709-716.

TESSON, M., LABAUNE, C. and GENSOUS, B. [2005]. - Small rivers contribution to the Quaternary evolution of a Mediterranean littoral system: The western gulf of Lion, France. - *Marine Geology*

*Mediterranean Prodelta Systems*, 222-223: 313-334.

THOM, B.G., SHEPHERD, M.J., LY, C., ROY, P.S., BOWMAN, G. and HESP, P.A. [1992]. - Coastal Geomorphology and Quaternary Geology of the Port Stephens-Myall Lakes Area. - Department of Biogeography and Geomorphology, Canberra, 6, 407 p.

THORNTON, E.B. and GUZA, R.T. [1986]. - Surf Zone Longshore Currents and Random Waves: Field Data and Models. - *Journal of Physical Oceanography*, 16 (7): 1165-1178.

THORNTON, E.B. and GUZA, R.T. [1989]. - Models for surf zone dynamics. - In Seymour, R.J. (Eds), *Nearshore Sediment transport*. Plenum Press, New York, p. 337-369.

THORNTON, E.B., HUMISTON, R.T. and BIRKEMEIER, W.A. [1996]. - Bar/trough generation on a natural beach. - *Journal of Geophysical Research*, 101 (C5): 12097-12110.

THORNTON, E.B., MACMAHAN, J. and SALLENGER, J.A.H. [2007]. - Rip currents, mega-cusps, and eroding dunes. - *Marine Geology*, 240 (1-4): 151-167.

TIMMERMANN, A., GILDOR, H., SCHULZ, M. and TZIPERMAN, E. [2003]. - Coherent Resonant Millennial-Scale Climate Oscillations Triggered by Massive Meltwater Pulses. - *Journal of Climate*: 2569-2585.

TURNER, I.L., LEYDEN, V.M., SYMONDS, G., MCGRATH, J., JACKSON, A., JANCAR, T., AARNINKHOF, S. and ELSHOFF, I. [2000]. - Predicted and Observed Coastline Changes at the Gold Coast Artificial Reef. - *Proceedings of the Sydney, Australia*. ASCE, 143-143.

**U**LSES, C., ESTOURNEL, C., DURRIEU DE MADRON, X. and PALANQUES, A. [2008]. - Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storms and floods. - *Continental Shelf Research*, 28 (15): 2048-2070.

**V**AN DER WAL, D. [2004]. - Beach-Dune Interactions in Nourishment Areas along the Dutch Coast. - *Journal of Coastal Research*, 20 (1): 317-325.

VAN DONGEREN, A.R. and SVENDSEN, I.A. [1997]. - Absorbing-Generating Boundary Condition for Shallow Water Models. - *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 123 (6): 303-313.

VAN ENCKEVORT, I.M.J. and RUESSINK, B.G. [2003a]. - Video observations of nearshore bar behaviour. Part 1: alongshore uniform variability. - *Continental Shelf Research*, 23 (5): 501-512.

VAN ENCKEVORT, I.M.J. and RUESSINK, B.G. [2003b]. - Video observations of nearshore bar behaviour. Part 2: alongshore non-uniform variability. - *Continental Shelf Research*, 23 (5): 513-532.

VAN ENCKEVORT, I.M.J., RUESSINK, B.G., COCO, G., SUZUKI, K., TURNER, I.L., PLANT, N.G. and HOLMAN, R.A. [2004]. - Observations of nearshore crescentic sandbars. - *Journal of Geophysical Research*, 109 (C06028): doi:10.1029/2003JC002214.

VAN RIJN, L. [1998]. *Principles of Coastal Geomorphology*,

VELLA, C., FLEURY, T.-J., RACCASI, G., PROVANSAL, M., SABATIER, F. and BOURCIER, M. [2005]. - Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. - *Marine Geology*

*Mediterranean Prodelta Systems*, 222-223: 235-265.

VELLA, C. and PROVANSAL, M. [2000]. - Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhône delta, France. - *Marine Geology*, 170 (1-2): 27-39.

VERMEER, M. and RAHMSTORF, S. [2009]. - Global sea level linked to global temperature. - *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106 (51): 21527-21532.

**W**ANG, P. and DAVIS JR, R.A. [1998]. - A beach profile model for a barred coast - Case study from Sand Key, west-central Florida. - *Journal of Coastal Research*, 14 (3): 981-991.

WEIR, F.M., HUGHES, M.G. and BALDOCK, T.E. [2006]. - Beach face and berm morphodynamics fronting a coastal lagoon. - *Geomorphology*, 82 (3-4): 331-346.

WERNER, B.T. and FINK, T.M. [1993]. - Beach Cusps as Self-Organized Patterns. - *Science*, 260 (5110): 968-971.

WILLIAMS, A.T. [1973]. - The problem of beach cusp development. - *Journal of Sedimentary Research*, 43 (3): 857-866.

WINJBERG, K.M. [1995]. - Morphologic behaviour of a barred coast over a period of decades. - PhD. University of Utrecht, Utrecht, 215 p.

WOLINSKY, M.A. and BRAD MURRAY, A. [2009]. - A unifying framework for shoreline migration: 2. Application to wave-dominated coasts. - *Journal of Geophysical Research F: Earth Surface*, 114 (1): doi:10.1029/2007JF000856.

WOLINSKY, M.A., SWENSON, J.B., LITCHFIELD, N. and MCNINCH, J.E. [2010]. - Coastal progradation and sediment partitioning in the Holocene Waipaoa Sedimentary System, New Zealand. - *Marine Geology*, 270 (1-4): 94-107.

WRIGHT, L.D., CHAPPELL, J., THOM, B.G., BRADSHAW, M.P. and COWELL, P. [1979]. - Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. - *Marine Geology*, 32 (1-2): 105-140.

WRIGHT, L.D., NIELSEN, P., SHI, N.C. and LIST, J.H. [1986]. - Morphodynamics of a bar-trough surf zone. - *Marine Geology*, 70 (3-4): 251-285.

WRIGHT, L.D. and SHORT, A.D. [1983]. - Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. - In Komar, P.D. (Eds), *Handbook of Coastal Processes and Erosion*. CRC Press, Boca Raton, p. 35-64.

WRIGHT, L.D. and SHORT, A.D. [1984]. - Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. - *Marine Geology*, 56 (1-4): 93-118.

WUNDERLICH, J. and MÜLLER, S. [2003]. - High-resolution sub-bottom profiling using parametric acoustics. - *Proceedings of the International Ocean Systems*, 7.

**Y**OKOYAMA, Y., LAMBECK, K., DE DECKKER, P., JOHNSTON, P. and FIFIELD, L.K. [2000]. - Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. - *Nature*, 406 (6797): 713-716.

**Z**AZO, C., DABRIO, C.J., GOY, J.L., LARIO, J., CABERO, A., SILVA, P.G., BARDAJÍ, T., MERCIER, N., BORJA, F. and ROQUERO, E. [2008]. - The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. - *Quaternary International : The Last 15ka of Environmental Change in Mediterranean Regions - Interpreting Different Archives*, 181 (1): 72-87.

ZECCHIN, M., BARADELLO, L., BRANCOLINI, G., DONDA, F., RIZZETTO, F. and TOSI, L. [2008]. - Sequence stratigraphy based on high-resolution seismic profiles in the late Pleistocene and Holocene deposits of the Venice area. - *Marine Geology*, 253 (3-4): 185-198.

ZECCHIN, M., CIVILE, D., CAFFAU, M. and RODA, C. [2009]. - Facies and cycle architecture of a Pleistocene marine terrace (Crotone, southern Italy): A sedimentary response to late Quaternary, high-frequency glacio-eustatic changes. - *Sedimentary Geology*, 216 (3-4): 138-157.

ZIC, M., NEGRINI, R.M. and WIGAND, P.E. [2002]. - Evidence of synchronous climate change across the Northern Hemisphere between the North Atlantic and the northwestern Great Basin, United States. - *Geology*, 30 (7): 635-638.



## TABLE DES MATIERES

---

<b>Introduction générale.....</b>	<b>- 1 -</b>
<b>Chapitre I – Le milieu littoral sableux .....</b>	<b>- 7 -</b>
I. Morphodynamique côtière : principes et concepts .....	- 7 -
II. Morphologies littorales .....	- 9 -
III. Le prisme sableux littoral (barrier) .....	- 11 -
1. Edification et évolution des barrières littorales .....	- 11 -
1.1. Généralités .....	- 11 -
1.2. Revue bibliographique relative à l'origine d'une barrière.....	- 13 -
1.3. Facteurs influençant l'édification et l'évolution d'une barrière .....	- 15 -
1.3.1. Les variations du niveau marin.....	- 16 -
1.3.2. La géologie .....	- 18 -
1.3.3. Les apports sédimentaires.....	- 19 -
1.3.4. Les forçages externes.....	- 19 -
1.4. Mise en place d'une lagune .....	- 20 -
1.4.1. Modalités d'édification.....	- 20 -
1.4.2. Évolution de la lagune .....	- 21 -
1.4.2.1. Hydrologie .....	- 21 -
1.4.2.2. Sédimentation dans la lagune .....	- 21 -
2. Le prisme sableux émergé .....	- 23 -
3. Le prisme sableux immergé.....	- 25 -
3.1. Généralités .....	- 25 -
3.2. Les barres sédimentaires d'avant côte .....	- 27 -
3.2.1. Définitions .....	- 27 -
3.2.2. Classification des plages à barres .....	- 28 -
3.2.3. Le schéma à barre unique .....	- 28 -
3.2.3.1. Les différents types de barres rencontrés.....	- 28 -
3.2.3.2. Séquences d'évolution de plage à barre unique :.....	- 37 -
3.2.4. Le schéma d'un système à deux barres.....	- 40 -
3.2.5. Le schéma d'un système à barres multiples.....	- 42 -
3.3. Séquences morphodynamiques des plages émergée et immergée présentant des barres en festons.....	- 44 -
IV. L'hydrodynamique en milieu littoral.....	- 48 -

1. Description du zonage courantologique du système côtier .....	48 -
2. Hydrodynamique au dessus d'un système de barre rectiligne .....	50 -
3. Hydrodynamique au dessus d'un système de barres transverses.....	51 -
4. Hydrodynamique au dessus d'un système de barres en festons .....	51 -
<b>Chapitre II – La zone d'étude .....</b>	<b>55 -</b>
I. Le Golfe du Lion .....	55 -
1. Présentation générale .....	55 -
2. Le régime de houle .....	55 -
3. La dérive littorale.....	56 -
4. Les plages et leurs avant-côtes.....	57 -
II. Le littoral de Sète .....	58 -
1. Présentation générale .....	58 -
2. Géographie et géologie régionale .....	59 -
3. La lagune de Thau.....	59 -
3.1. Historique de la formation de la lagune.....	59 -
3.2. Géomorphologie. ....	60 -
3.3. Hydrologie générale.....	60 -
4. Climatologie locale .....	61 -
4.1. Le régime pluviométrique.....	61 -
4.2. Régime éolien .....	61 -
5. L'avant-côte .....	62 -
III. Le littoral de Leucate .....	63 -
1. Présentation générale .....	63 -
2. Géographie et géologie régionale .....	63 -
3. L'étang de Salses-Leucate .....	64 -
3.1. Historique de la formation de la lagune.....	64 -
3.2. Géomorphologie. ....	65 -
3.3. Hydrologie générale.....	67 -
4. Climatologie locale .....	67 -
4.1. Régime pluviométrique.....	67 -
4.2. Régime éolien .....	67 -
5. L'avant-côte .....	68 -
<b>Chapitre III – Matériel et méthode d'analyse .....</b>	<b>73 -</b>
I. Données disponibles .....	73 -

II. Méthodologie de terrain .....	- 73 -
1. Les données morphologiques.....	- 73 -
1.1. Le suivi bathymétrique .....	- 73 -
1.2. Le suivi du trait de côte.....	- 75 -
1.3. Le suivi topographique .....	- 75 -
2. Les données de géophysique.....	- 76 -
2.1. Sismique réflexion très haute résolution (THR) .....	- 76 -
2.1.1. Le système IKB-Seistec.....	- 76 -
2.1.2. Le système Innomar.....	- 78 -
2.2. Le géoradar .....	- 79 -
3. Les données sédimentologiques.....	- 81 -
4. Les données hydrodynamiques .....	- 81 -
4.1. Les ADCPs (Acoustic Doppler Current Profiler).....	- 82 -
4.1.1. Principes de mesure des courants .....	- 82 -
4.1.2. Principes de mesure de la houle.....	- 83 -
4.1.3. Paramètres d'acquisition.....	- 83 -
4.2. Les ADVs (Acoustic Doppler Velocimeter).....	- 83 -
4.2.1. Principes de mesure des courants. ....	- 84 -
4.2.2. Principes de mesure de la houle.....	- 84 -
4.2.3. Paramètres d'acquisition.....	- 84 -
4.3. La bouée Datawell .....	- 84 -
5. Les données météorologiques.....	- 85 -
III. Traitement des données. ....	- 85 -
1. Les données morphologiques.....	- 85 -
1.1. Le suivi bathymétrique. ....	- 85 -
1.2. Le suivi du trait de côte.....	- 86 -
1.3. Le suivi topographique. ....	- 86 -
2. Les données géophysiques.....	- 86 -
2.1. Les données de sismique réflexion très haute résolution (THR).....	- 86 -
2.2. Les données de sismique réflexion de type Chirp. ....	- 87 -
2.3. Etude technique comparative entre les différentes sources sismiques :	
Boomer IKB Seistec vs. SES2000 compact d'Innomar.....	- 87 -
2.3.1. Données, méthodes et traitement.....	- 87 -
2.3.2. Résultats/Interprétation.....	- 88 -

2.3.3. Conclusion .....	- 90 -
3. Les données sédimentologiques.....	- 91 -
4. Les données hydrodynamiques.....	- 91 -
<b>Chapitre IV – Evolution du littoral à l'échelle géologique : Reconstruction paléogéographique et mise en place de la lagune de Thau .....</b>	<b>- 97 -</b>
I. Résultats .....	- 97 -
1. Description des unités sismiques .....	- 97 -
1.1. Dans la lagune.....	- 98 -
1.2. En mer.....	- 106 -
2. Les données sédimentologiques.....	- 108 -
2.1. Dans la lagune.....	- 108 -
2.2. En mer et sur le lido .....	- 111 -
II. Interprétation stratigraphique du continuum lagune barrière avant-côte .....	- 113 -
III. Discussion.....	- 118 -
1. L'héritage géologique .....	- 119 -
2. Les apports sédimentaires .....	- 120 -
3. Les variations climatiques au cours du remplissage.....	- 122 -
IV. Conclusion .....	- 123 -
<b>Chapitre V – Evolution d'un littoral à double barre festonnée à l'échelle pluriannuelle et évènementielle (Leucate-Plage) .....</b>	<b>- 127 -</b>
I. Forçages hydrodynamiques .....	- 129 -
1. Les conditions de forçage pendant la période de suivi .....	- 129 -
2. Les conditions de faible agitation sur le site de Leucate-Plage ( $H_{1/3} < 2$ m)-	- 132 -
2.1. Cas d'une tempête modérée de Sud-Est : le 22/01/07 .....	- 135 -
2.2. Cas d'une tempête modérée de Nord-Est : le 25/01/07. ....	- 137 -
2.3. Cas d'un coup de mer de faible énergie : le 30 janvier 2007.....	- 139 -
2.4. Cas d'une circulation par forte tramontane : le 24 janvier 2007. ....	- 140 -
2.5. Circulation hydrodynamique par beau temps .....	- 141 -
2.6. Les transferts et pertes d'énergie depuis le glacis vers la côte .....	- 142 -
3. Les conditions de forte agitation.....	- 142 -
3.1. Cas d'une tempête d'incidences variées $H_{1/3}$ égale à 4 m .....	- 143 -
3.2. Cas d'une tempête d'incidence frontale $H_{1/3}$ égale à 7 m.....	- 147 -
4. Interprétation.....	- 149 -
4.1. Sous conditions de faible agitation .....	- 149 -

4.1.1. La houle .....	- 149 -
4.1.2. Les courants .....	- 149 -
4.1.2.1. Situations de tempête modérée .....	- 149 -
4.1.2.2. Situation de Tramontane .....	- 150 -
4.1.2.3. Situation de beau temps .....	- 150 -
4.2. Sous conditions de forte agitation.....	- 150 -
4.3. Schéma de circulation hydrodynamique.....	- 151 -
5. Comparaison de la circulation observée et de différents schémas hydrodynamiques pour les systèmes de barres d'avant-côte festonnées.....	- 151 -
II. Morphodynamique du système sableux .....	- 154 -
1. Morphodynamique de la plage émergée .....	- 154 -
1.1. Caractérisation morphologique de la plage émergée .....	- 154 -
1.2. Réponse morphologique de la plage émergée .....	- 155 -
1.2.1. Morphodynamique au niveau d'une dépression de plage et d'un ventre de sinuosité de plage .....	- 159 -
1.2.2. Morphodynamique au niveau d'une corne de sinuosité de plage...-	161 -
1.2.3. Morphodynamique au niveau d'une corne en aval transit d'un ouvrage de protection.....	- 162 -
1.3. Morphodynamique du trait de côte .....	- 162 -
2. Morphodynamique de l'avant-côte .....	- 168 -
2.1. Disponible sédimentaire .....	- 168 -
2.2. Réponse morphodynamique de la barre externe.....	- 174 -
2.2.1. Réponse pluriannuelle à l'échelle du suivi (2000-2008) .....	- 174 -
2.2.2. Réponse décennale à pluridécennale .....	- 175 -
2.3. Réponse morphodynamique pluriannuelle de la barre interne .....	- 179 -
2.3.1. Scénario sous conditions d'une houle d'incidence frontale.....	- 183 -
2.3.1.1. Passage à un état en RBB bien marqué (boite F2).....	- 183 -
2.3.1.2. Passage d'un état en RBB à un état en TBR dite regular .....	- 183 -
2.3.2. Scénario sous conditions d'une houle d'incidence oblique.....	- 184 -
2.3.2.1. Passage d'un état en TBR oblique à un état en RBB dissymétrique (HP3) .....	- 184 -
2.3.2.2. Passage d'un état en RBB à un état en RBB rompu (HP2) .....	- 185 -
2.3.2.3. Passage d'un état de RBB dissymétrique à un état de TBR oblique (HP4) .....	- 185 -

2.3.2.4. Passage d'un état de TBR oblique à un état transitoire TBR-LTT (HP1) .....	- 186 -
3. Interprétation.....	- 187 -
3.1. Liaison plage immergée/trait de côte/plage émergée .....	- 187 -
3.2. Stabilité du système et définition de seuils hydrodynamiques .....	- 190 -
3.3. Modèle conceptuel d'évolution du système microtidal de barres d'avant-côte de Leucate-plage.....	- 191 -
4. Discussion.....	- 194 -
4.1. Comparaison du modèle établi avec d'autres sites microtidaux.....	- 194 -
4.2. Comparaison des séquences microtidales établies avec d'autres sites méso- et macrotidaux .....	- 194 -
4.3. Comparaison des états établis dans le modèle conceptuel proposé avec les états de la classification de Short & Aagaard [1993] .....	- 195 -
4.4. Stabilité des unités majeures du système .....	- 196 -
4.5. Modèle N.O.M. vs oscillations autour des points d'équilibre du système rythmique de Leucate .....	- 197 -
III. Conclusion .....	- 199 -
<b>Synthèse et conclusion.....</b>	<b>- 204 -</b>
I. Résultats majeurs .....	- 204 -
1. A l'échelle d'un lido et/ou d'une lagune .....	- 204 -
2. A l'échelle d'une plage émergée et immergée.....	- 205 -
II. Synthèse des paramètres de contrôle du trait de côte définis dans cette étude -	206 -
1. Pour le lido.....	- 206 -
2. Pour la limite de la plage émergée et de la plage immergée.....	- 207 -
III. Perspectives futures de l'évolution des littoraux du Languedoc-Roussillon en fonction des variations des différents forçages (2050-2100) .....	- 208 -
1. 2050 .....	- 212 -
2. 2100 .....	- 214 -
3. Influence de l'activité anthropique .....	- 214 -
IV. Perspectives de recherche.....	- 215 -
1. Barrières littorales et lagunes à l'échelle géologique .....	- 215 -
2. Cordon littoral (plages émergée et immergée) aux échelles événementielle et pluriannuelle.....	- 216 -

*LISTES DES ANNEXES*

---

Annexe 1 – Etude sédimentologique du système côtier de Leucate-Plage.

Annexe 2 – Compilation des cartes bathymétriques.

Annexe 3 – Compilation des cartes topographiques.

Annexe 4 – Article paru dans le *Bulletin de la Société Géologique de France*.

Annexe 5 – Acte de congrès étendu pour la conférence internationale *Coastal Dynamics 2009* à Tokyo au Japon.



# **Annexe 1 – Etude sédimentologique du système côtier de Leucate-Plage.**

## **1. Méthodologie**

### ***1.1. Les données granulométriques.***

Le sédiment est échangé entre les différents compartiments du système sableux. L'étude granulométrique permet de caractériser chaque unité morphologique et de tenter d'identifier les processus qui interviennent, elle permet aussi de caractériser la couverture sédimentaire superficielle saisonnière.

Une série d'échantillonnage a donc été réalisée pour deux saisons (estivale et hivernale) et suivant un plan d'échantillonnage précis correspondant aux différentes structures sédimentaires observées sur les cartes bathymétriques. Dans le domaine marin, les échantillons ont été prélevés au cône Berthois (Figure III. 21) sur les barres festonnées en différents points, dans les ventres et aussi sur le glacis. Dans le domaine émergé, le prélèvement a été fait sur la plage, en pied du cordon dunaire, sur la plage et sur la berme ainsi que sur le talus de collision.



**Figure III. 21 : Photographie d'un cône Berthois, ayant servi lors des échantillonnages granulométriques de surface de l'avant-côte.**

### ***1.2. Les données granulométriques.***

Les échantillons ont été traités suivant deux méthodes :

Une première manuelle, pour les échantillons de granulométrie supérieure à 2 mm, où les échantillons sont tamisés selon une procédure classique [Rivière, 1977], sur colonne

AFNOR, à sec pendant 15 min, les résultats sont exprimés sous forme des courbes semi-logarithmiques. L'analyse conduit à la définition d'indices et à la caractérisation de populations granulométriques.

Une seconde plus automatisée qui consiste à placer l'échantillon brut, de granulométrie inférieure à 2 mm, dans un granulomètre laser Coulter LS 13320 (Figure III. 22) appartenant à la plate-forme technologique GLADYS (Université de Montpellier 2 et Université de Perpignan Via Domitia). La mesure est faite automatiquement.



Figure III. 22 : Granulomètre laser Coulter LS13320 ayant servi lors des analyses granulométriques.

Chaque échantillon est ensuite analysé deux fois. Les résultats sont exprimés par la moyenne des différentes mesures.

## **2. Résultats**

### ***2.1. Granulométrie de la plage émergée***

Les échantillons de surface ont été prélevés saisonnièrement en quatre points d'un profil (Figure V. 56) : au niveau du cordon dunaire, de la plage, de la berme et du talus de collision. Ces prélèvements ont eu lieu en août 2007 et en février 2008. L'ensemble des mesures effectuées sur ces échantillons est regroupé sur la Figure V. 56. Le petit nombre d'échantillons prélevés permet seulement de donner une description sommaire des caractères texturaux des sédiments de la plage émergée.

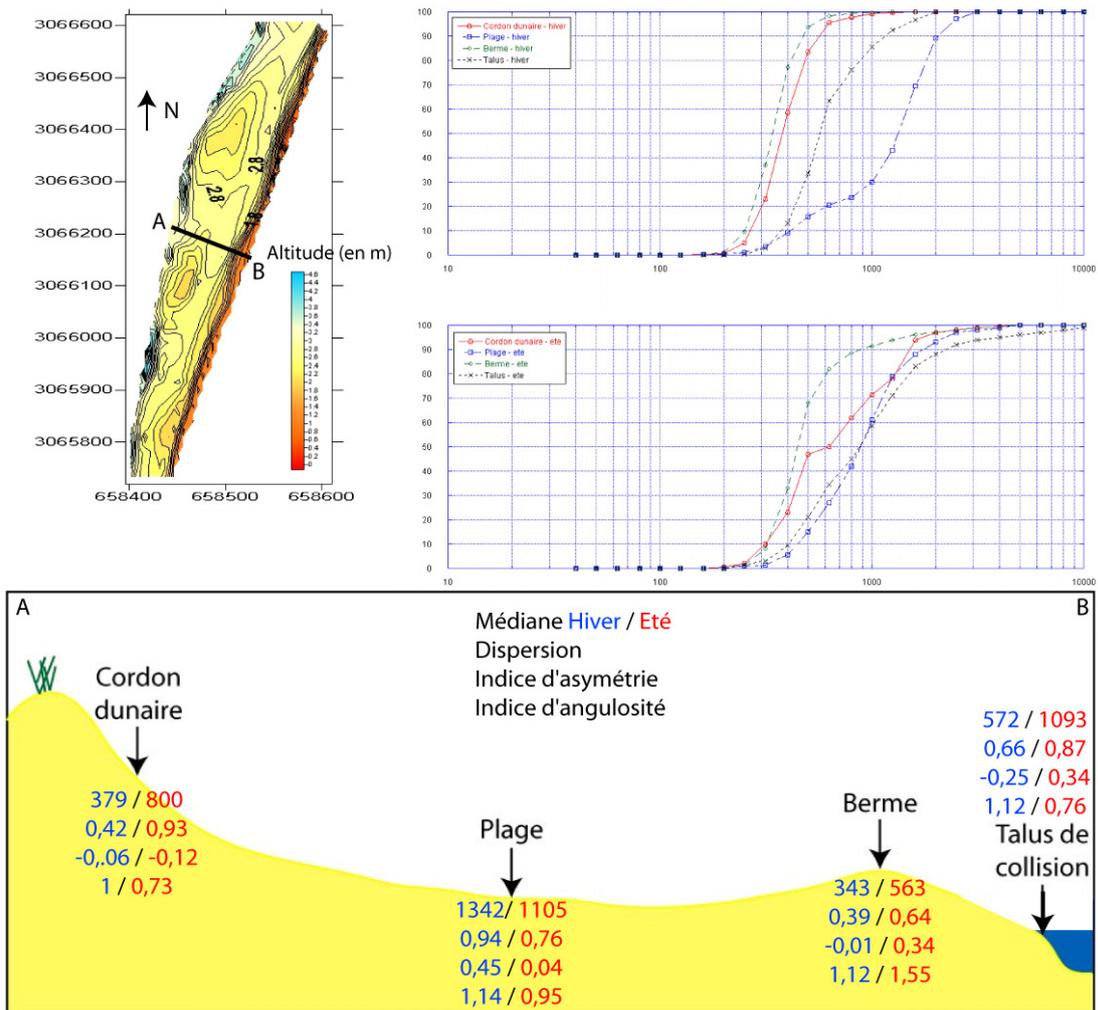


Figure V. 56 : Profil topographique schématique présentant la position des échantillons granulométriques prélevés durant l'été et l'hiver.

Les différentes parties échantillonnées de la plage émergée présentent un sédiment sableux pouvant présenter des débris de coquilles dont la granulométrie varie entre fine et très grossière (Figure V. 56). Les caractéristiques granulométriques sont définies en fonction des différents indices de Folk & Ward [1957].

La gamme des médianes estivales sont comprises entre 563 et 1105  $\mu\text{m}$  (Figure V. 56) alors que celle pour l'hiver est plus étendue entre 379 et 1342  $\mu\text{m}$  (Figure V. 56). Spatialement, le profil de plage présente une médiane plus fine au niveau de la berme et plus grossière au niveau de la plage. La dispersion (*sorting*) varie de 0,64 à 0,93 en été et de 0,39 à 0,94 en hiver. L'indice d'asymétrie (*skewness*) varie de -0,12 à 0,34 en été et de -0,25 à 0,45 en hiver. Toutefois, les courbes granulométriques sont unimodales et ont une assez bonne symétrie, ce qui est synonyme d'un bon tri granulométrique général sauf au niveau des échantillons de la plage, où la courbe est bi-modale, avec plus de particules grossières que de particules fines, et

de la berme où les particules grossières sont plus importantes que les particules fines. L'indice d'angulosité (*kurtosis*) varie 0,73 à 1,55 en été et de 1 à 1,14 en hiver.

## 2.2. Granulométrie de la plage immergée

Les échantillons ont été prélevés en différents points, en fonction de la configuration des barres sous-marines (Figure V. 57) : sur les cornes et les points hauts, les ventres, les crêtes et le glacis.

Les différentes parties échantillonnées de la plage immergée présentent un sédiment sableux, dont la granulométrie varie entre fine et très grossière (Tableau V. 7). Les médianes estivales sont comprises entre 212 et 1153  $\mu\text{m}$  (Tableau V. 8) alors que celles hivernales entre 186 et 1240  $\mu\text{m}$  (Tableau V. 7). Le sédiment est moyennement classé. La granulométrie du sédiment est également très homogène quelle que soit la saison (Figure V. 58, Figure V. 59). La dispersion varie de 0,46 à 1,01. Deux échantillons sont très différents des autres, le ventre du feston de la barre externe (ventre 3) qui présente une répartition bi-modale en hiver et un sédiment plus grossier que pour les autres ventres du système interne ; et le glacis qui présente une granulométrie légèrement plus fine que la moyenne sur le site. Il n'y a pas de différence majeure entre les indices d'asymétrie pour la barre externe (-0,03 à 0,04) et ceux pour la barre interne (-0,08 à 0,08). Cette règle s'applique quelle que soit la saison (été : -0,08 à 0,15 ; hiver : -0,14 à 0,31). Deux échantillons sont légèrement moins bien triés, le glacis et le ventre du feston de la barre externe où il y a davantage de particules fines que de particules grossières. Les indices d'angulosité ne mettent pas en évidence de déficit ou d'excès de matériel aux extrémités de la distribution quelles que soient la saison et la localisation de l'échantillon.

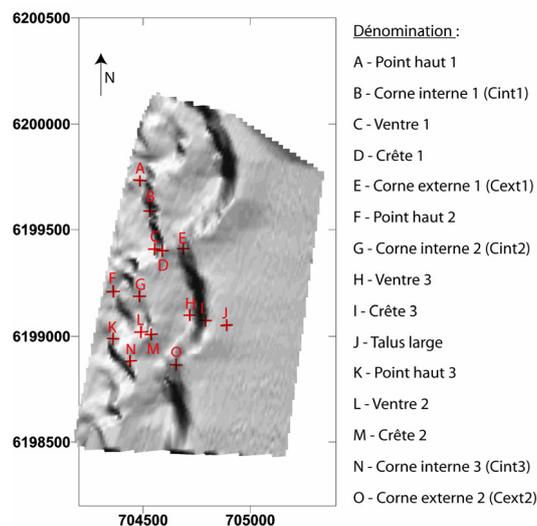


Figure V. 57 : Plan d'échantillonnage de la granulométrie en mer (projection en Lambert 93).

Echantillon	Nombre d'échantillons prélevés	Médiane (en $\mu\text{m}$ )	Dispersion (en $\phi$ )	Indice d'asymétrie	Indice d'angulosité
A – Point haut 1	2	459	0,54	-0,02	1,02
B – Cint1	2	469	0,52	-0,03	1,02
C – Ventre1	2	1240	$\emptyset$	$\emptyset$	$\emptyset$
D – Crête1	2	310	0,61	-0,01	1,06
E – Cext1	2	262	0,50	0,01	1,04
F – Point haut 2	2	412	0,49	0	1,01
G – Cint2	2	448	0,54	-0,05	1,04
H – Ventre3	2	318	0,46	0,04	0,91
I – Crête3	2	311	0,52	-0,03	0,97
J – Talus large	2	186	0,89	0,15	0,98
K – Point haut 3	2	370	0,48	0,08	0,89
L – Ventre2	2	406	0,53	-0,08	0,85
M – Crête 2	2	310	0,50	0	0,93
N – Cint3	2	399	0,48	0,02	1,02
O – Cext2	2	326	0,52	0,01	0,99

**Tableau V. 7 : Caractéristiques granulométriques du sédiment en hiver de la plage immergée.**

Echantillon	Nombre d'échantillons prélevés	Médiane (en $\mu\text{m}$ )	Dispersion (en $\phi$ )	Indice d'asymétrie	Indice d'angulosité
A – Point haut 1	2	446	0,48	-0,05	0,98
B – Cint1	2	353	0,50	-0,02	1
C – Ventre1	2	1153	1,01	0,31	1,27
D – Crête1	2	296	0,59	-0,03	1,04
E – Cext1	2	289	0,49	-0,10	0,99
F – Point haut 2	2	394	0,62	-0,10	1,03
G – Cint2	2	426	0,51	-0,01	1,03
H – Ventre3	2	455	0,62	-0,07	1,10
I – Crête3	2	392	0,54	-0,01	1,01
J – Talus large	2	212	0,86	0,25	0,99
K – Point haut 3	2	361	0,46	-0,14	1,15
L – Ventre2	2	425	0,62	-0,07	1,05
M – Crête 2	2	324	0,52	0,01	0,99
N – Cint3	2	369	0,47	0,01	1,07
O – Cext2	2	314	0,50	-0,01	0,98

**Tableau V. 8 : Caractéristiques granulométriques du sédiment en été de la plage immergée.**

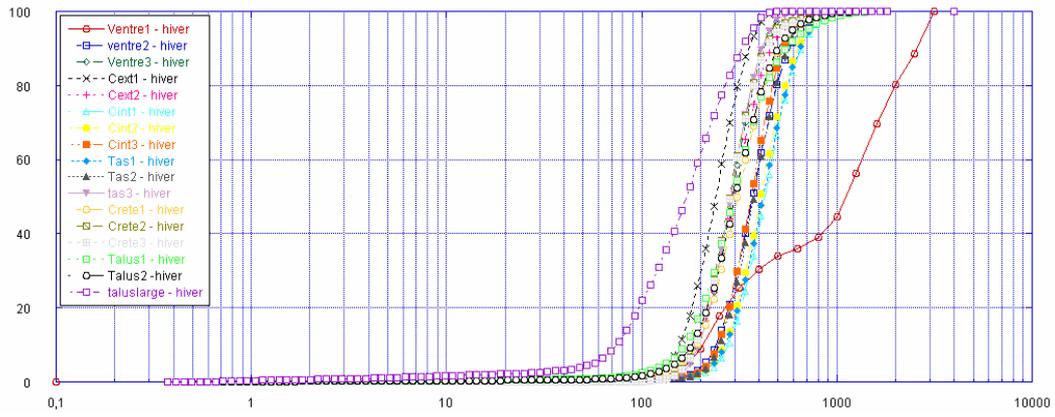


Figure V. 58 : Courbes granulométriques des différents échantillons prélevés sur l'avant-côte en hiver.

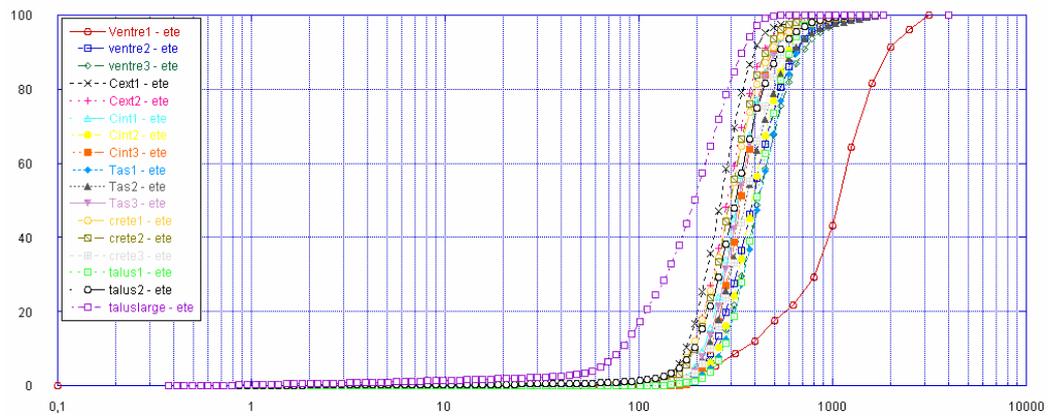


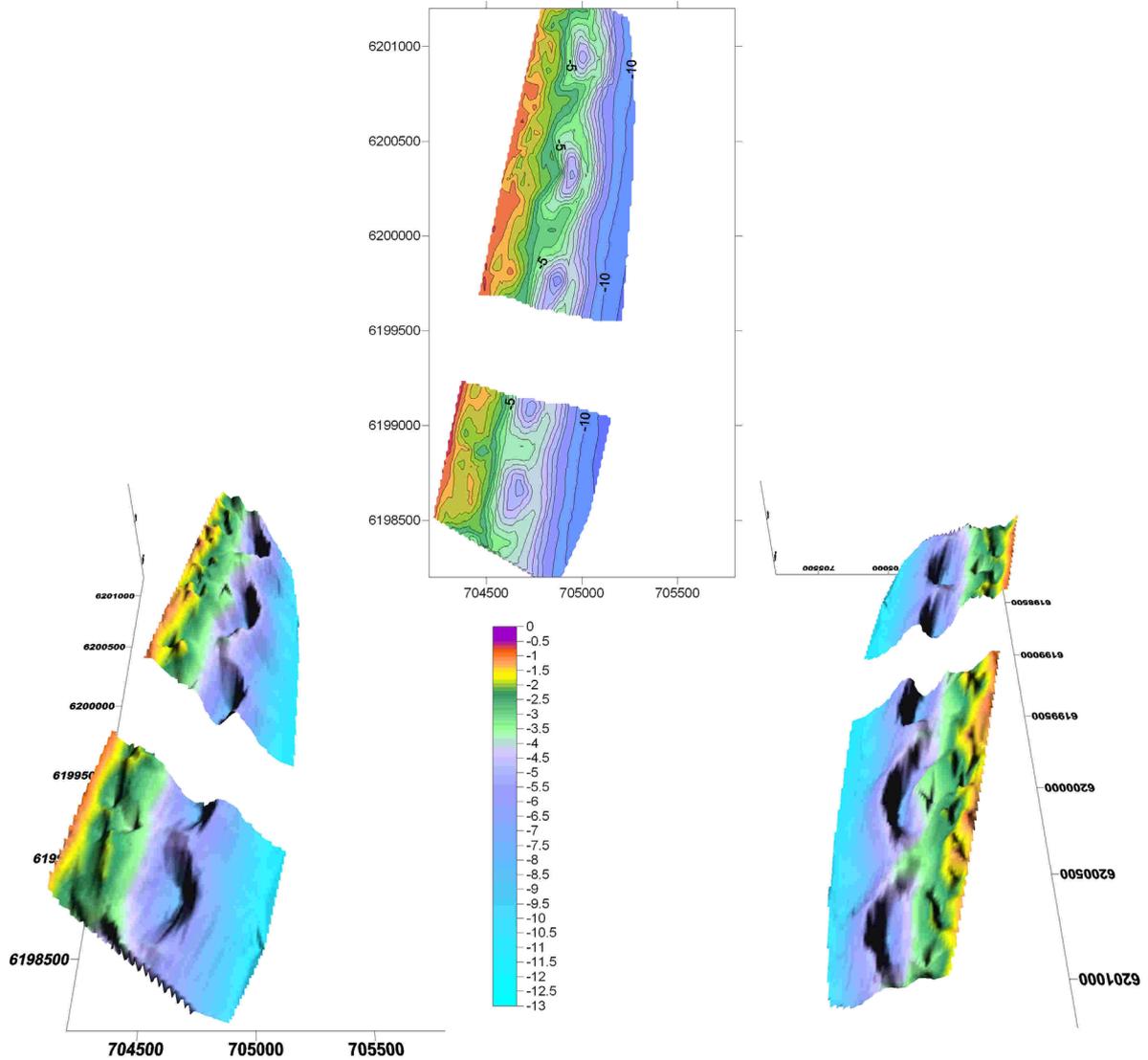
Figure V. 59 : Courbes granulométriques des différents échantillons prélevés sur l'avant-côte en été.



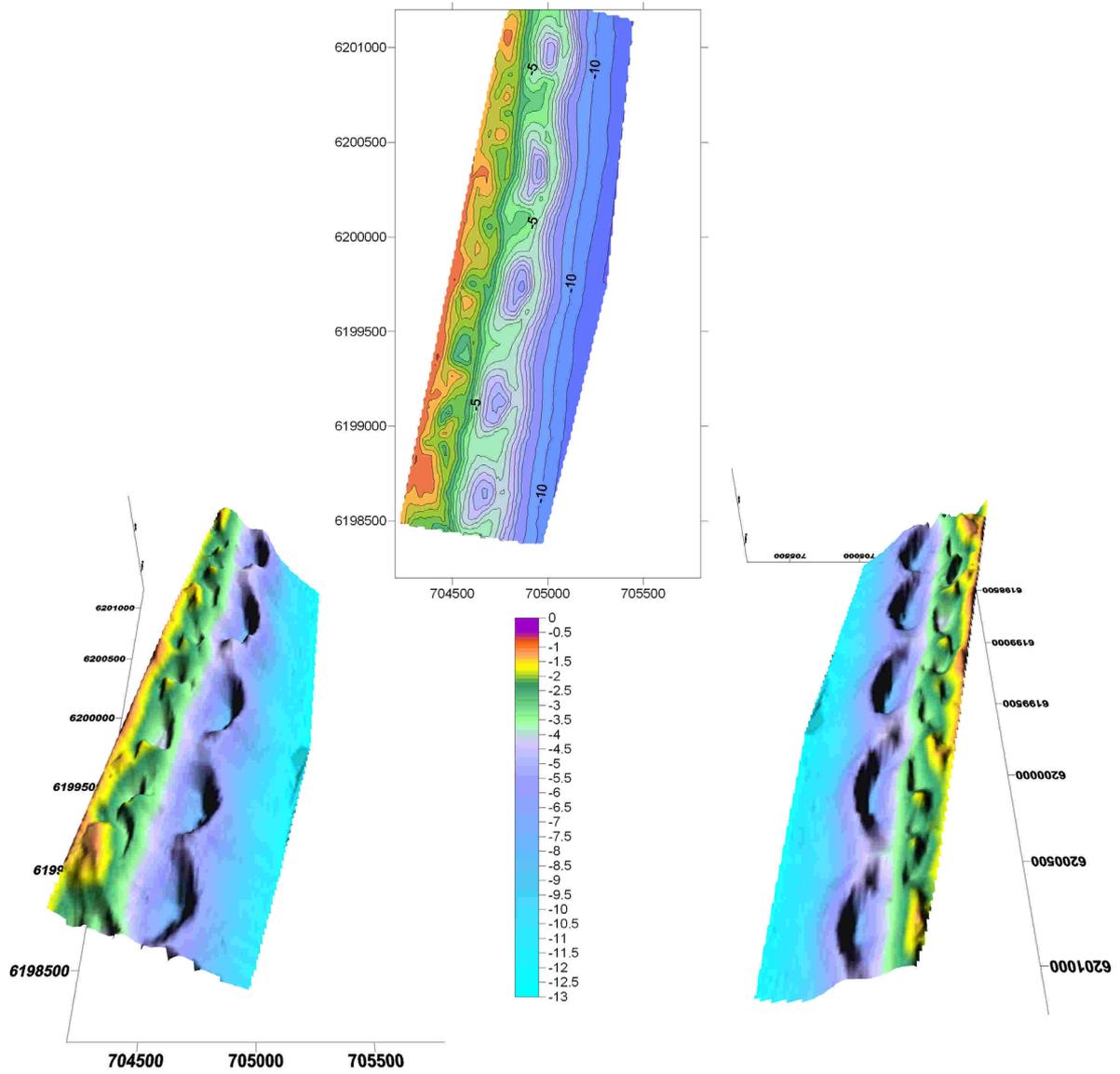


## Annexe 2 – Compilation des cartes bathymétriques.

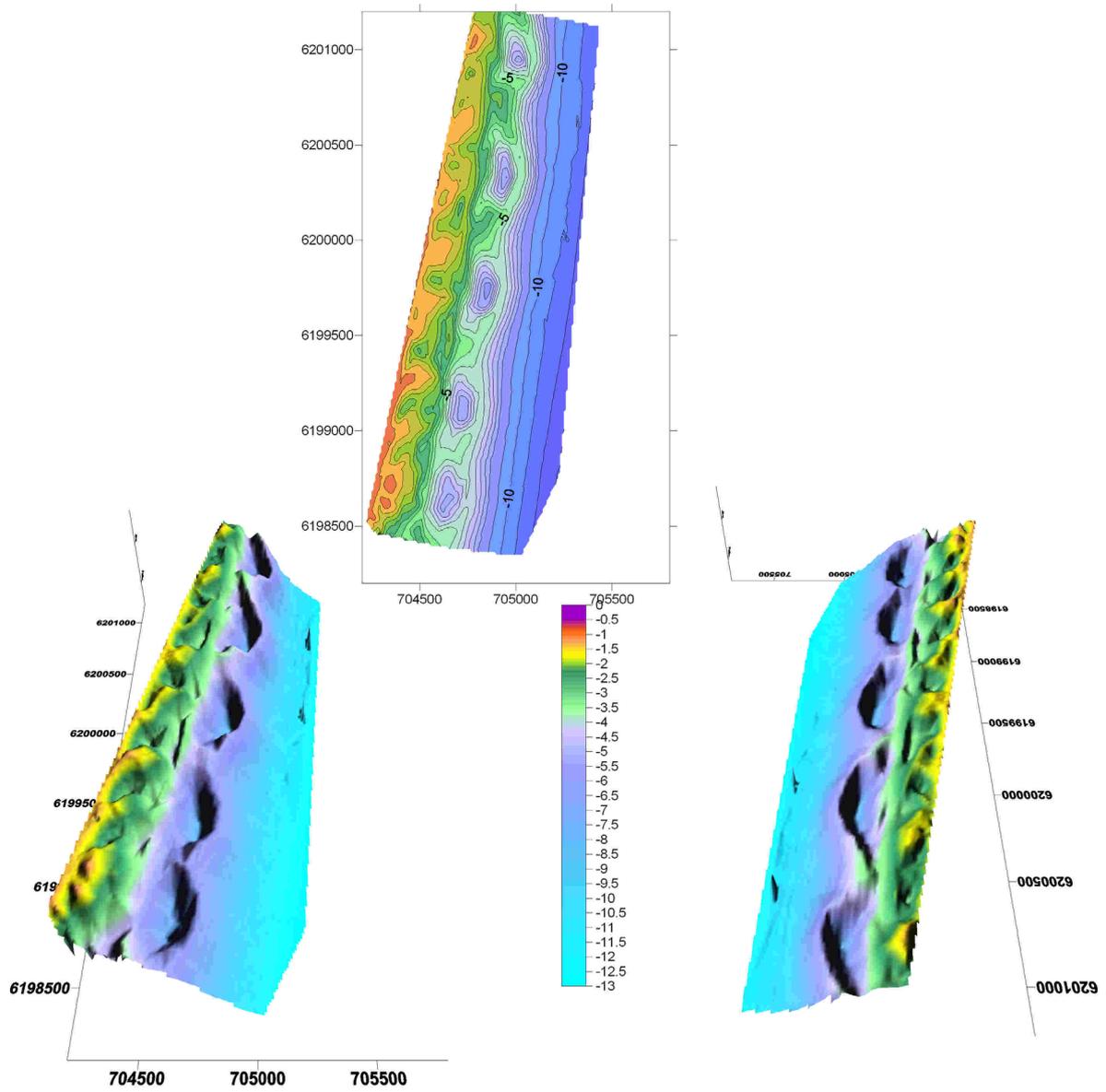
Eté 2000



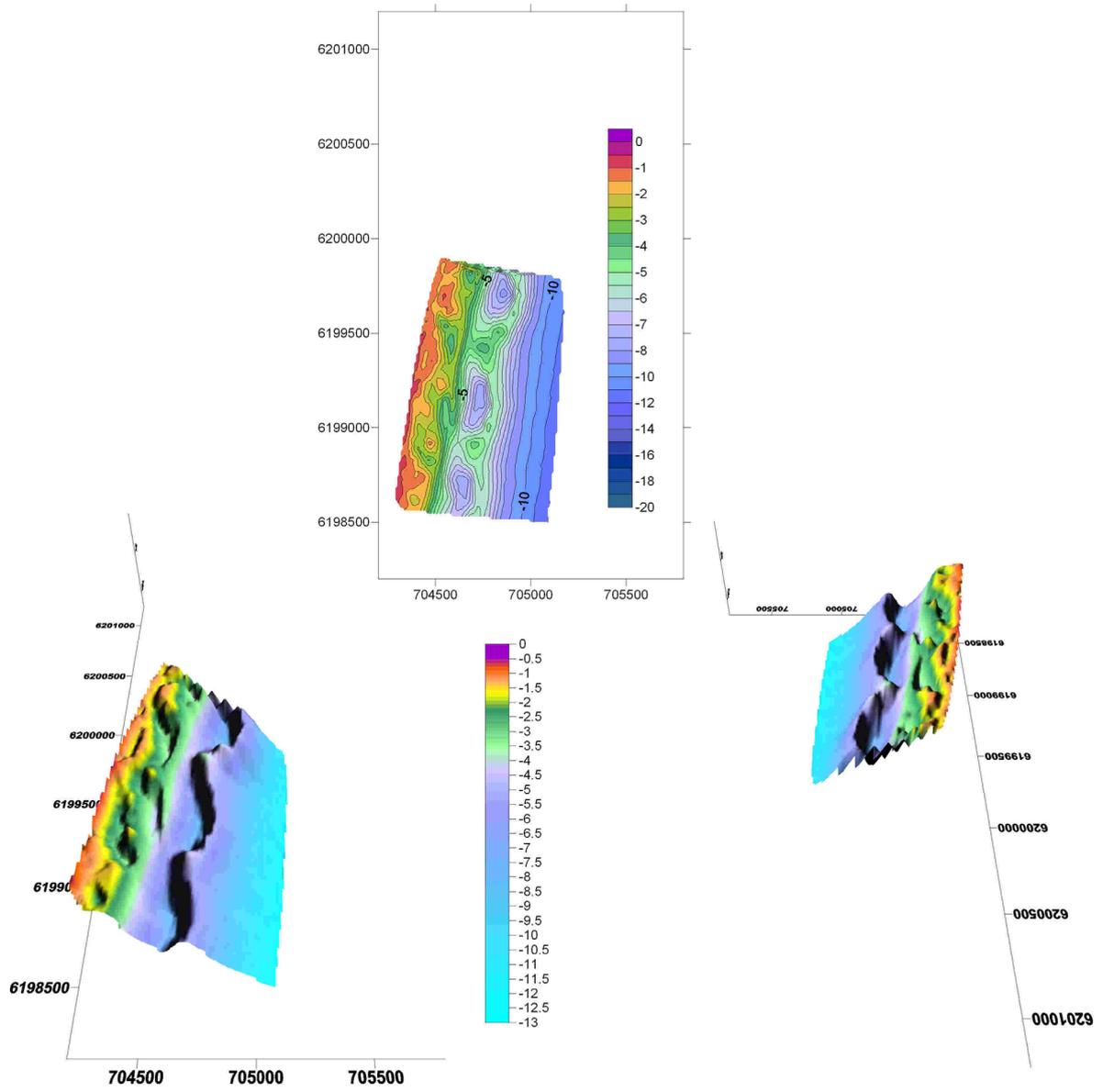
Eté 2001



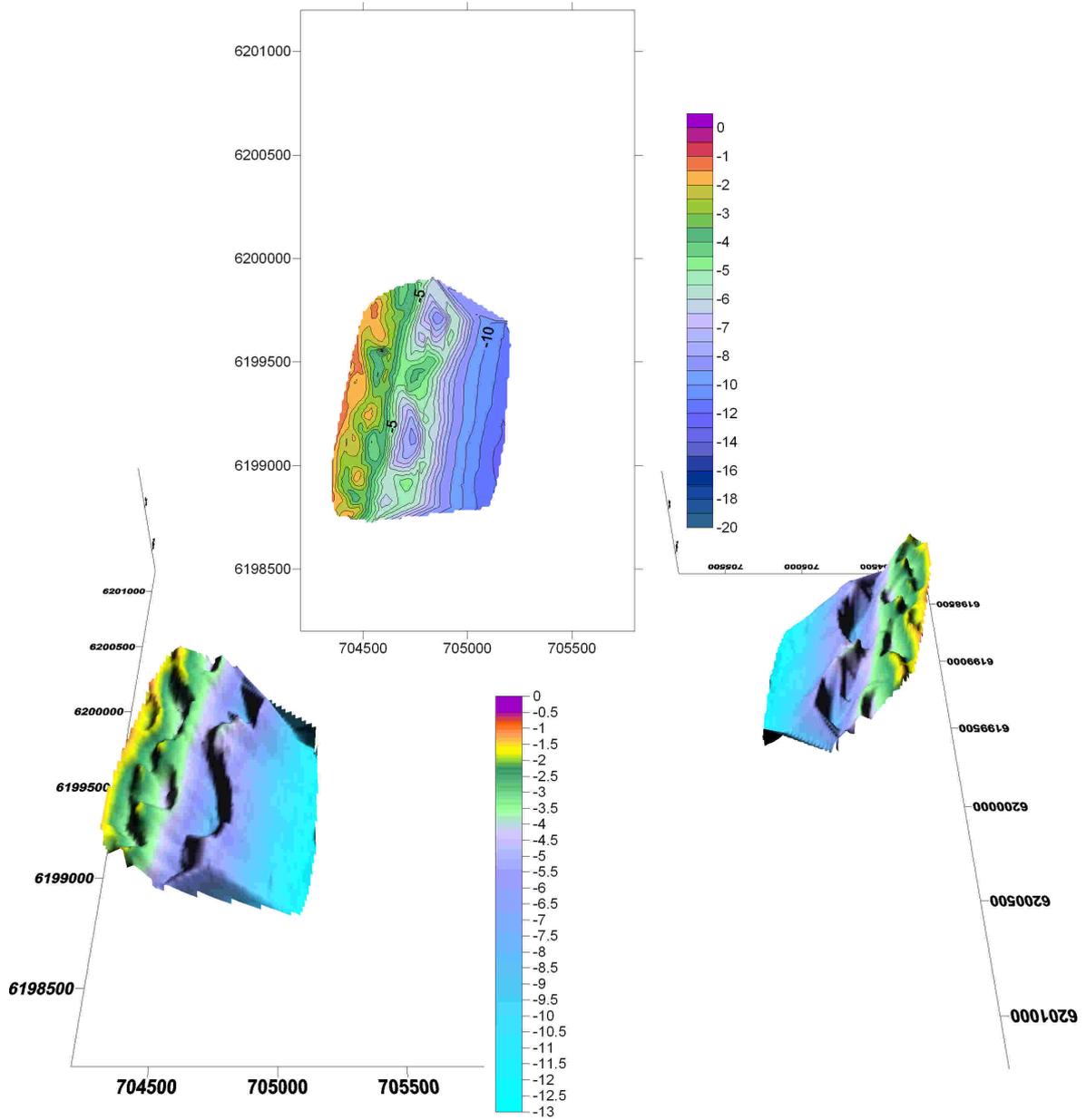
Eté 2002



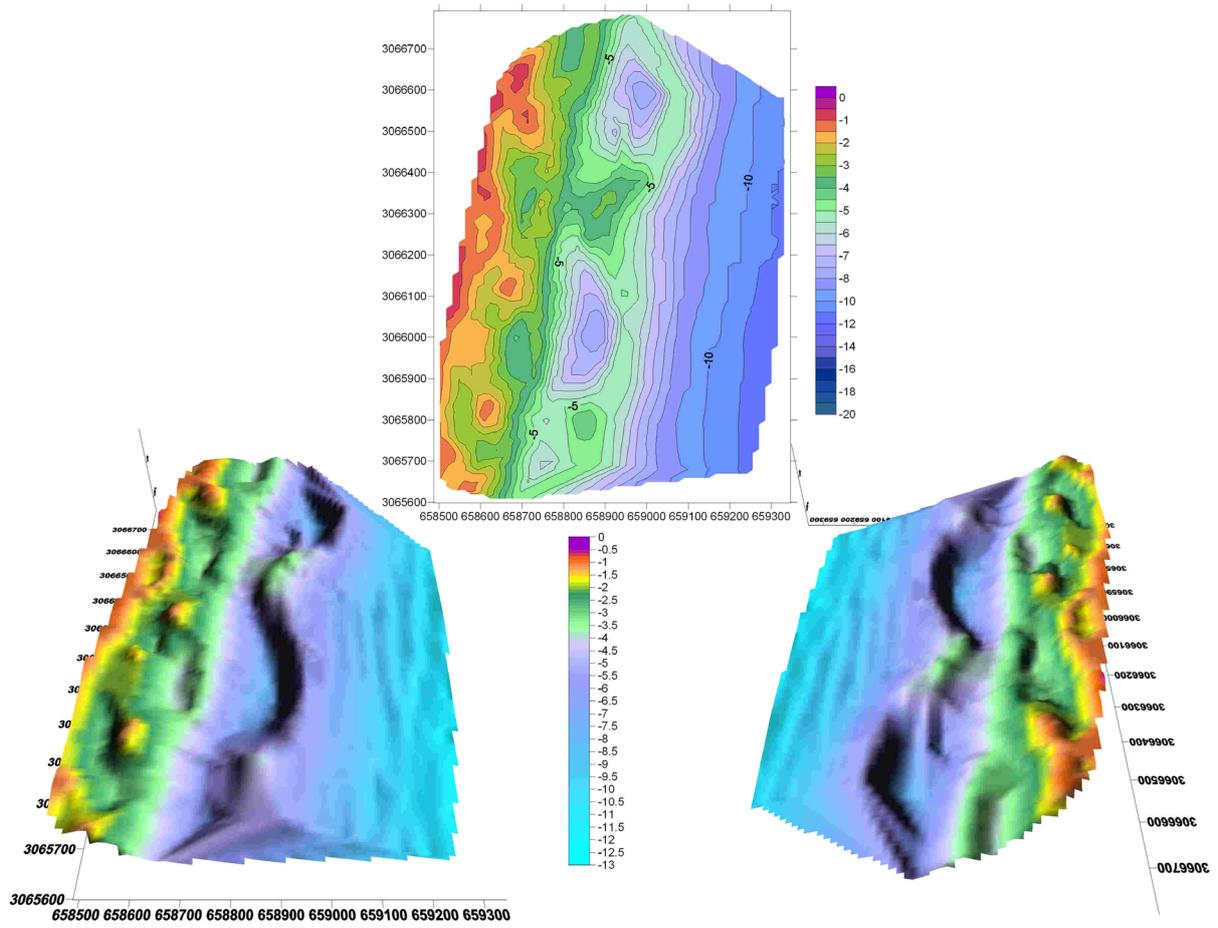
Avril 2006



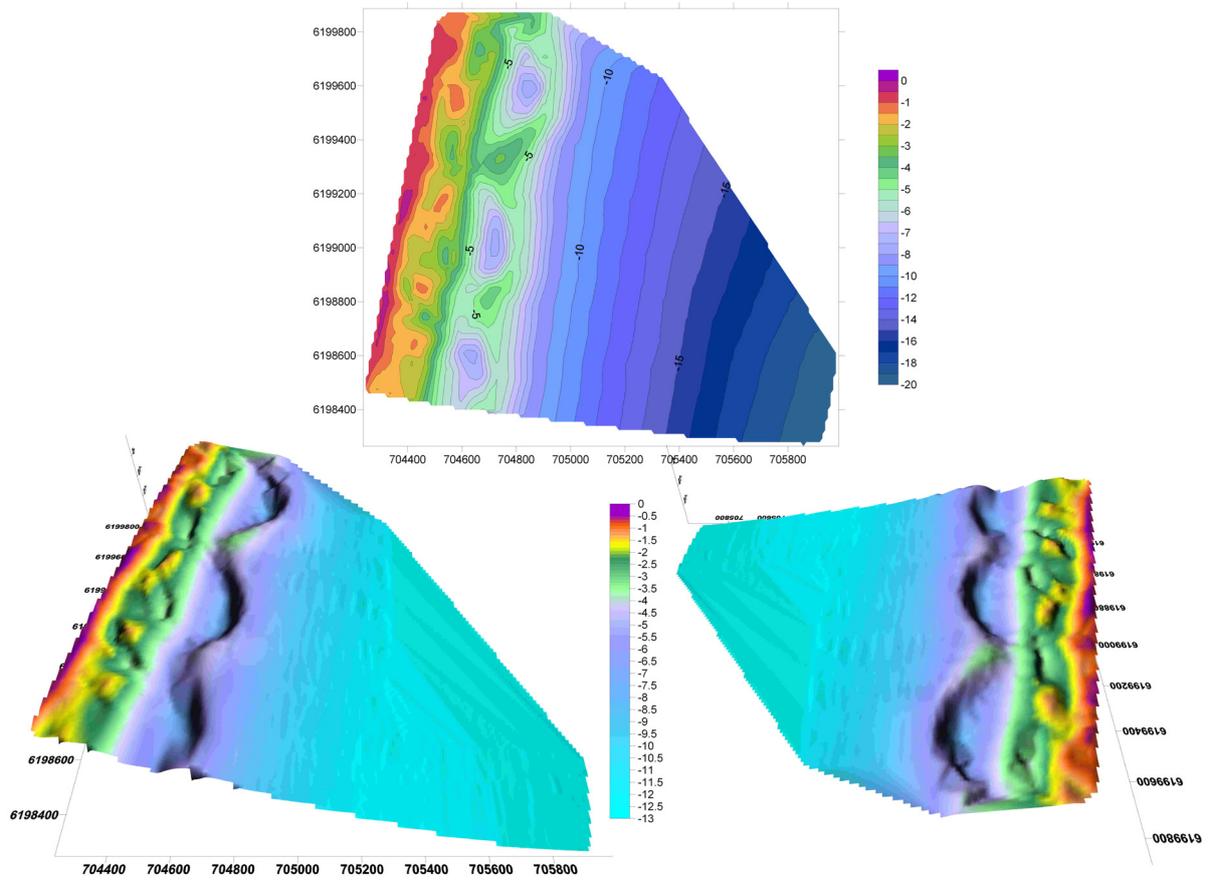
Mai 2006



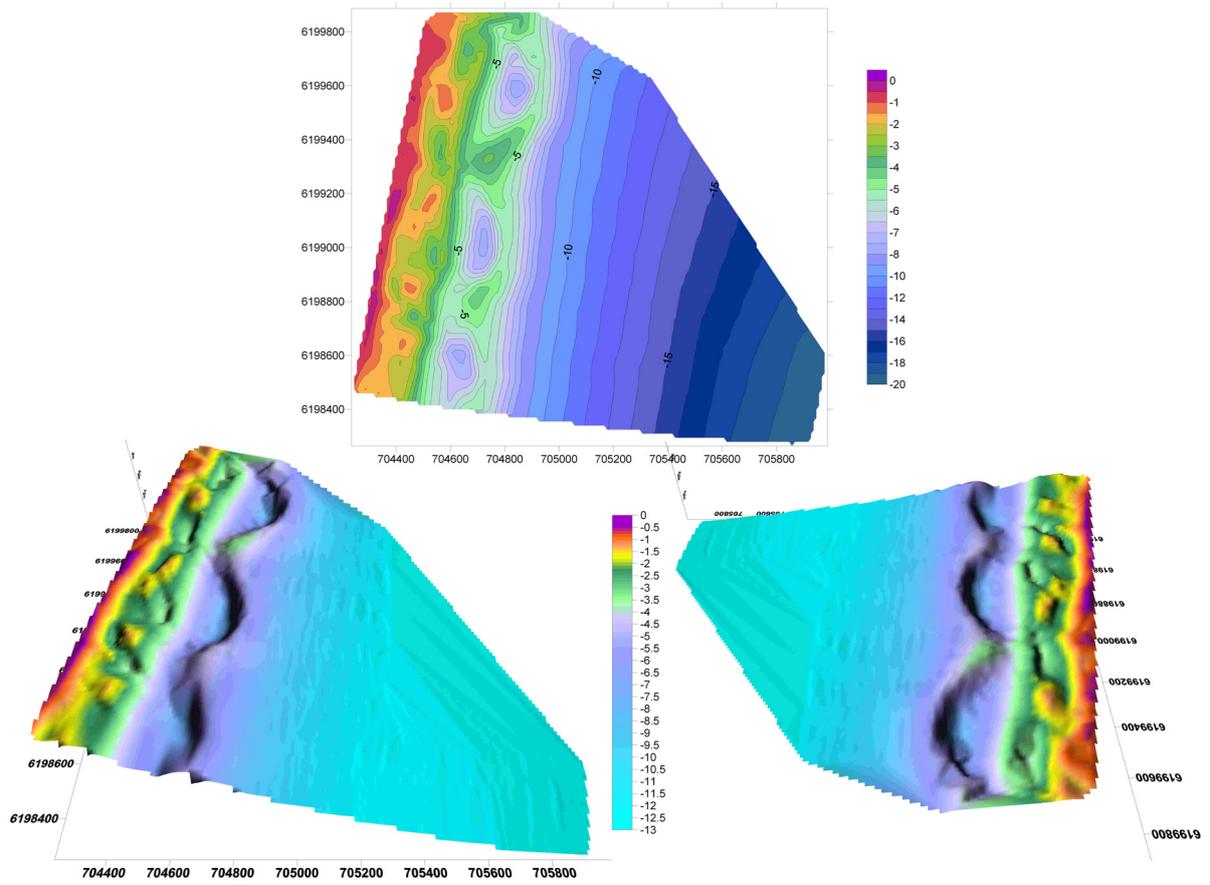
Jun 2006



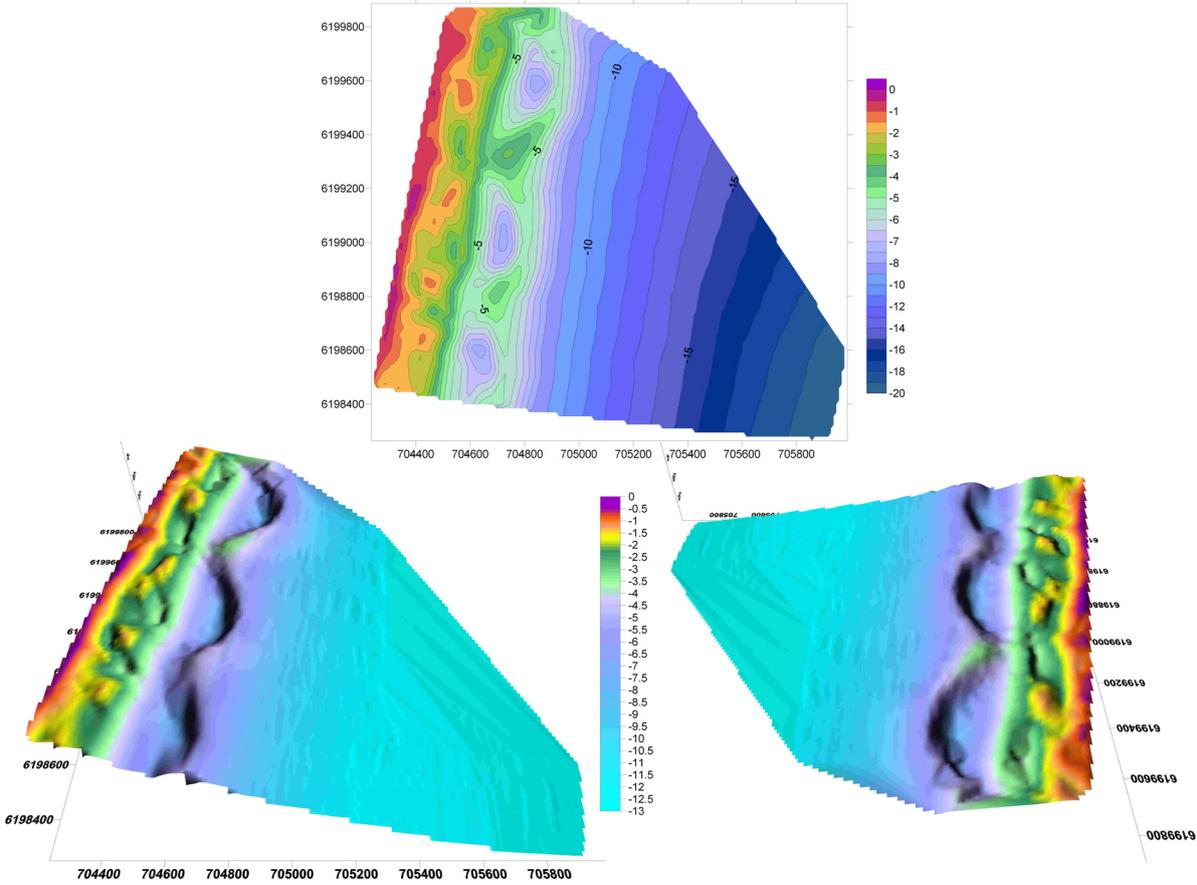
Septembre 2006



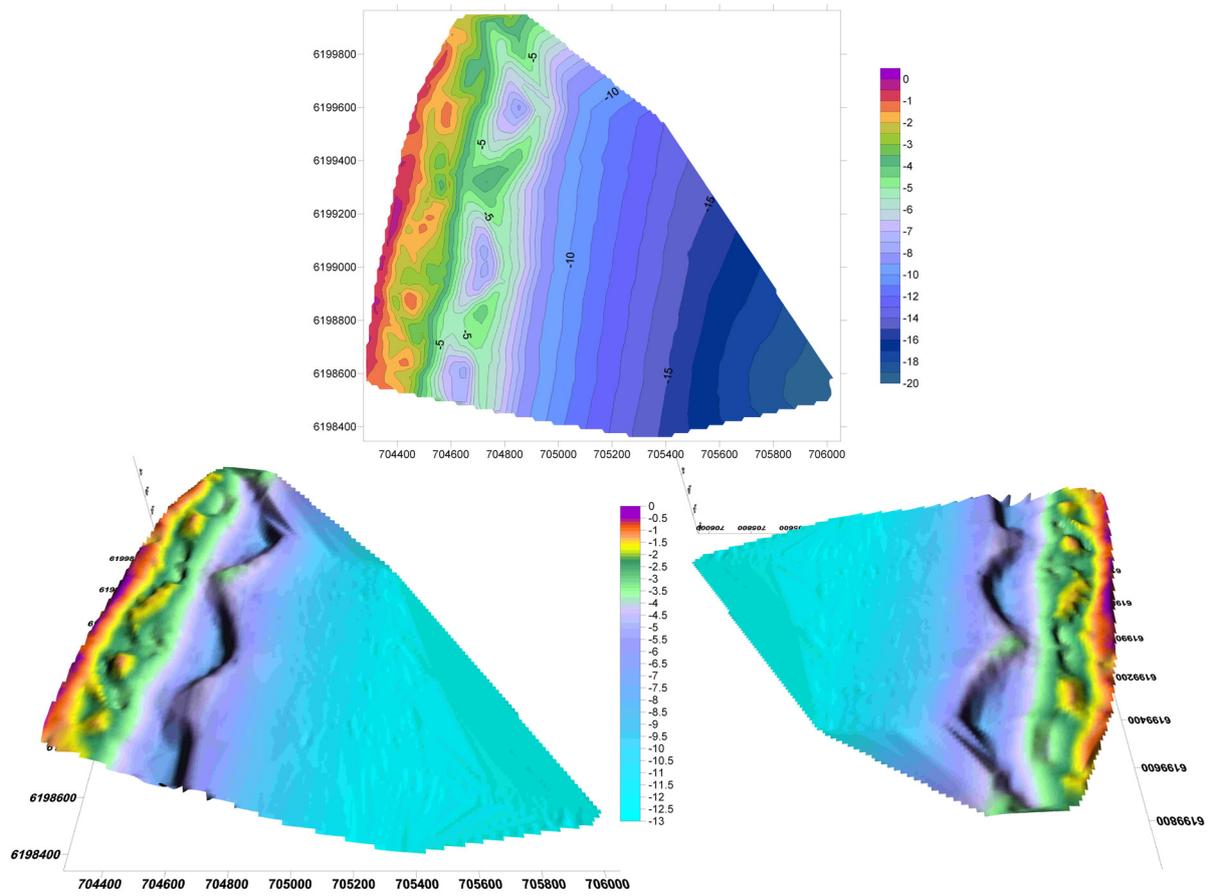
Octobre 2006



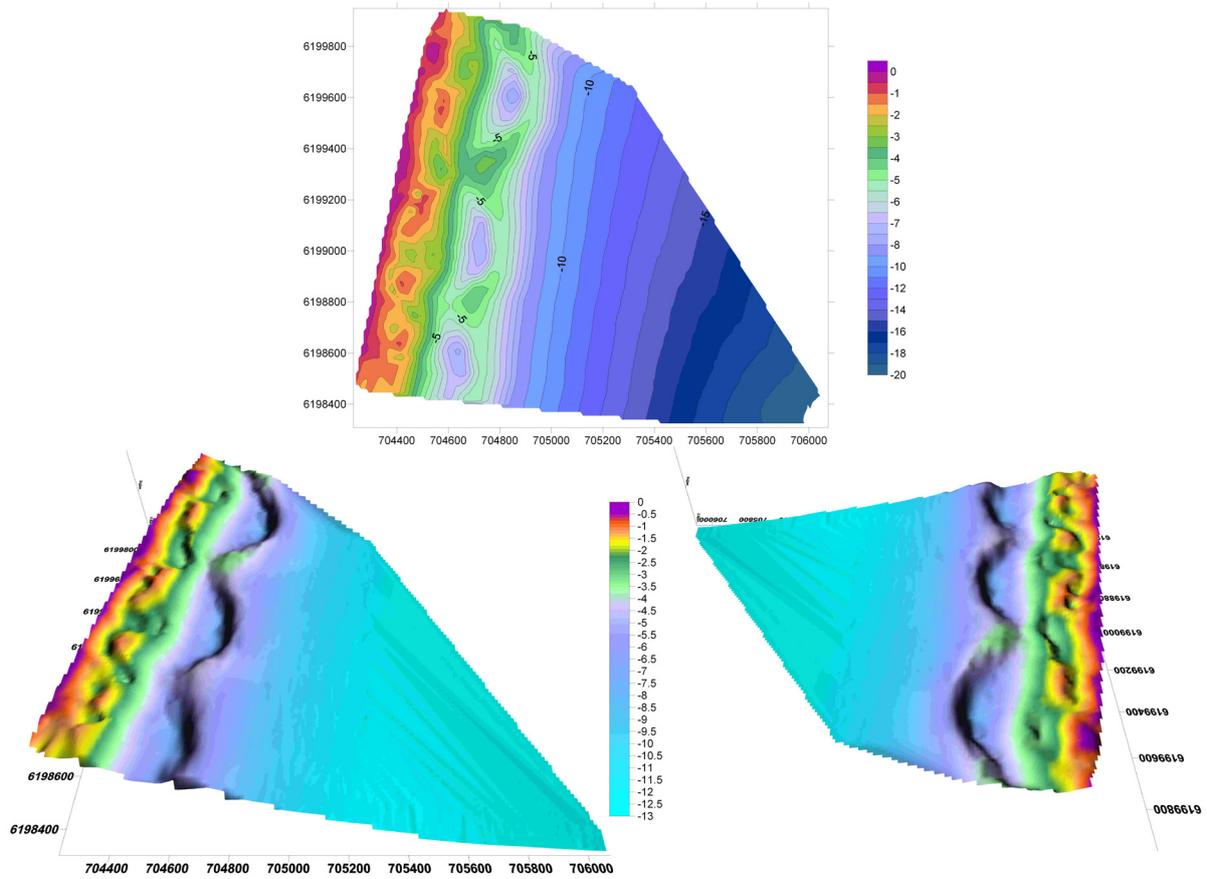
Novembre 2006



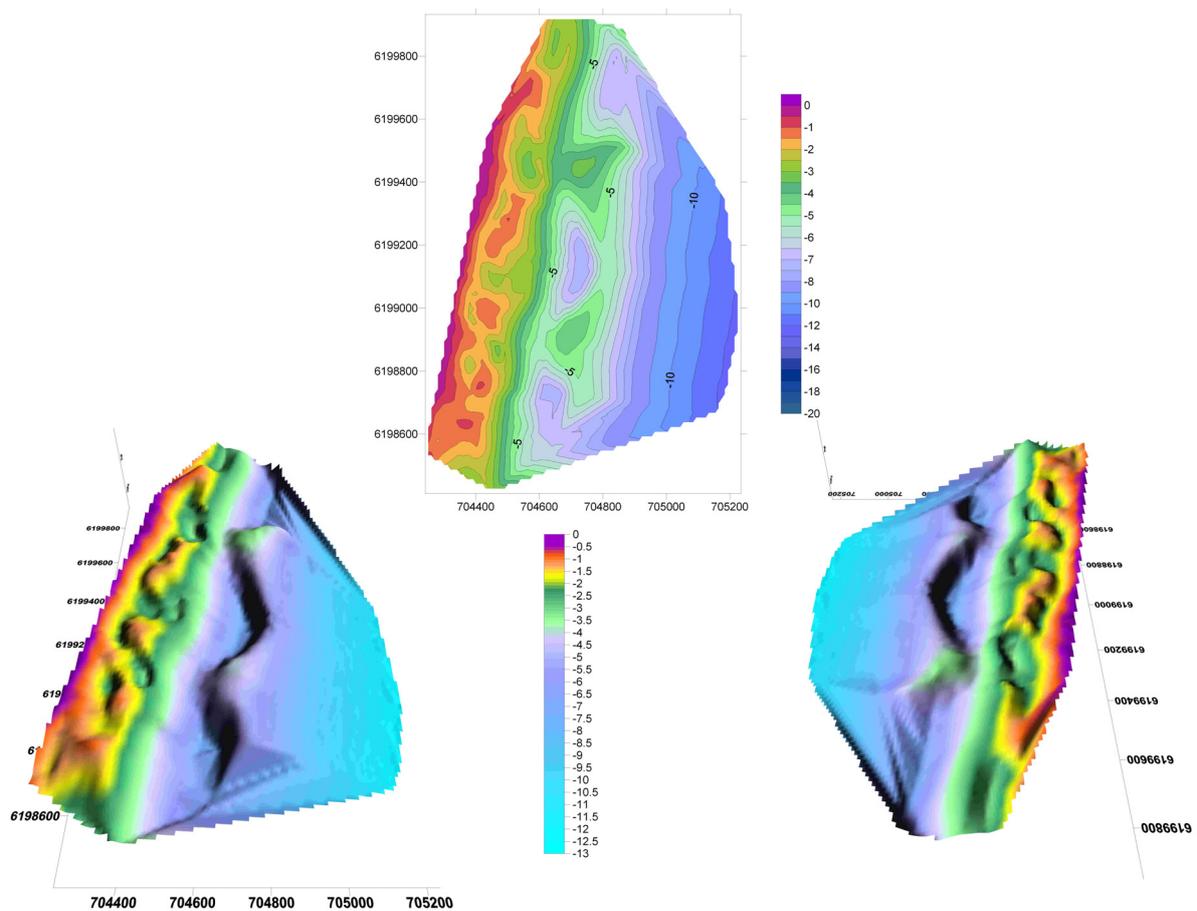
Décembre 2006



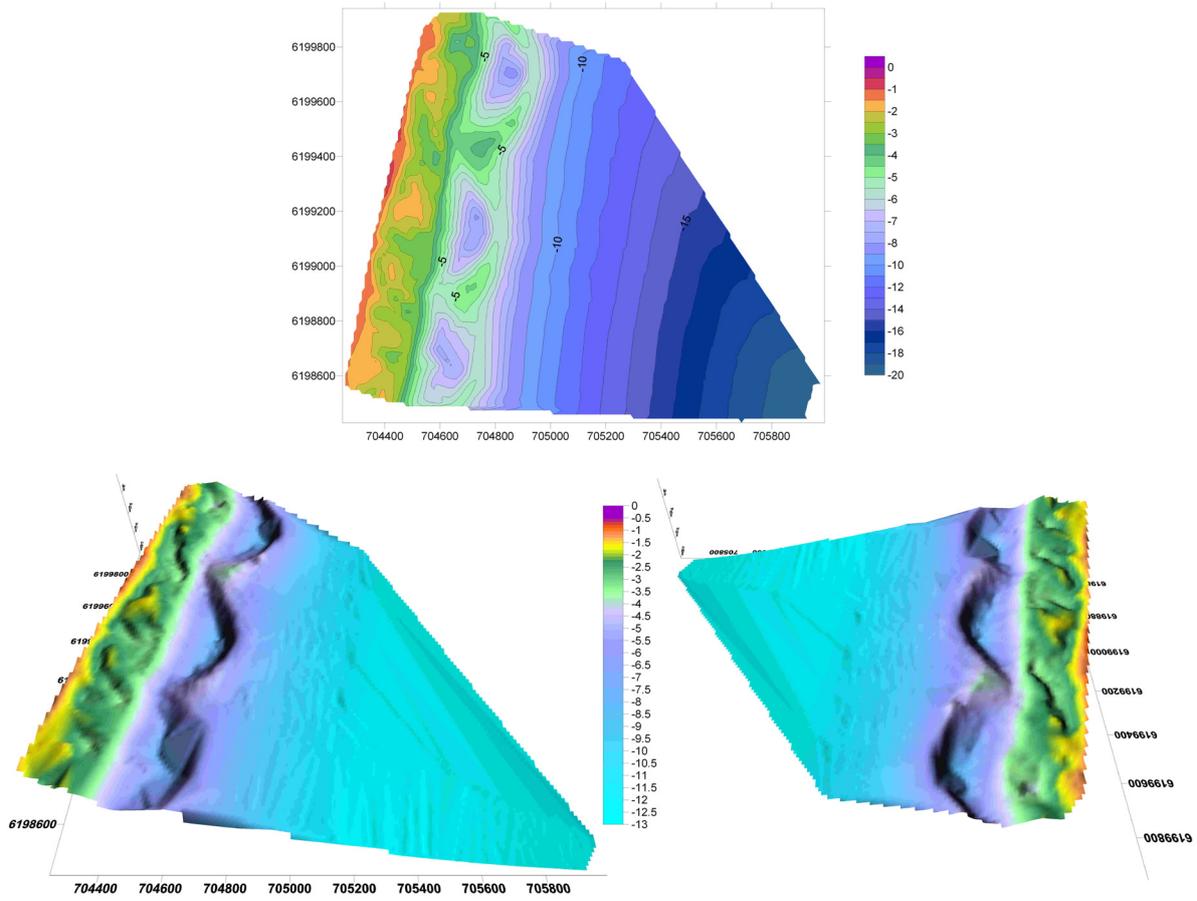
Janvier 2007



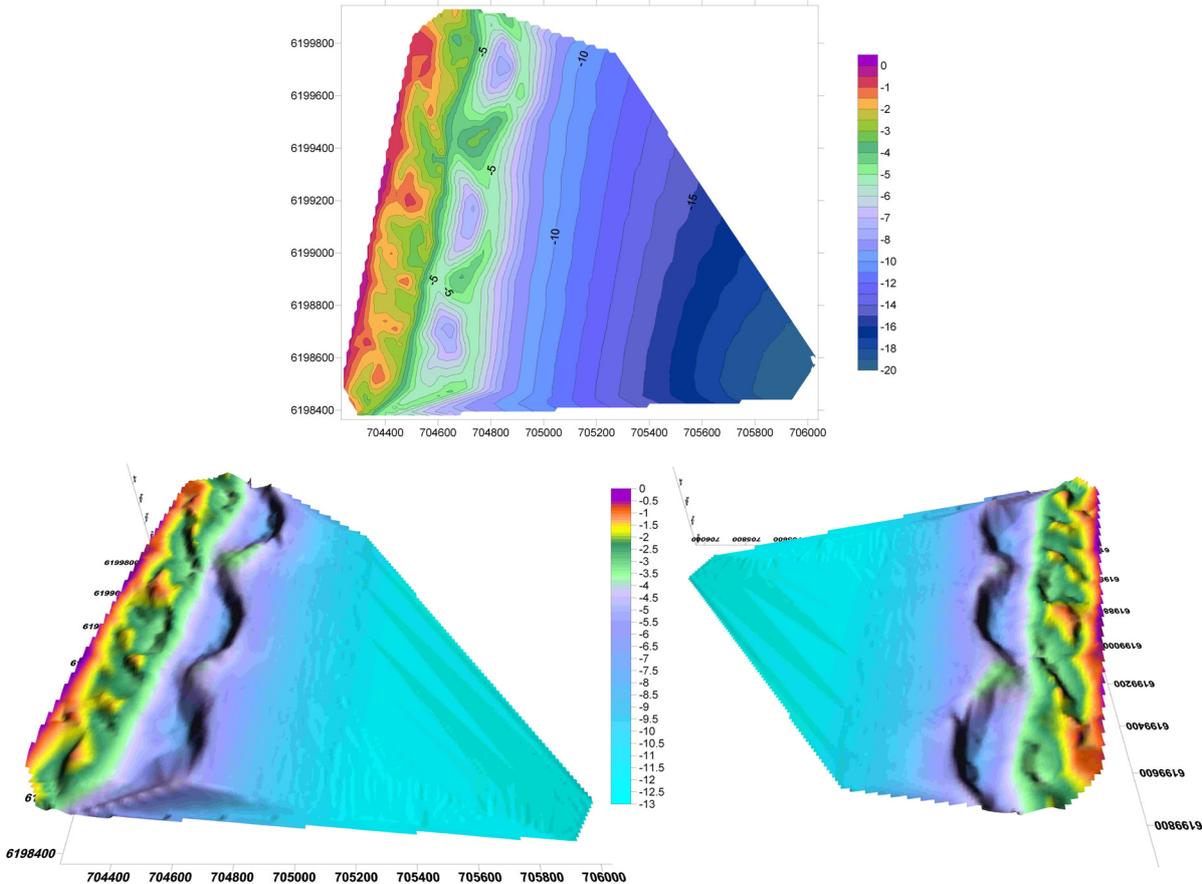
Février 2007



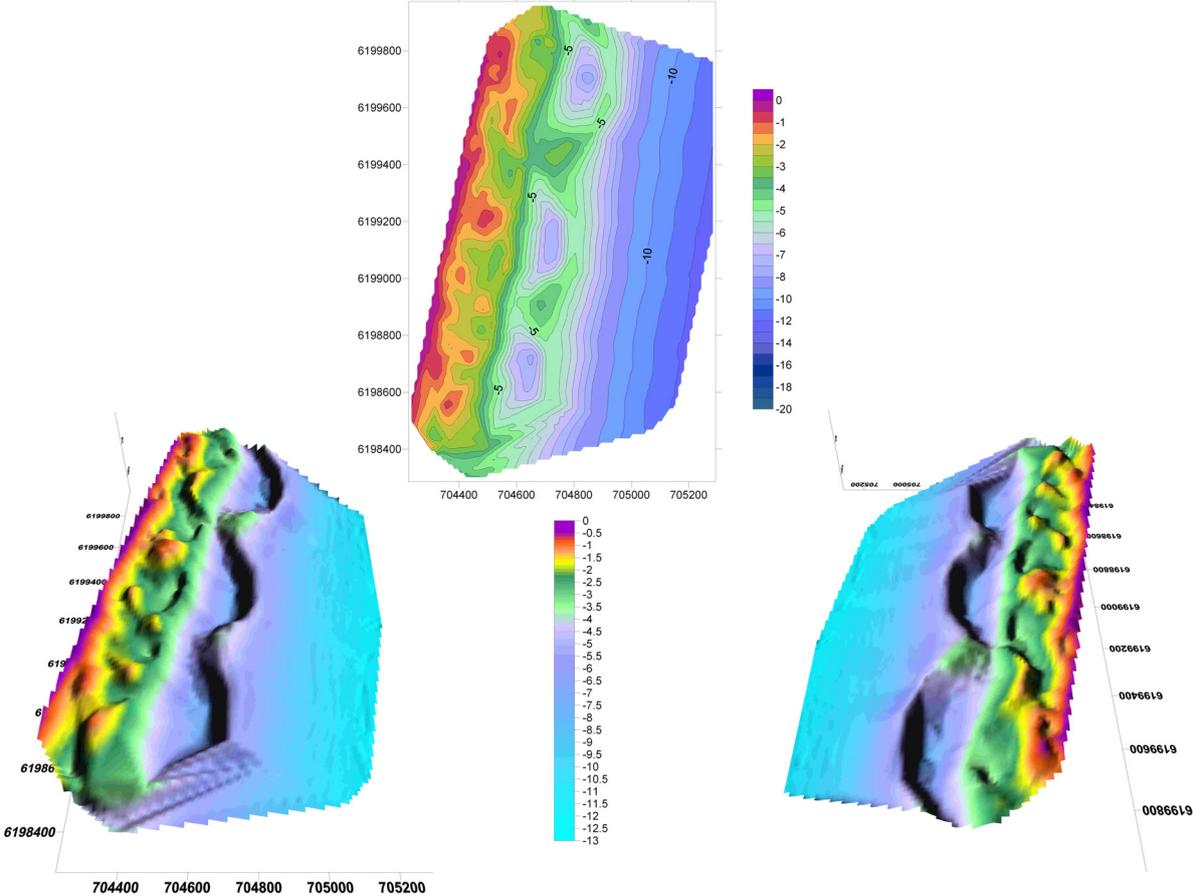
Mars 2007



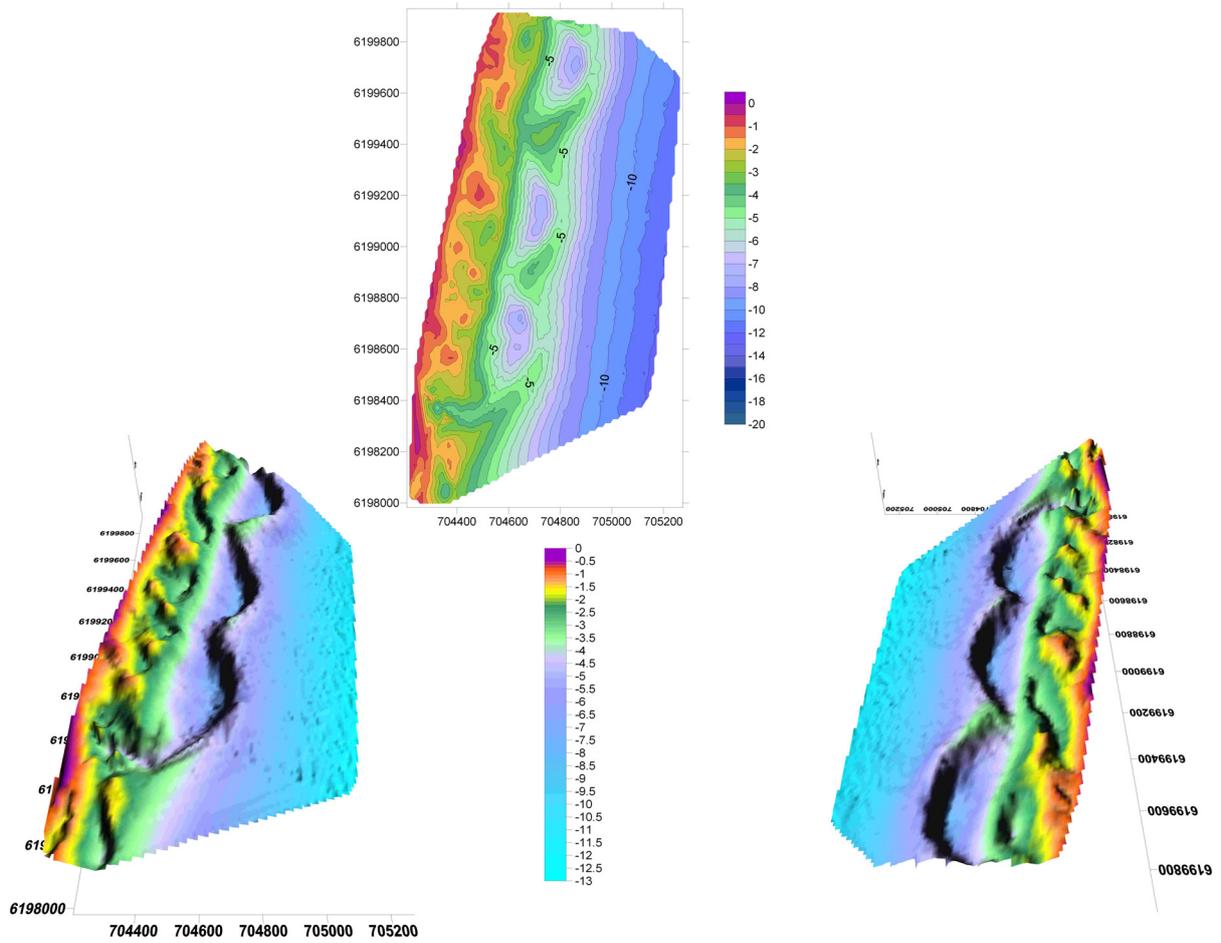
Avril 2007



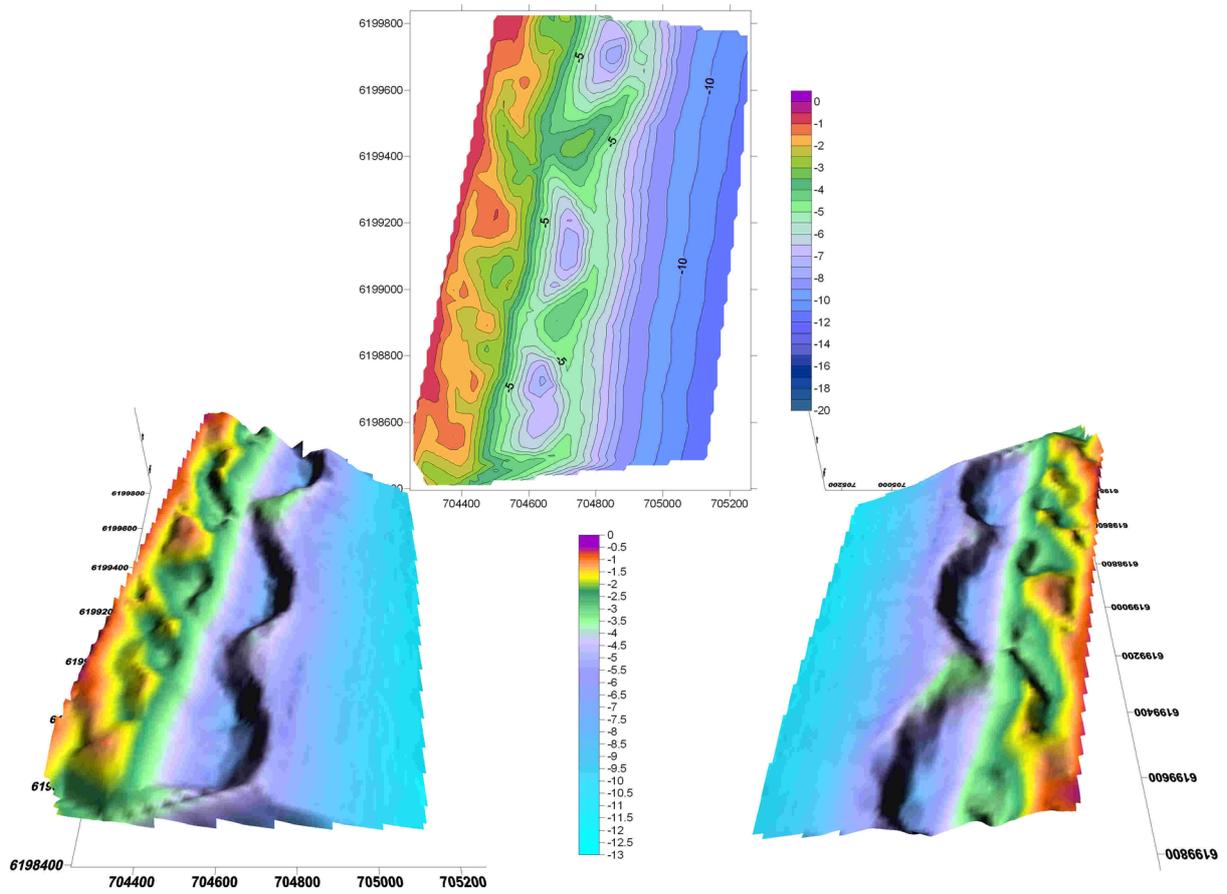
Mai 2007



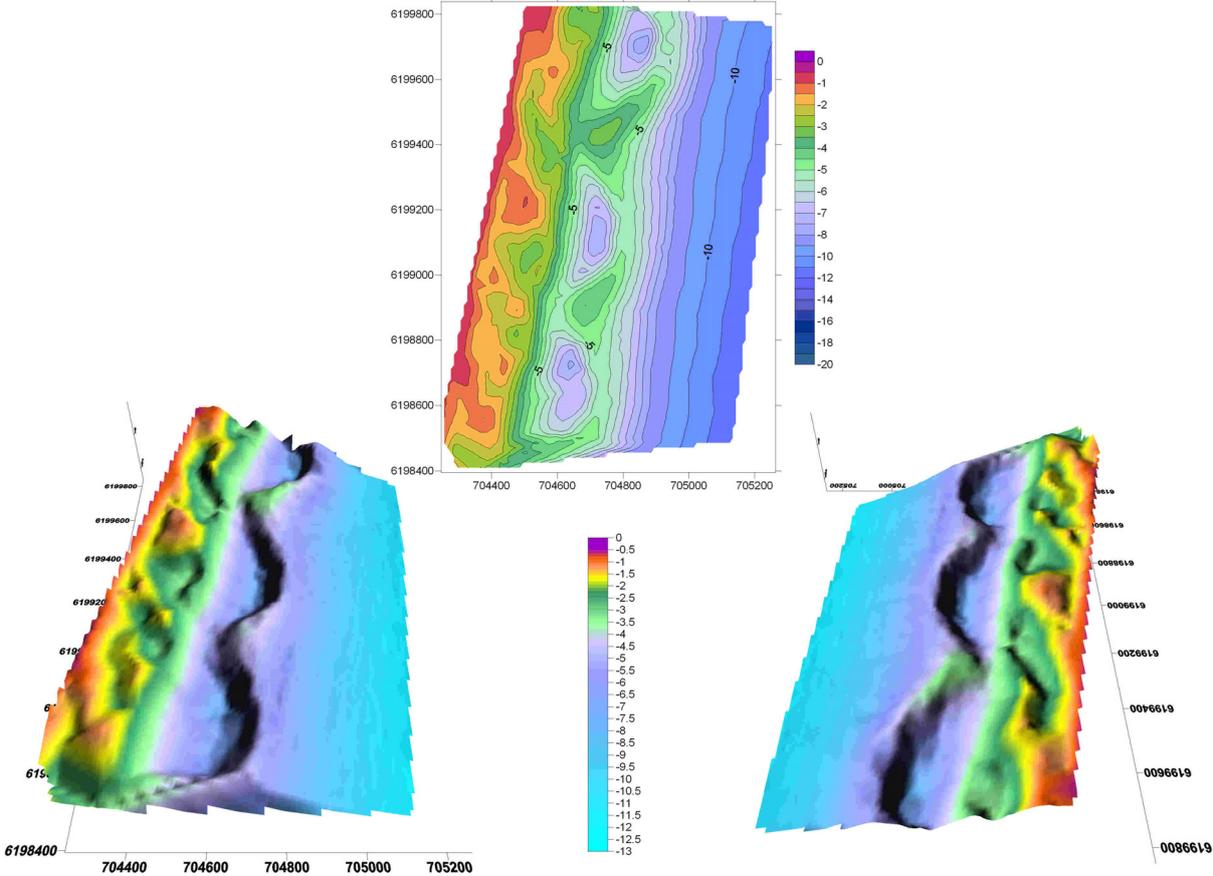
Juin 2007



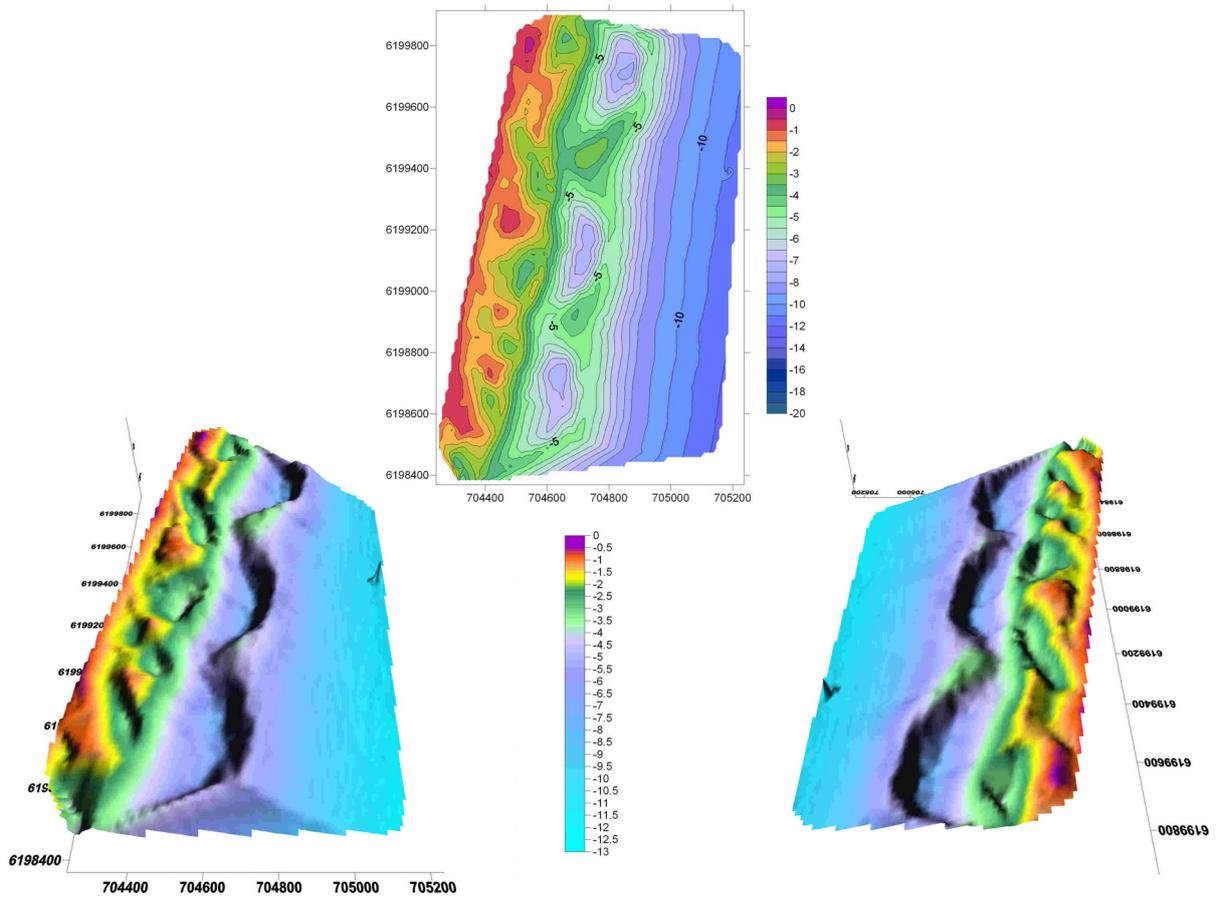
Juillet 2007



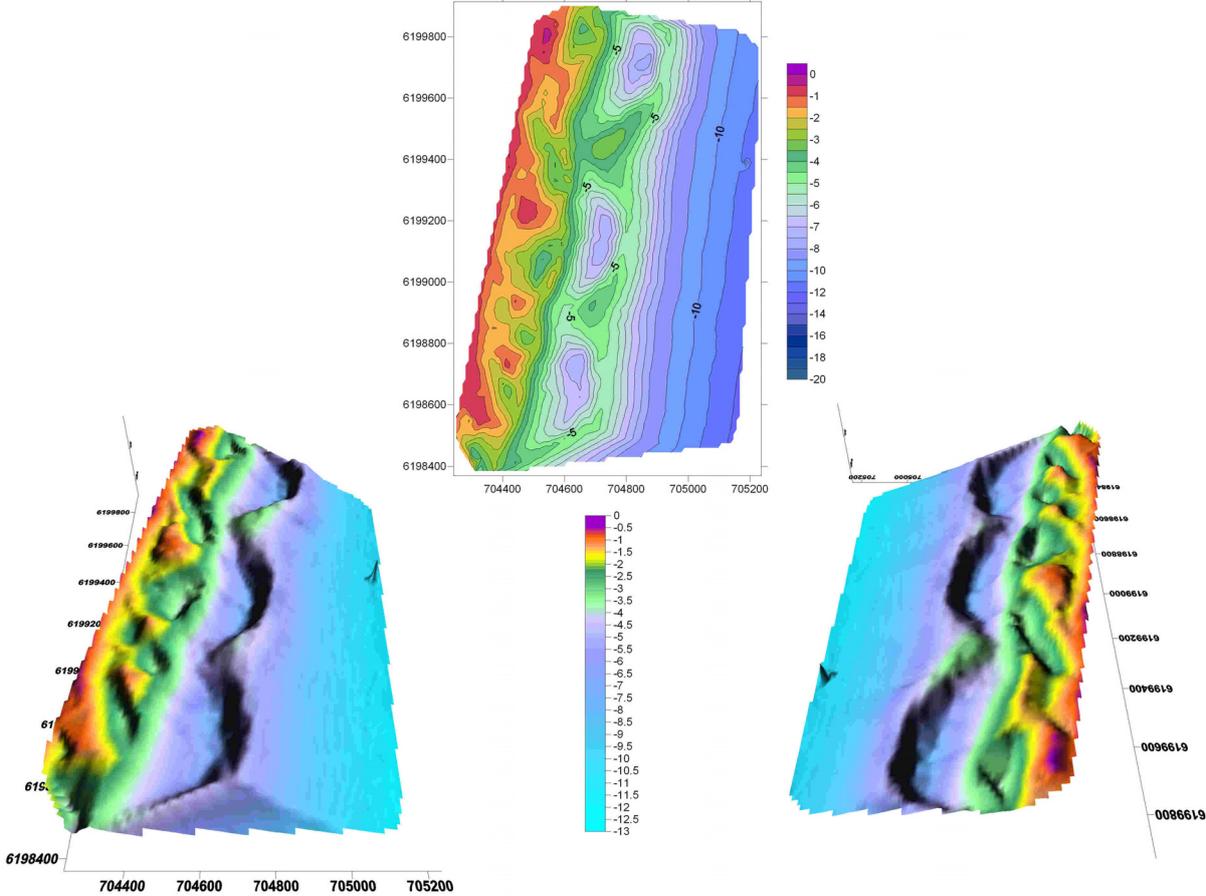
Septembre 2007



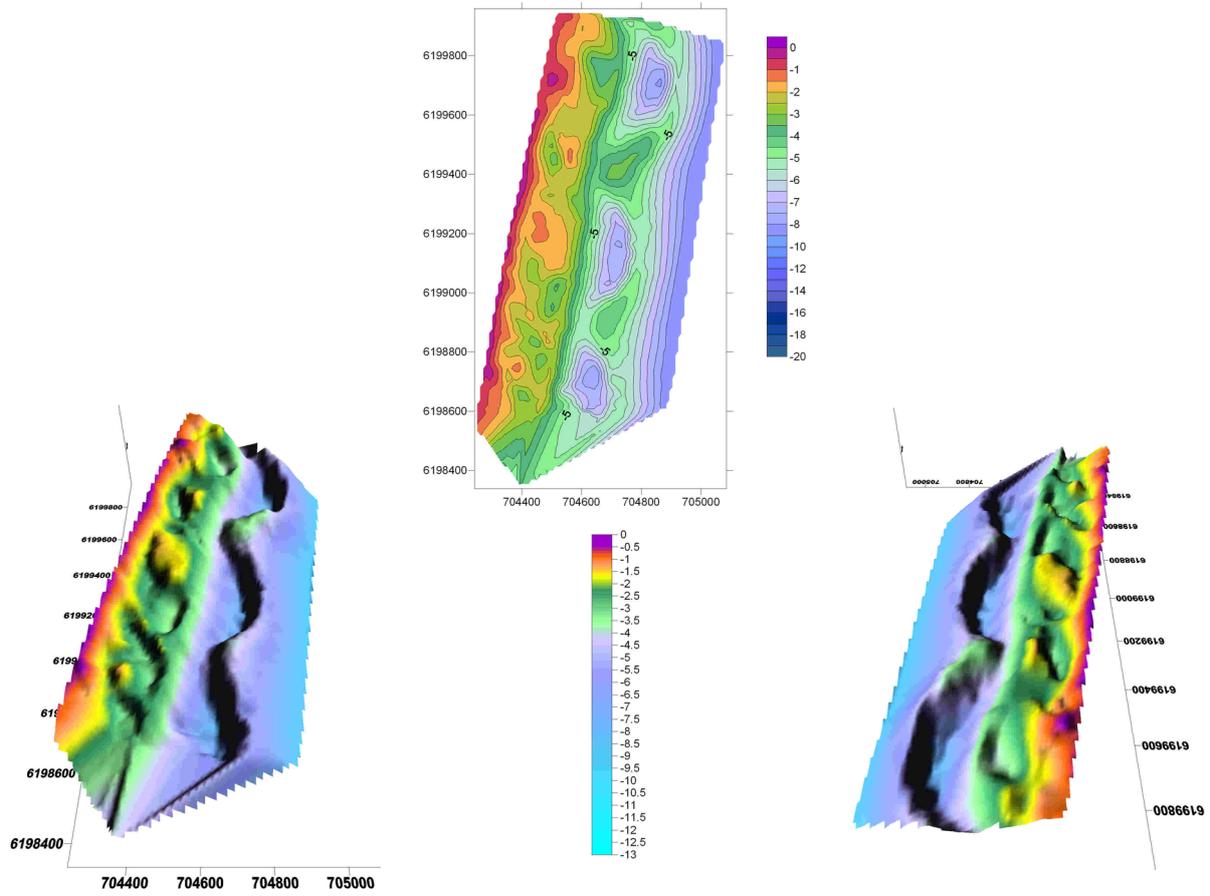
Octobre 2007



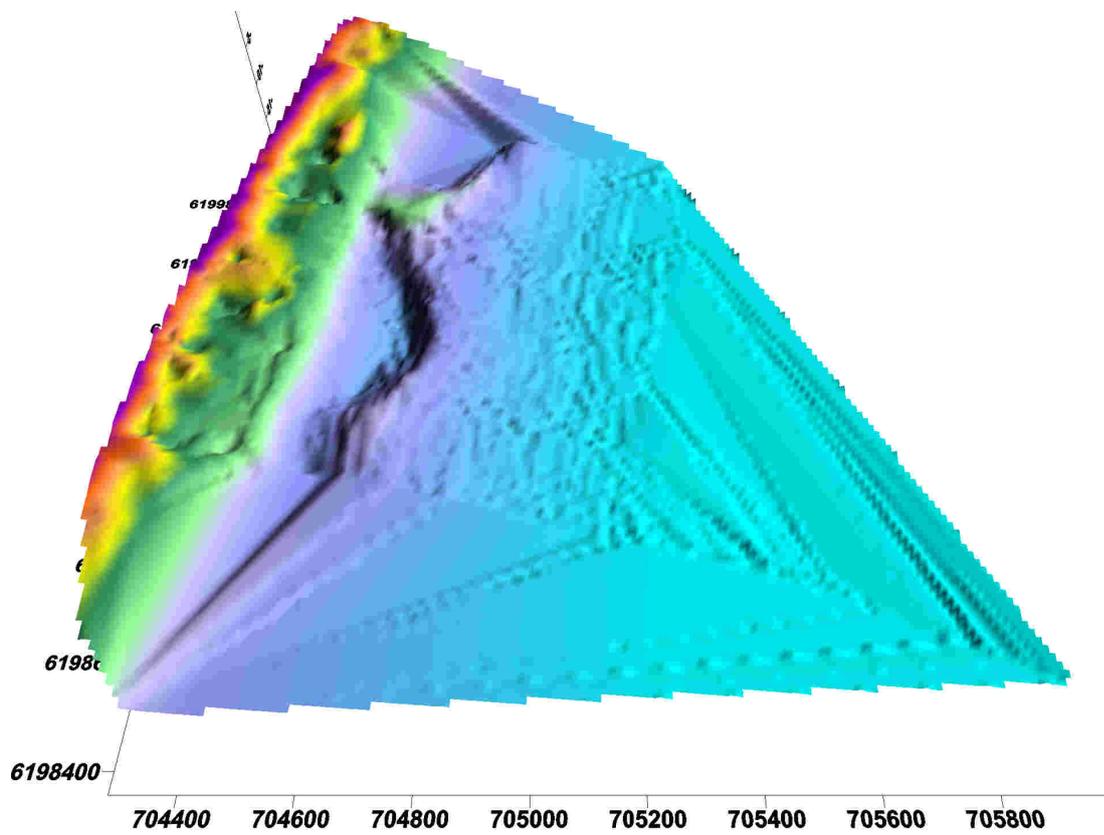
Décembre 2007



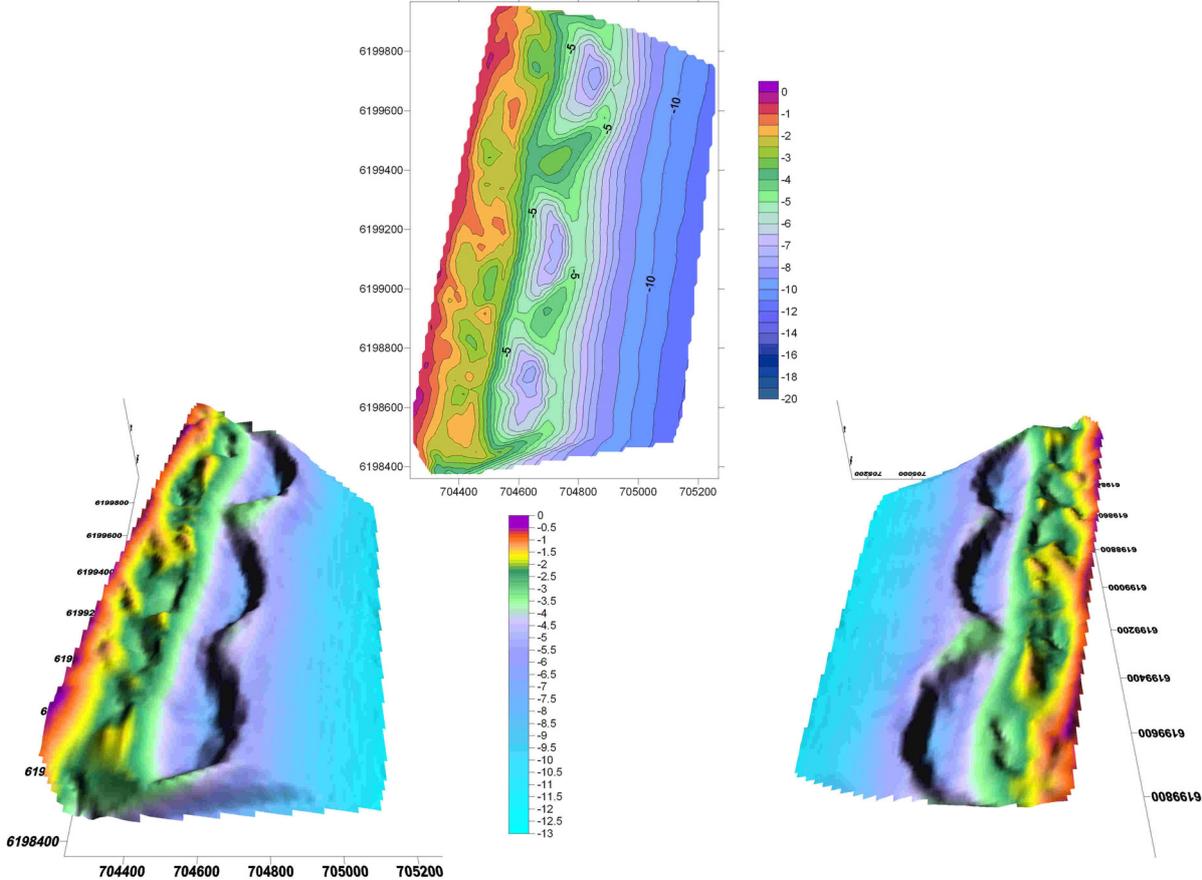
Janvier 2008



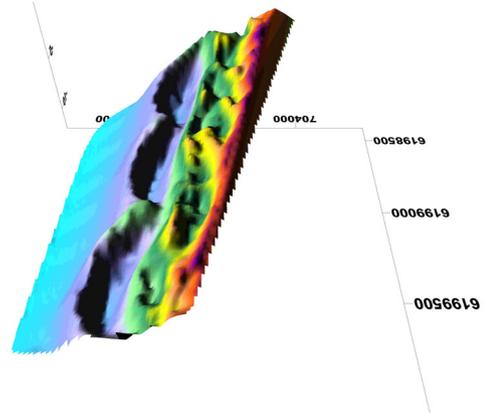
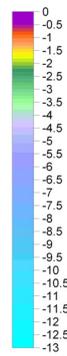
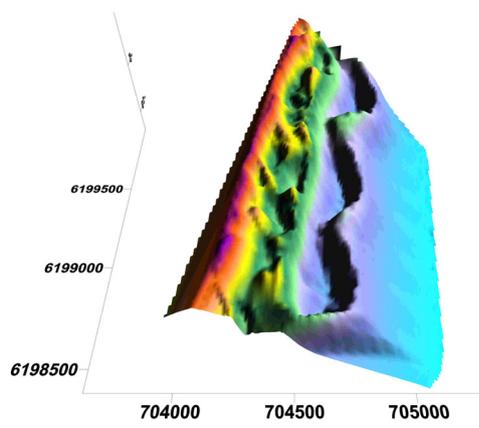
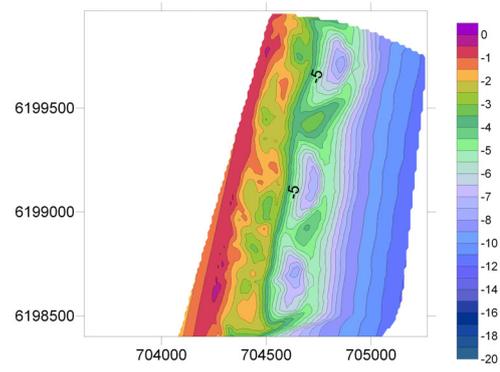
Février 2008



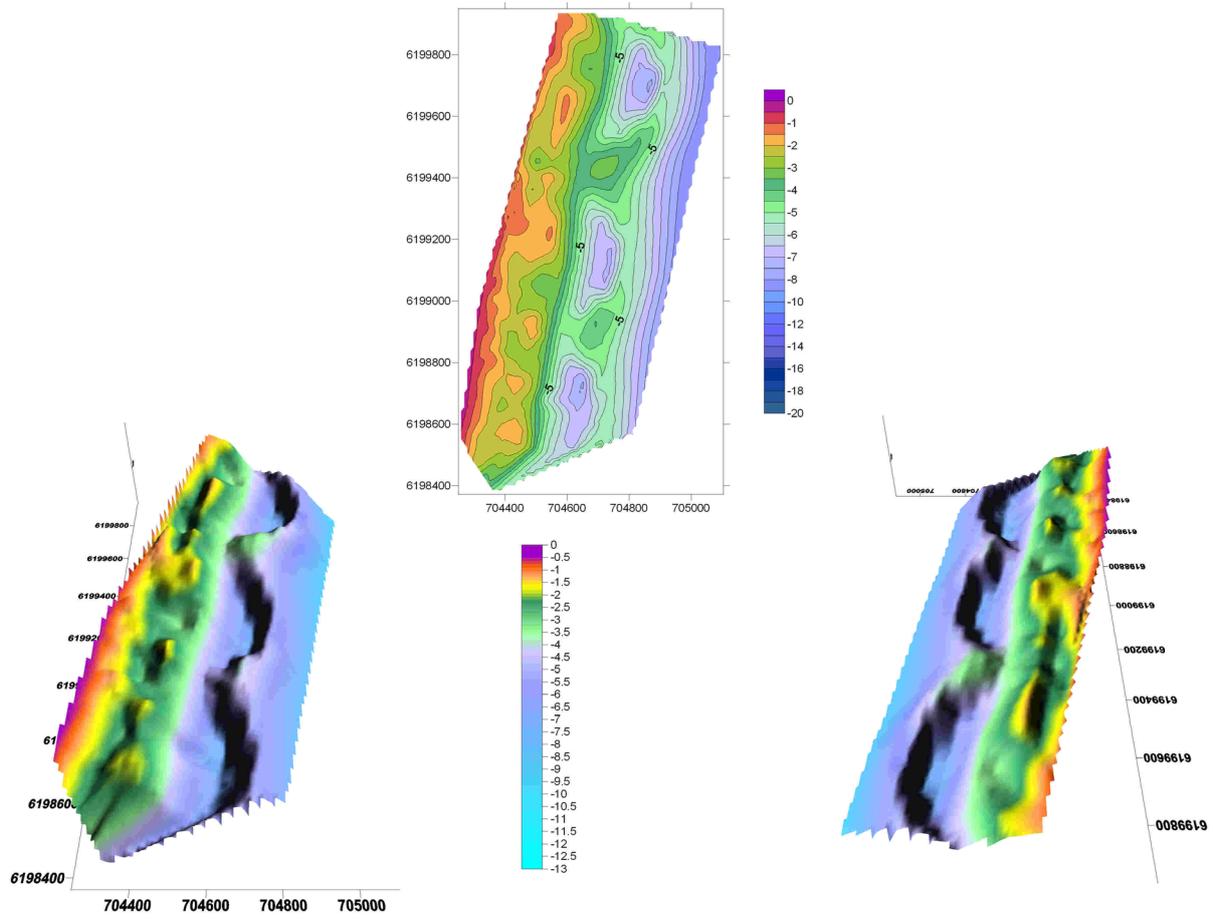
Mars 2008



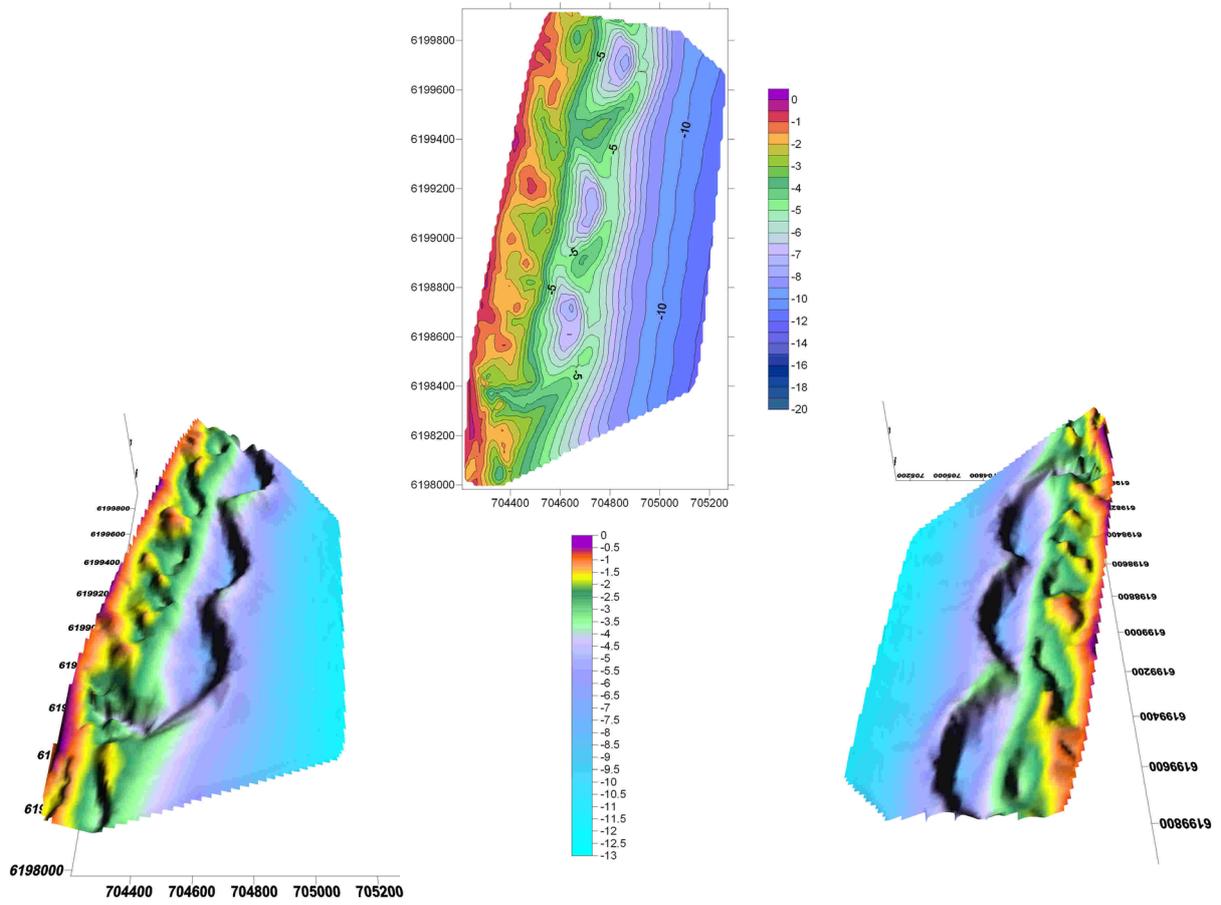
Avril 2008



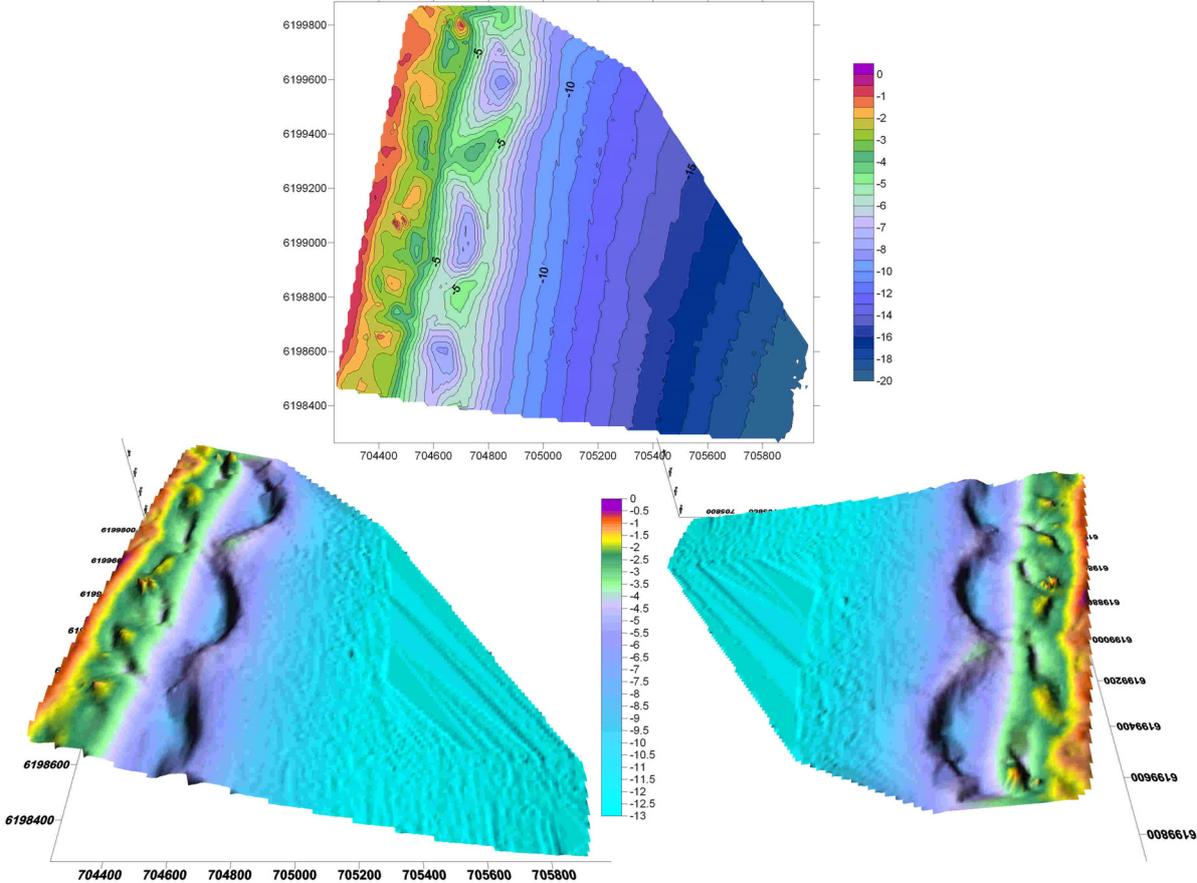
Mai 2008



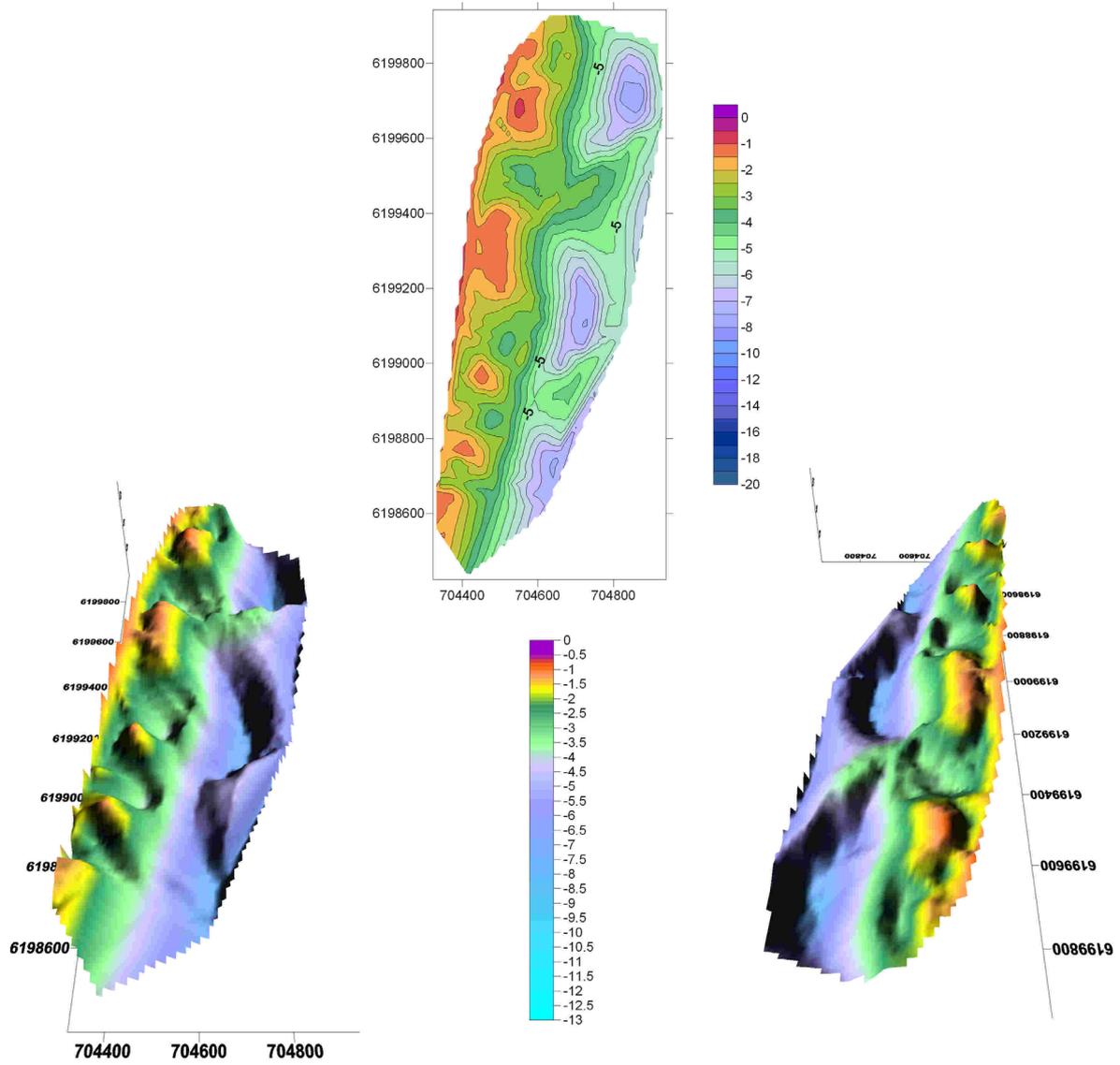
Juin 2008



Septembre 2008



Janvier 2009

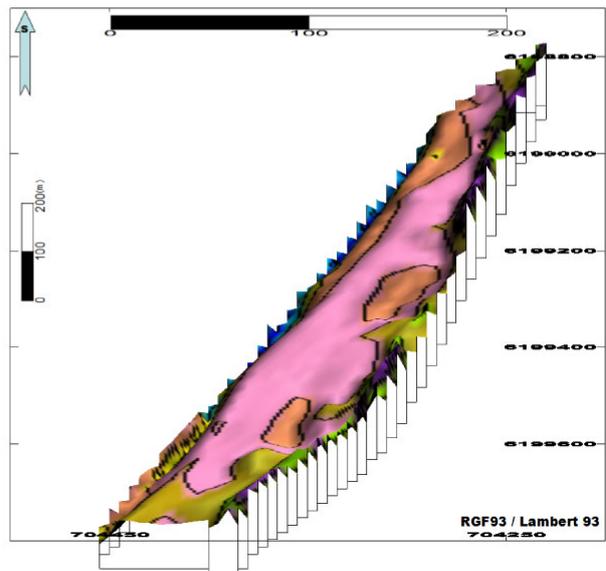
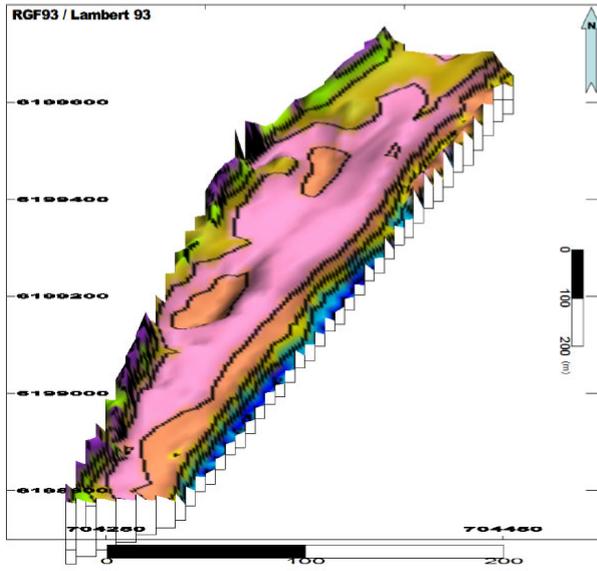
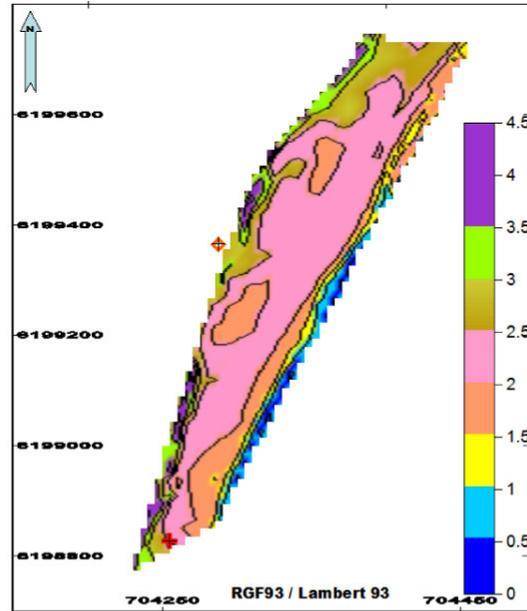




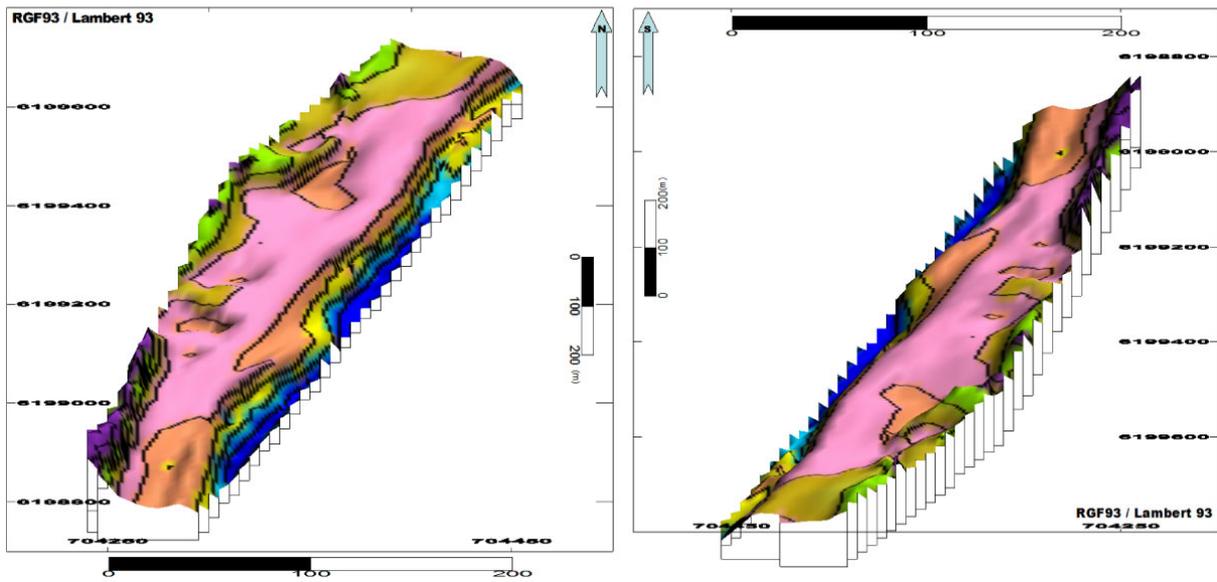
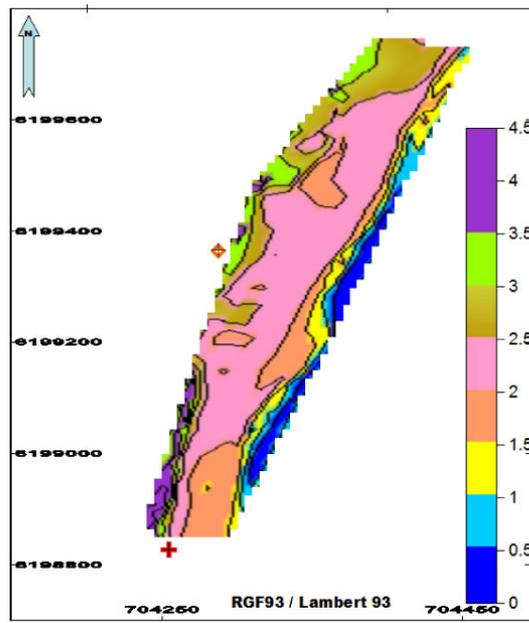


# Annexe 3 – Compilation des cartes topographiques.

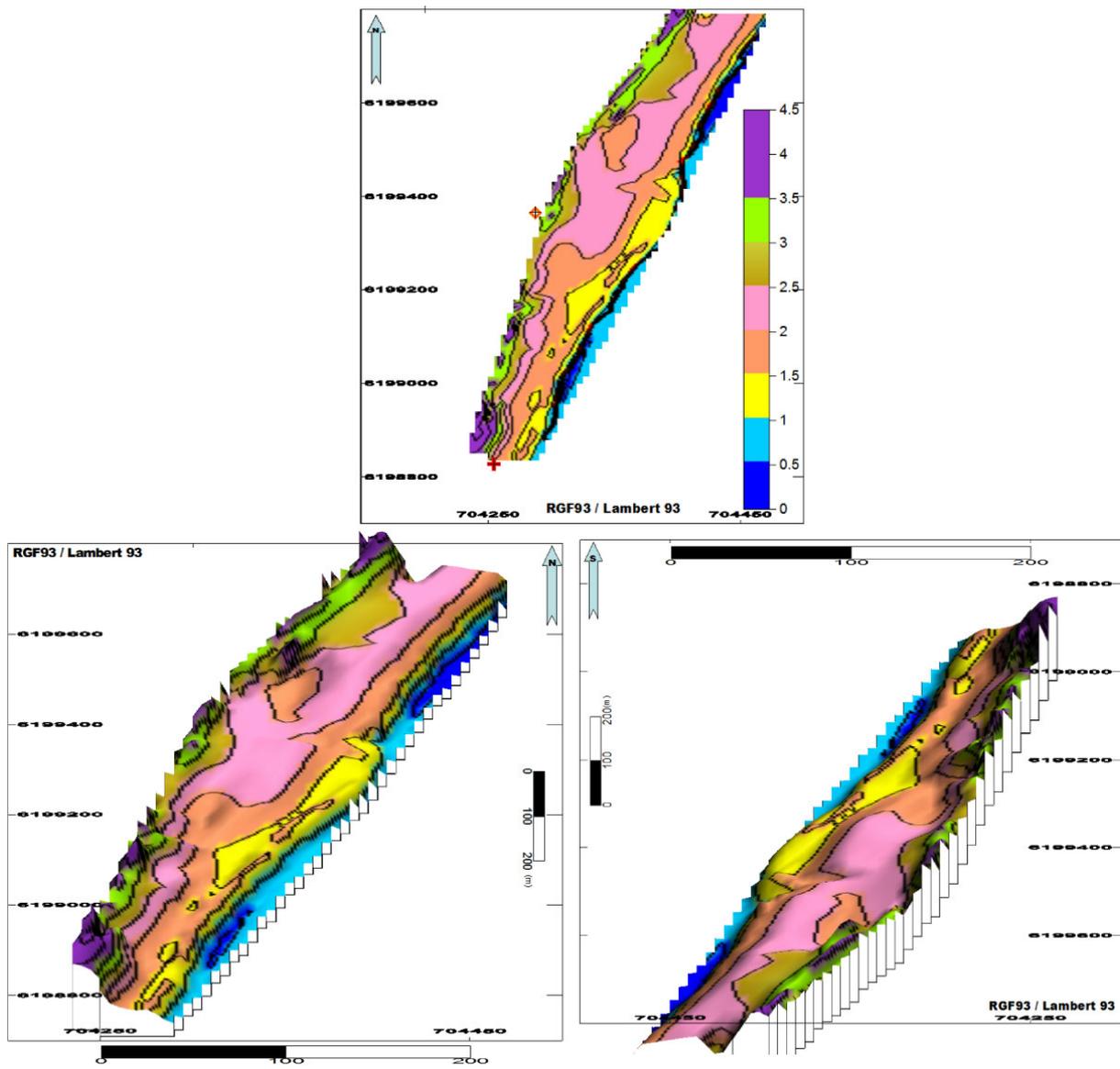
Avril 2006



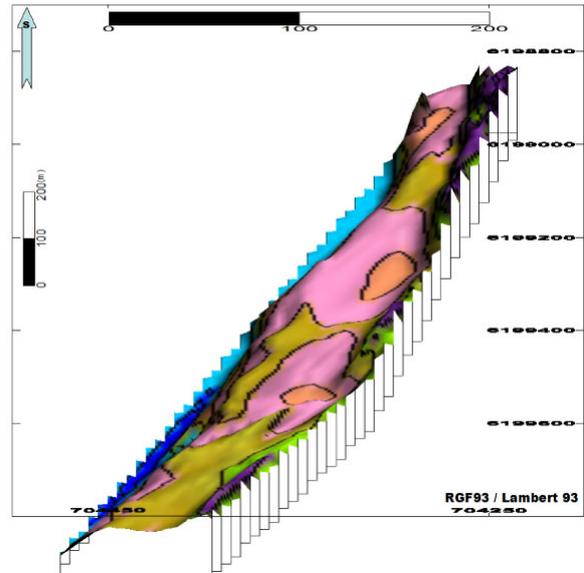
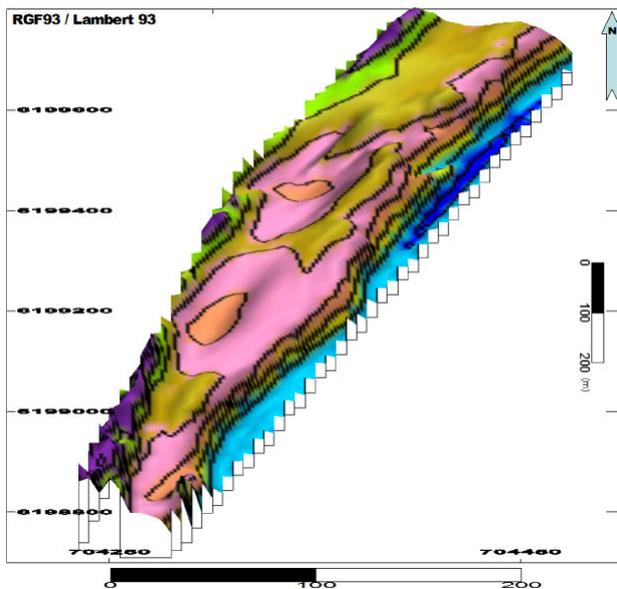
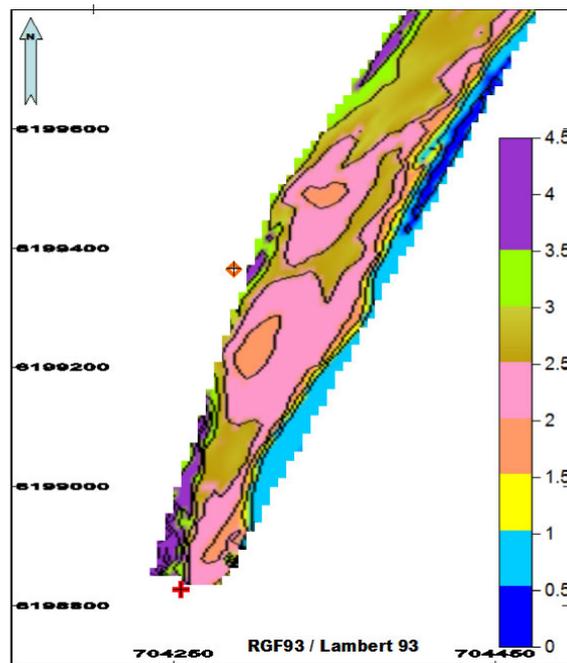
Mai 2006



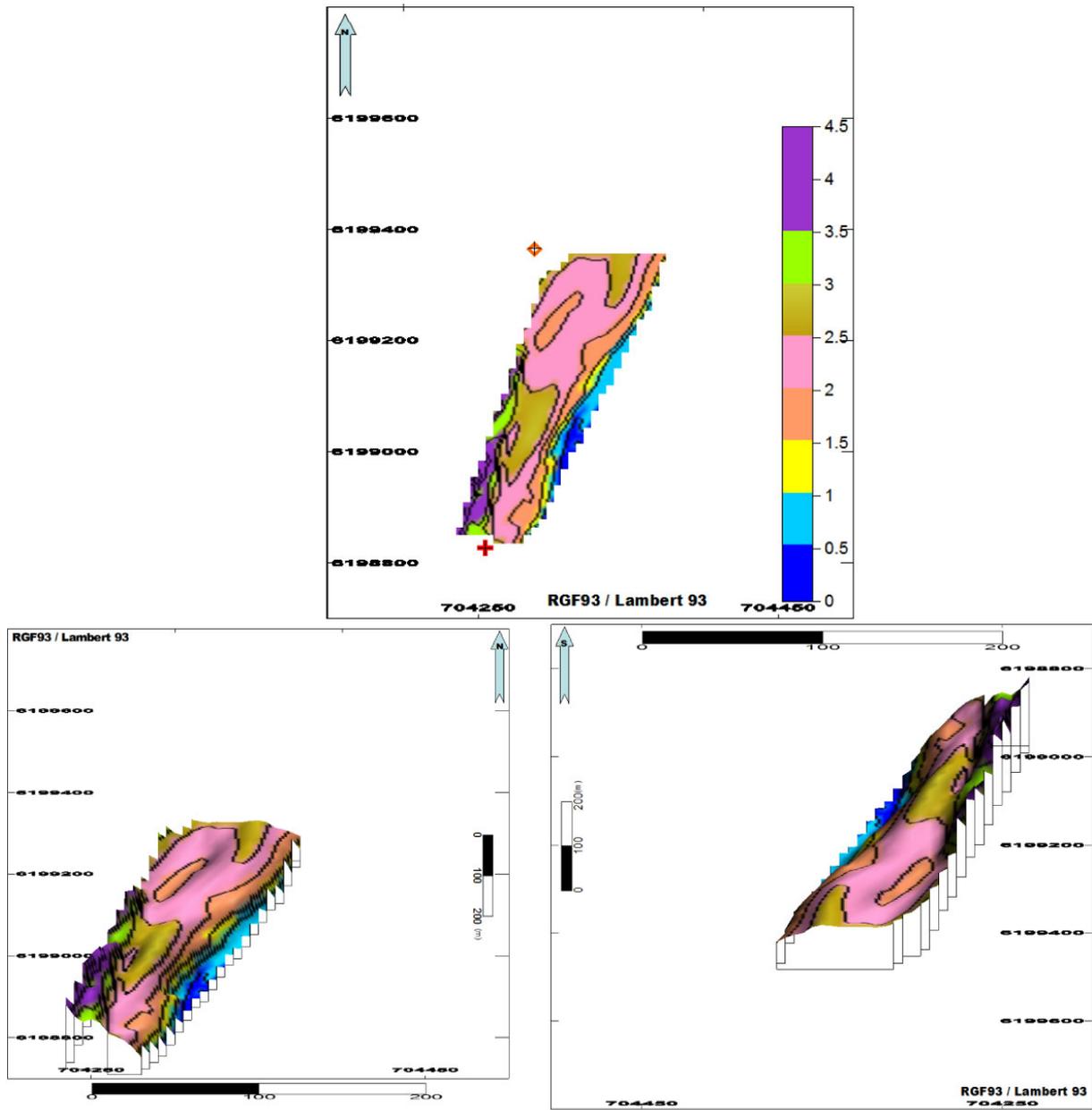
Juin 2006



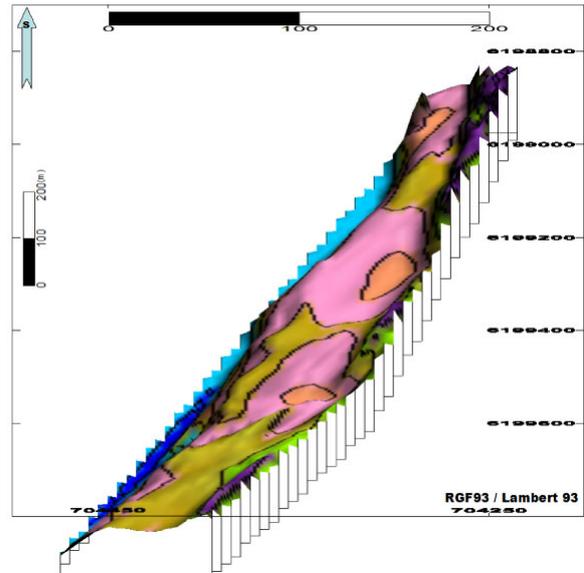
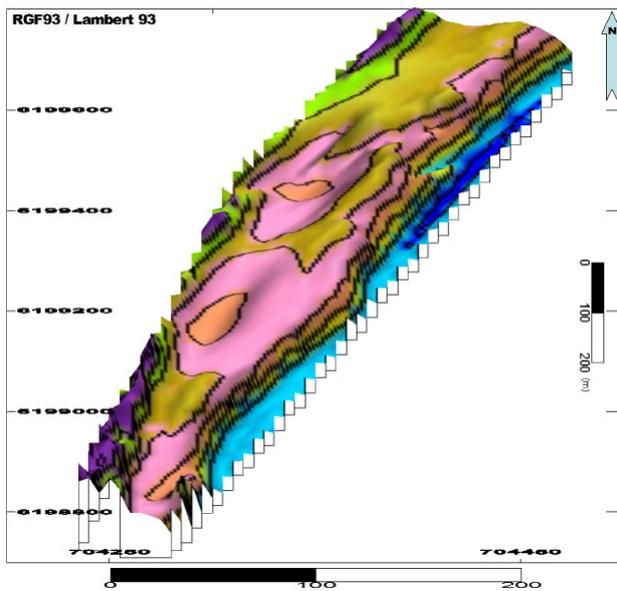
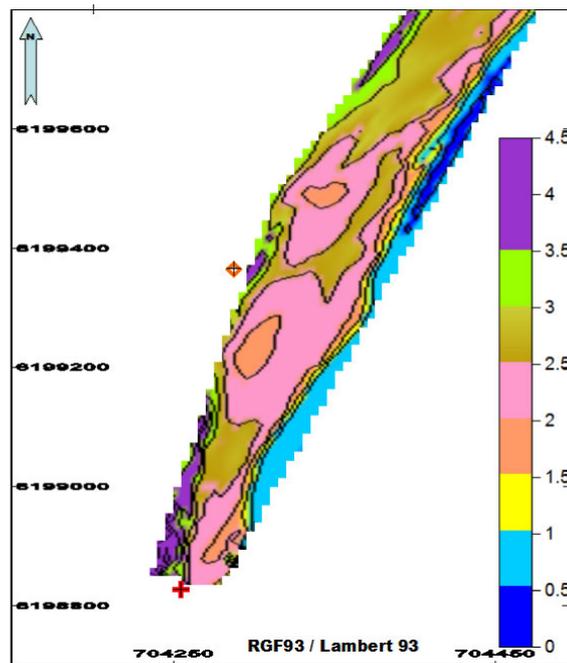
Octobre 2006



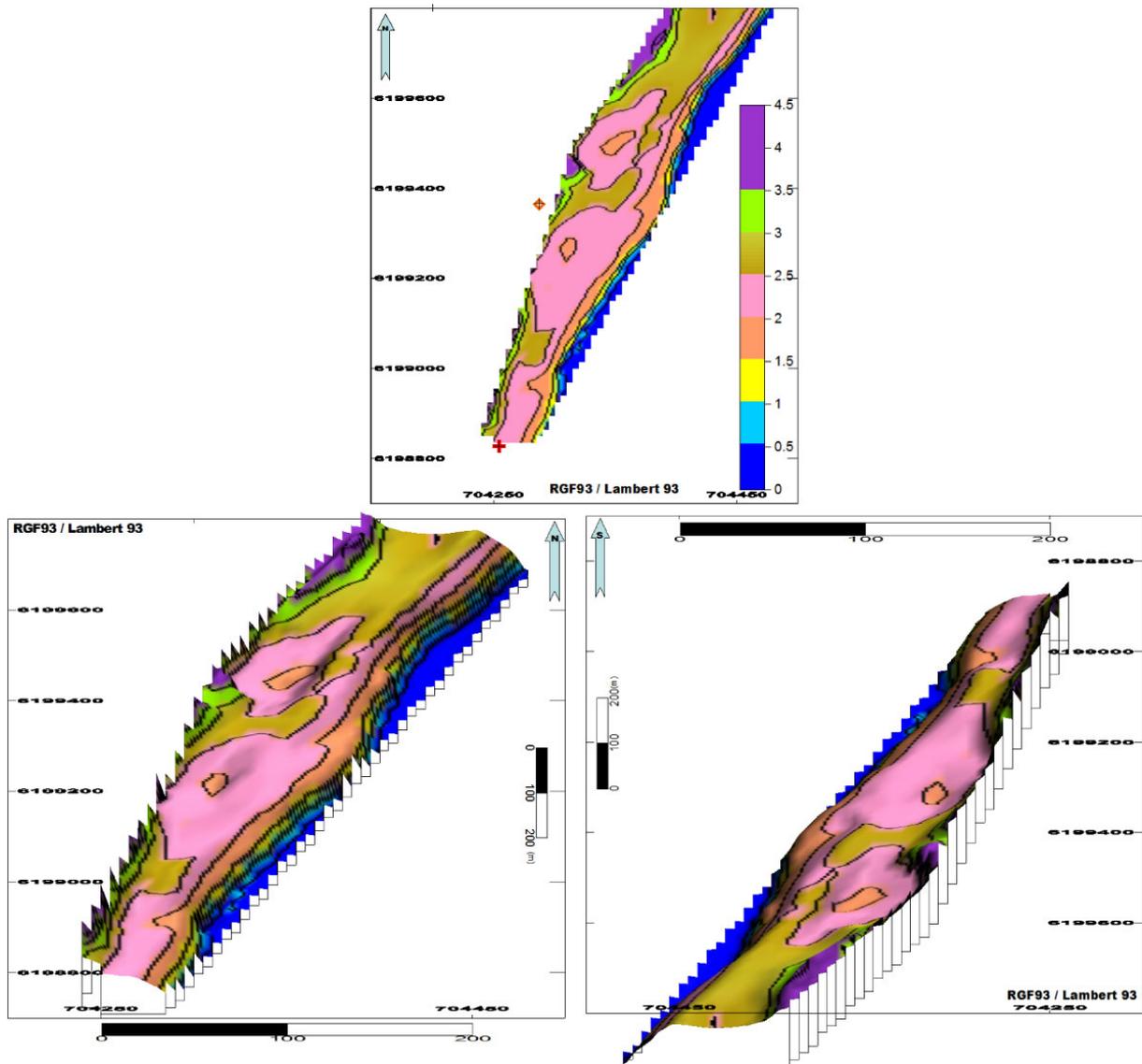
Novembre 2006



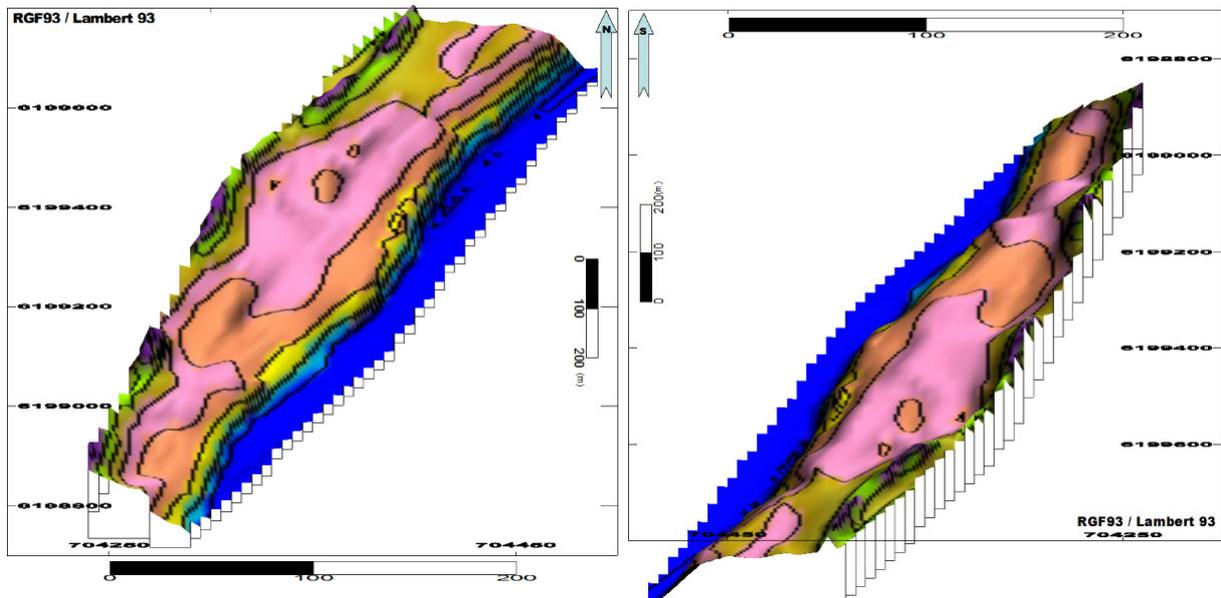
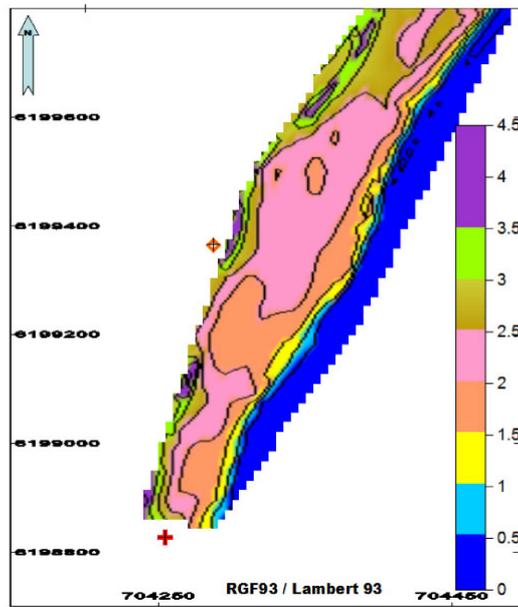
Décembre 2006



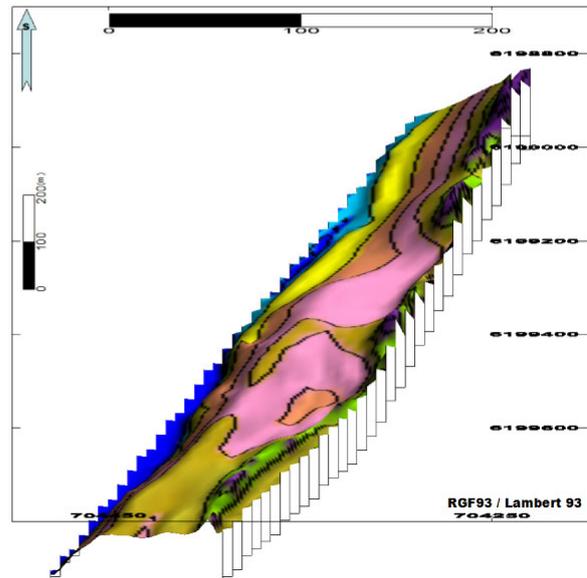
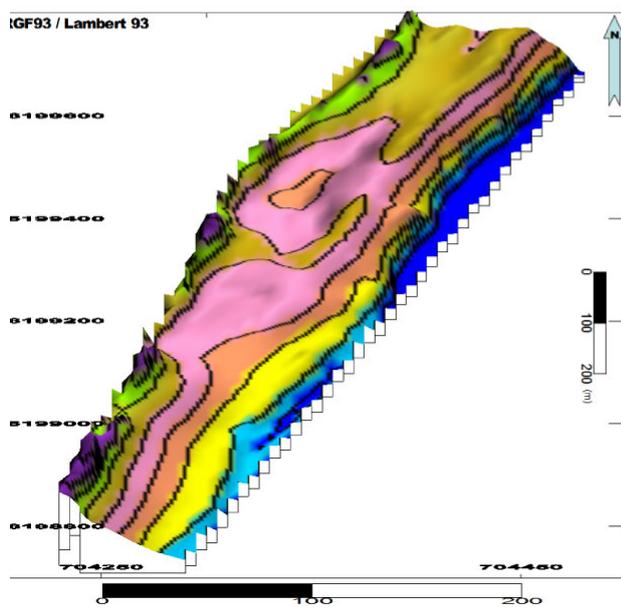
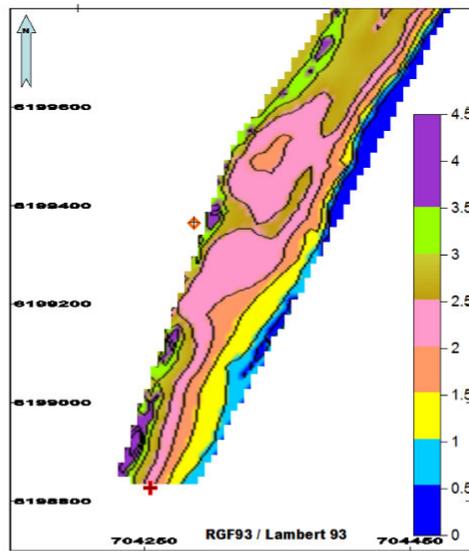
Janvier 2007



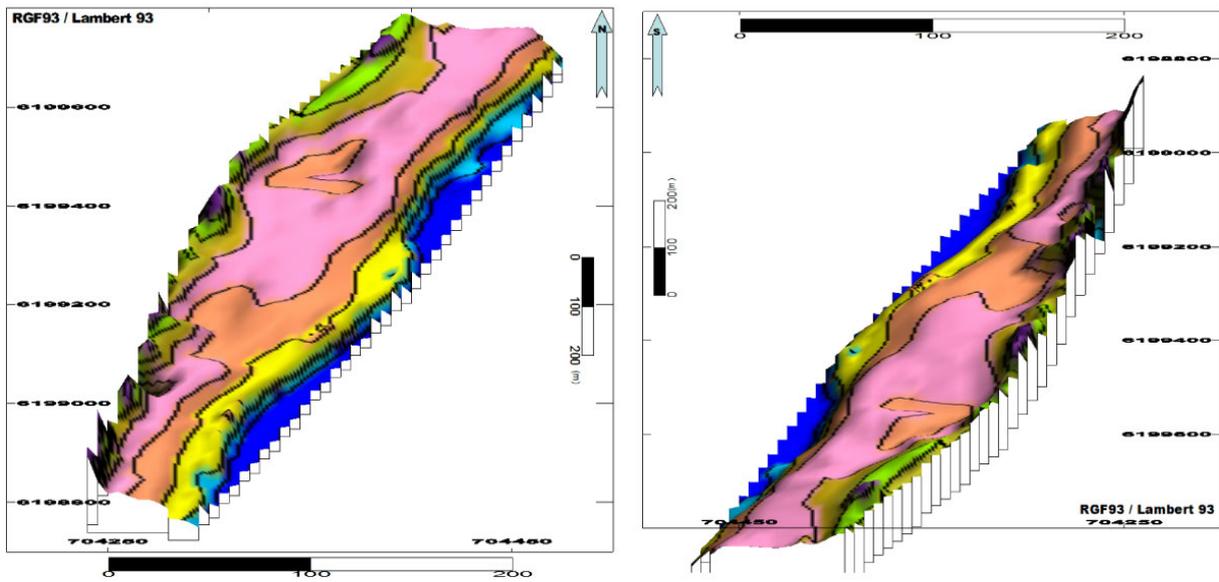
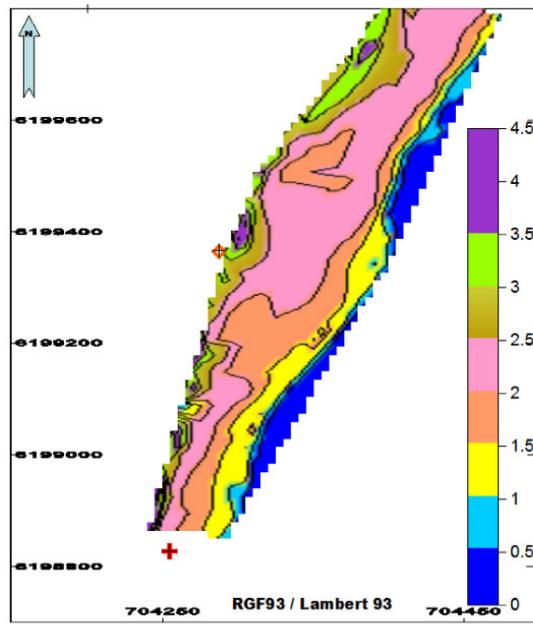
Février 2007



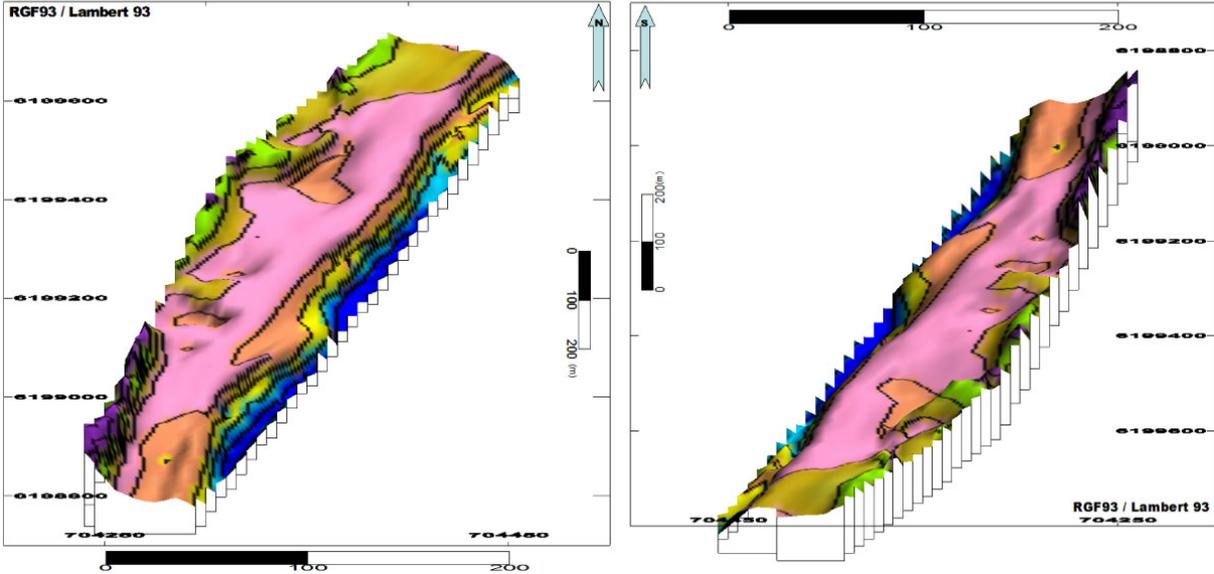
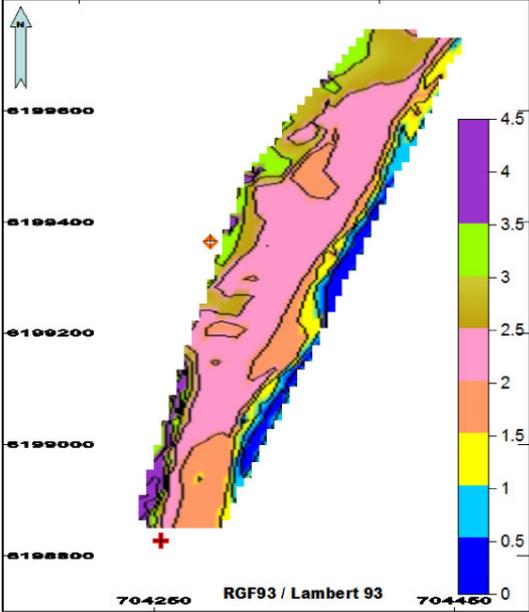
Mars 2007



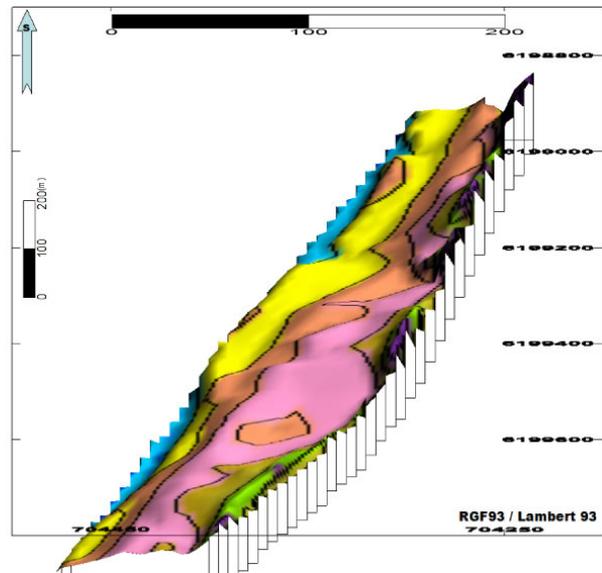
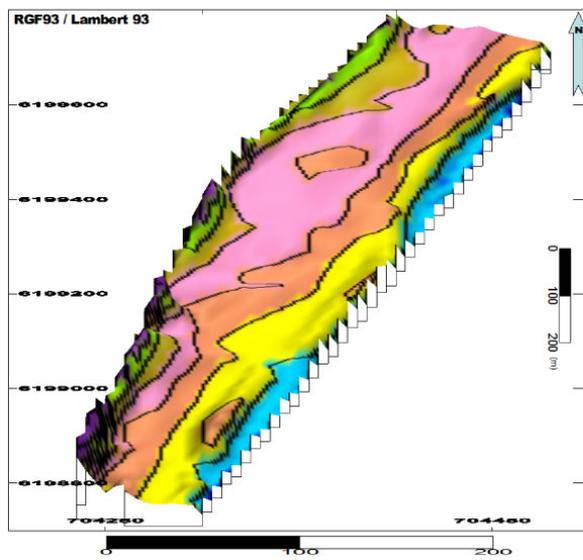
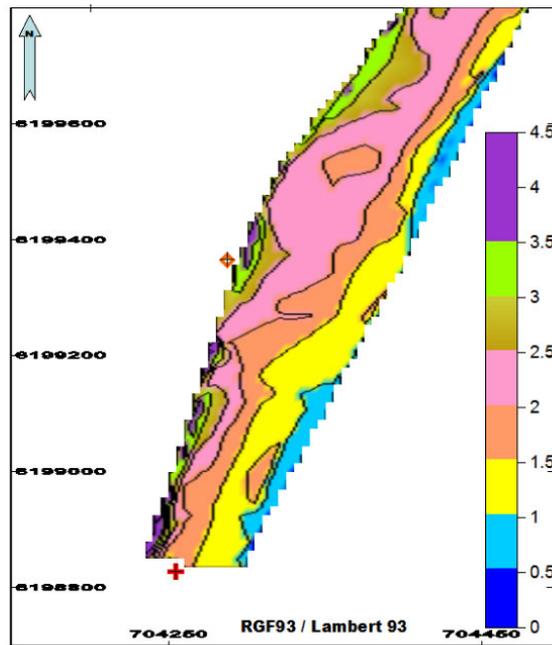
Avril 2007



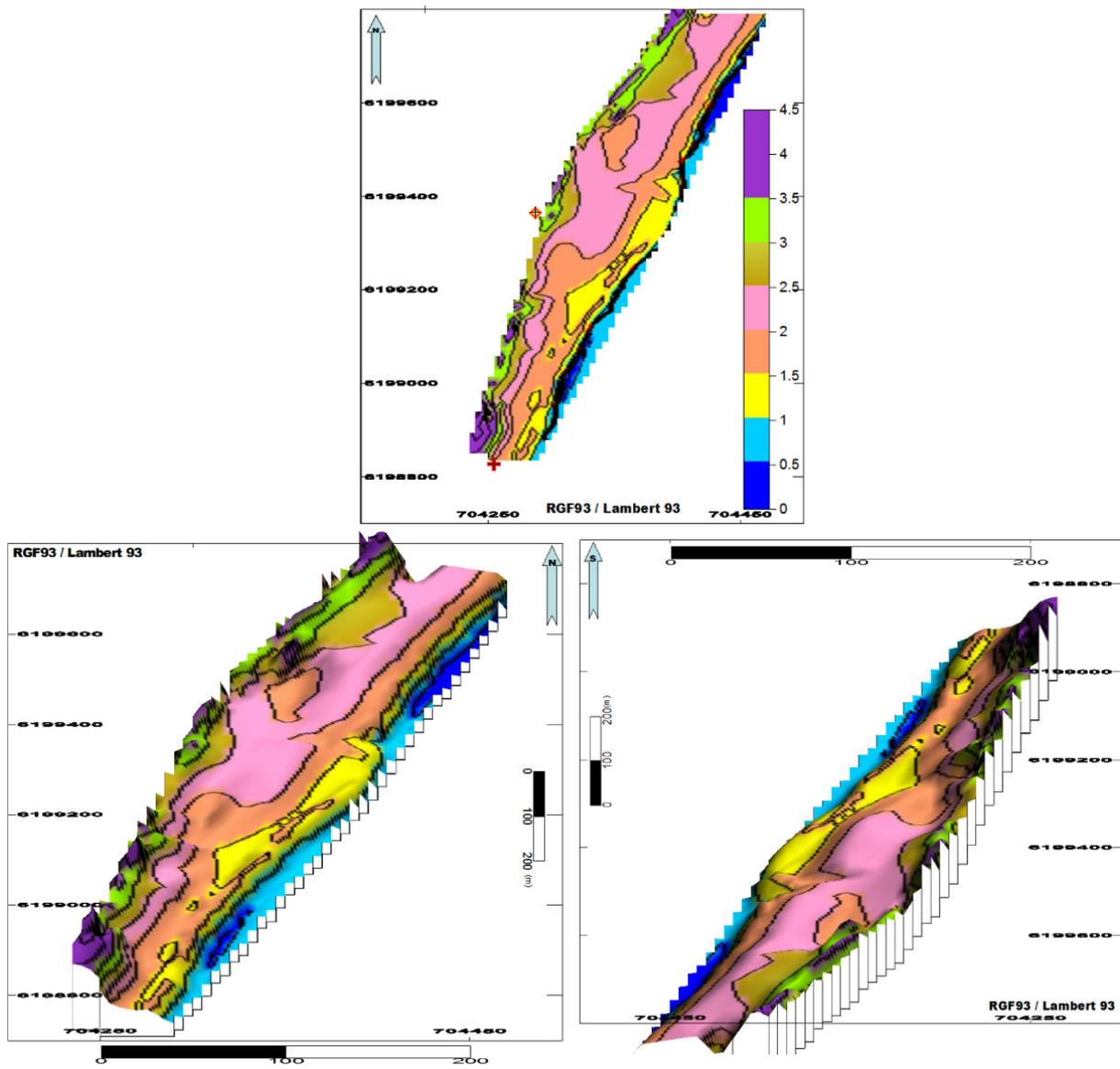
Mai 2007



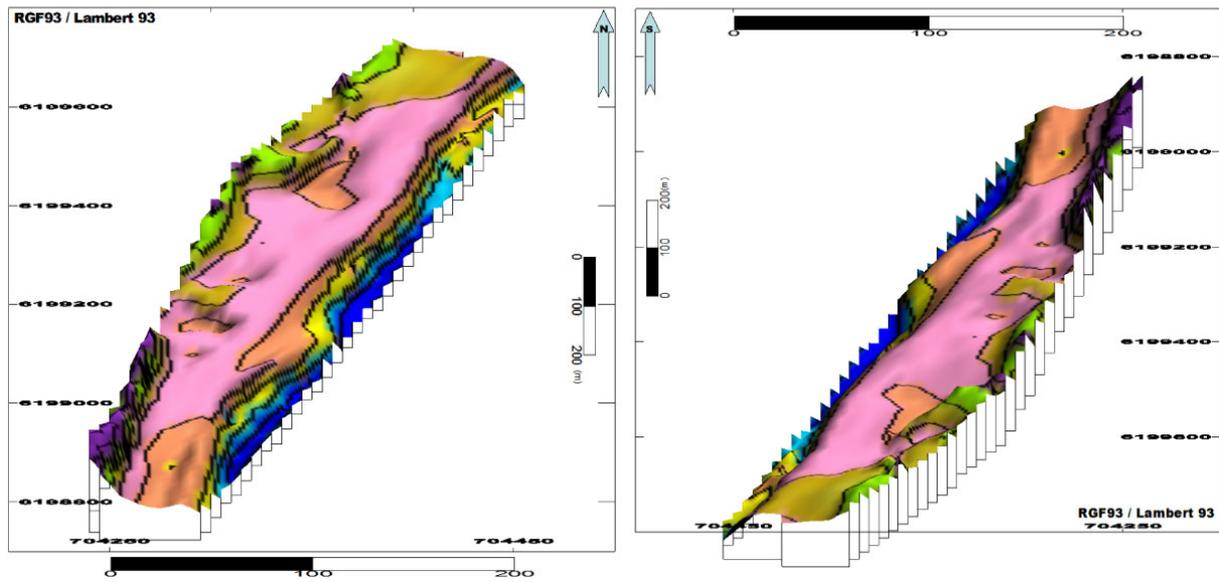
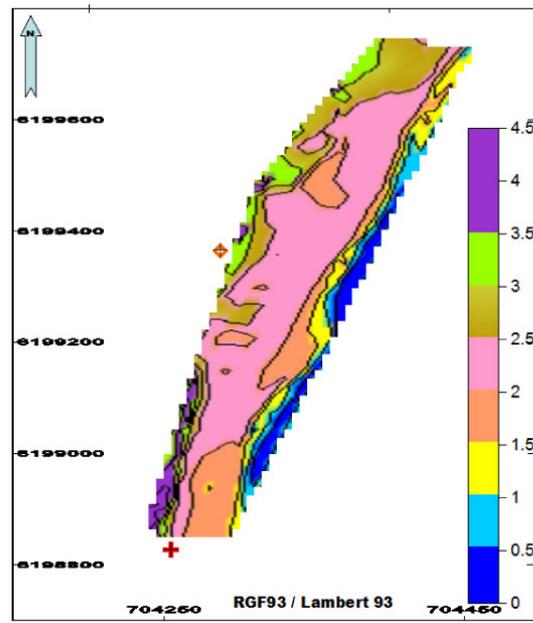
Juin 2007



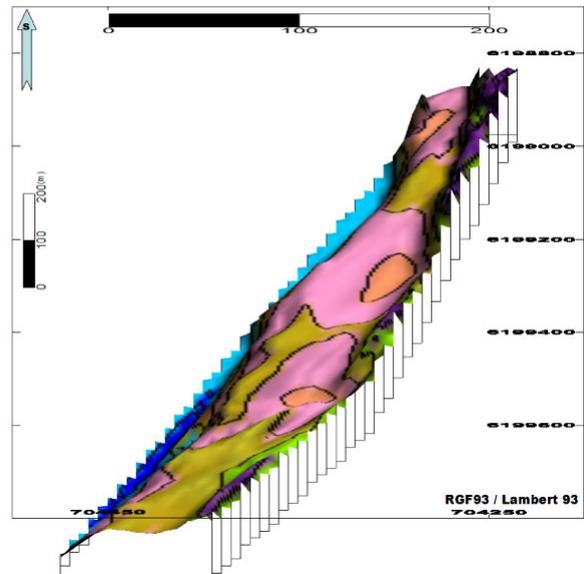
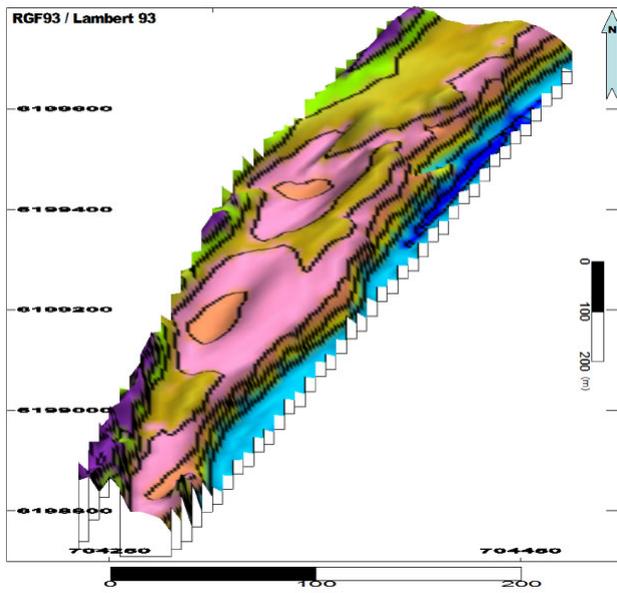
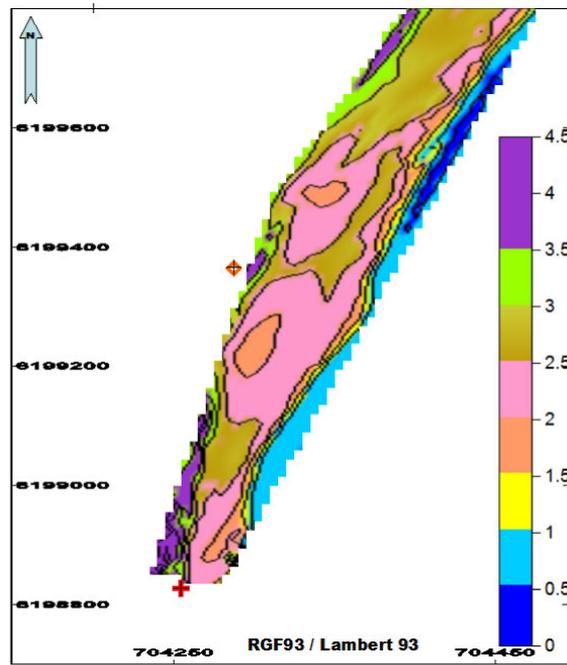
Juillet 2007



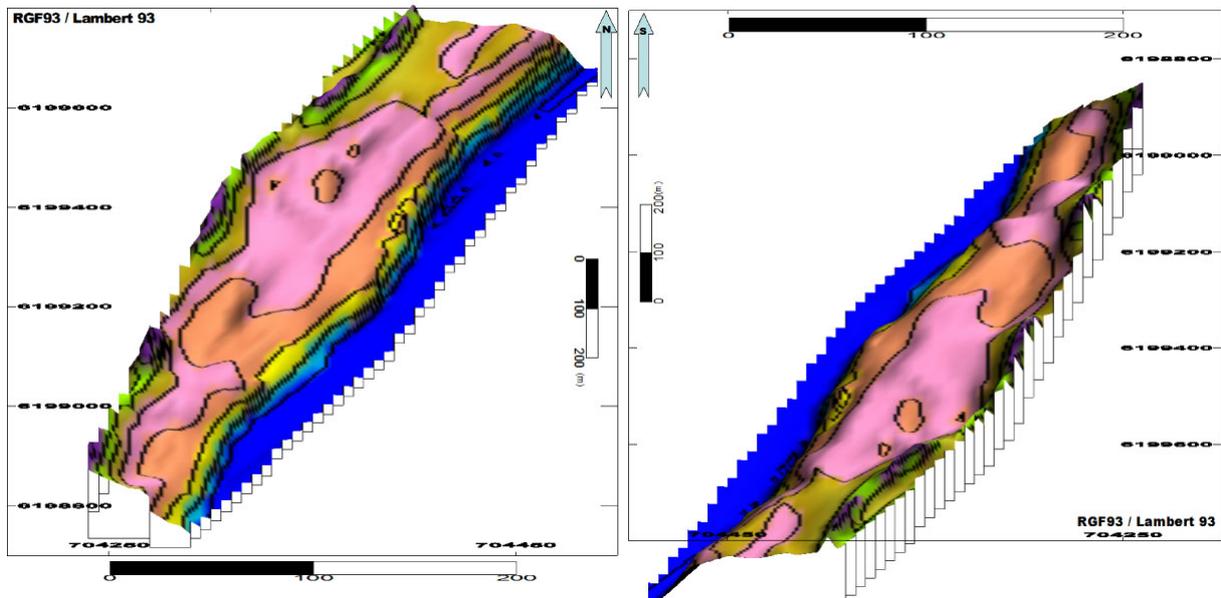
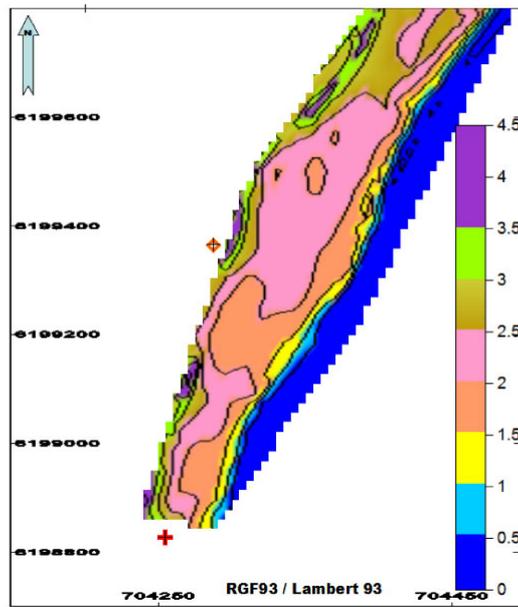
Septembre 2007



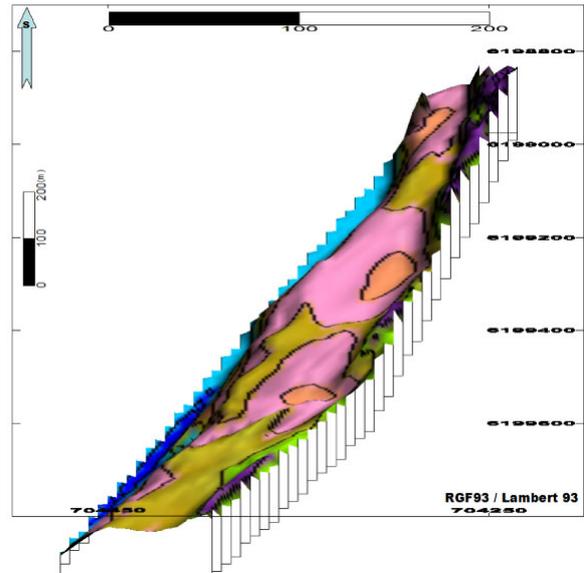
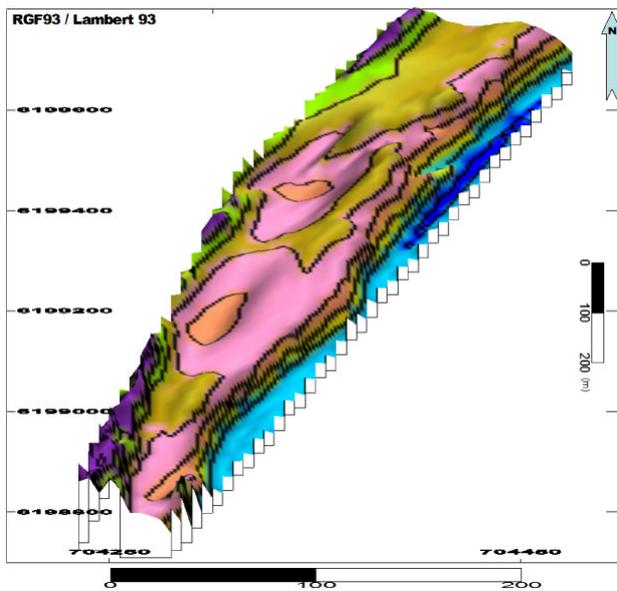
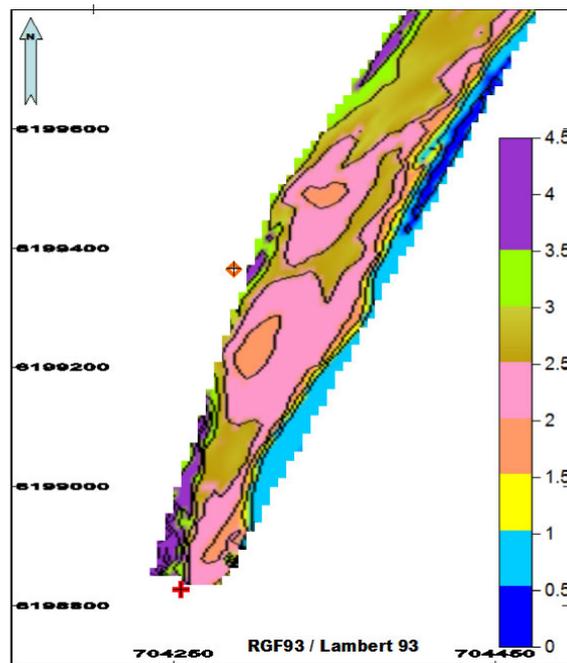
Décembre 2007



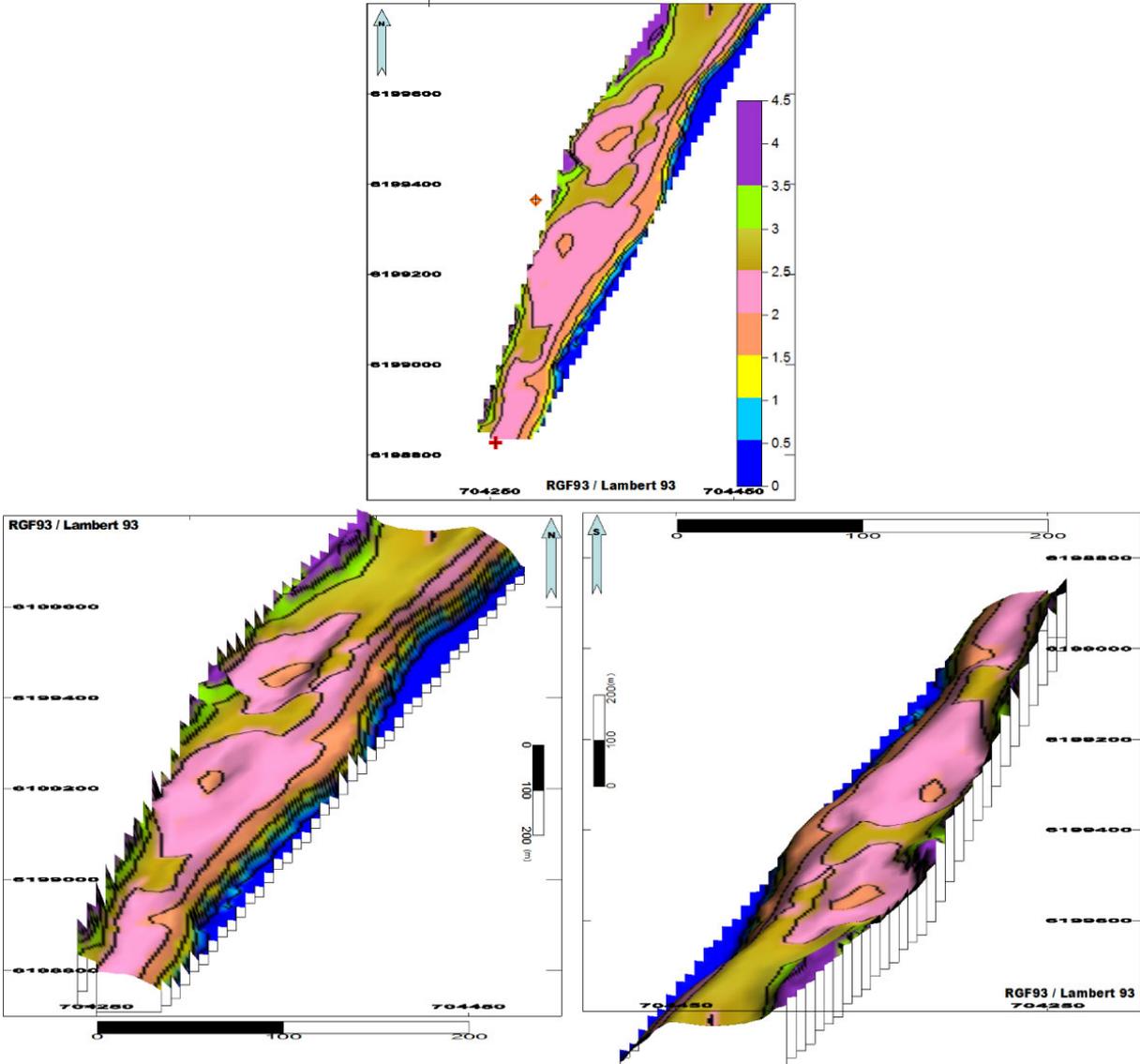
Janvier 2008



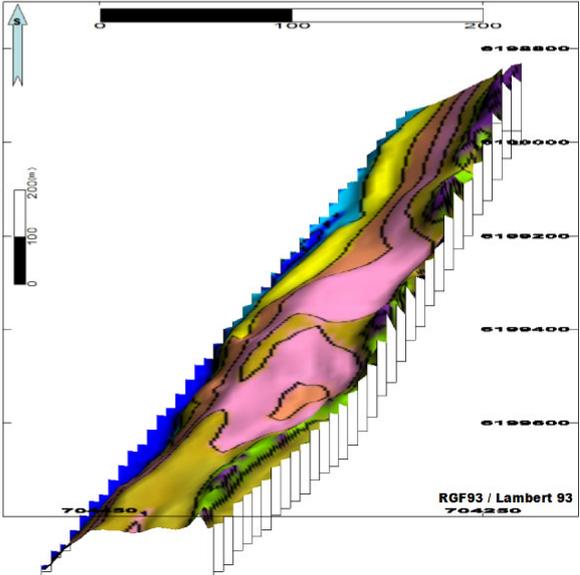
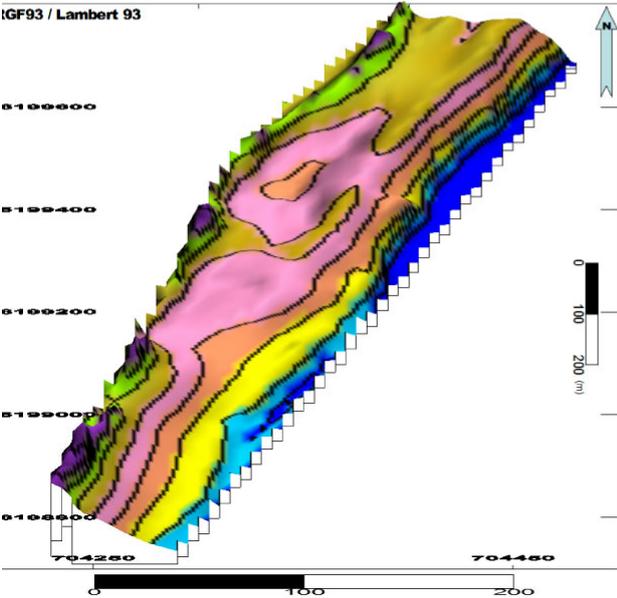
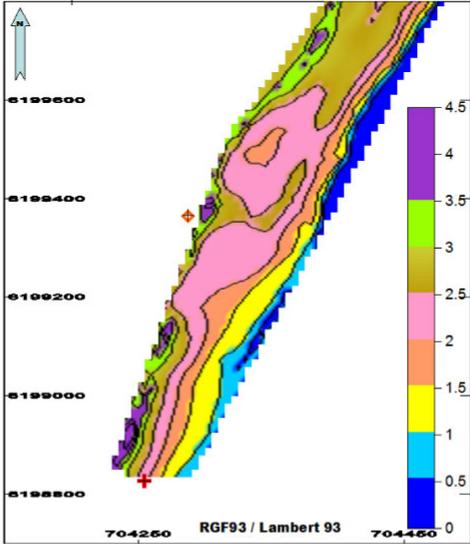
Février 2008



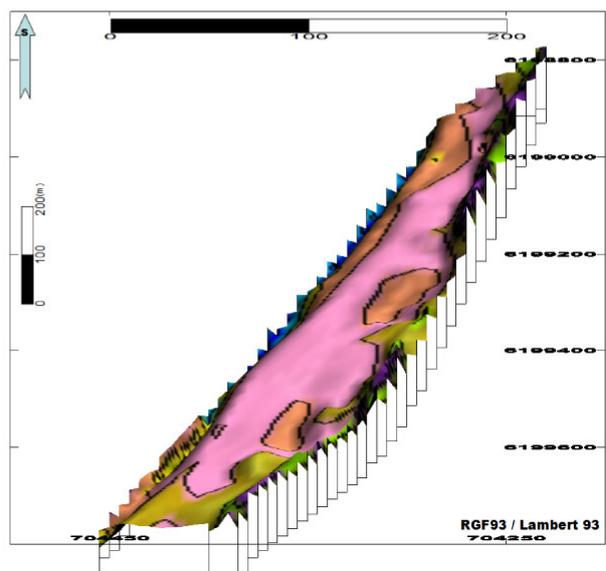
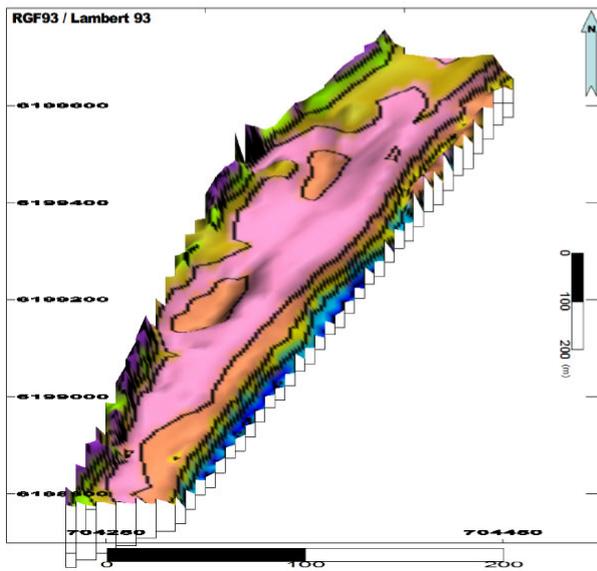
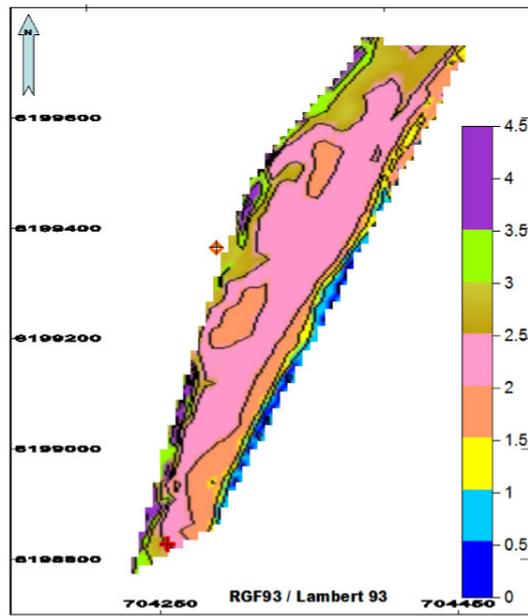
Mars 2008



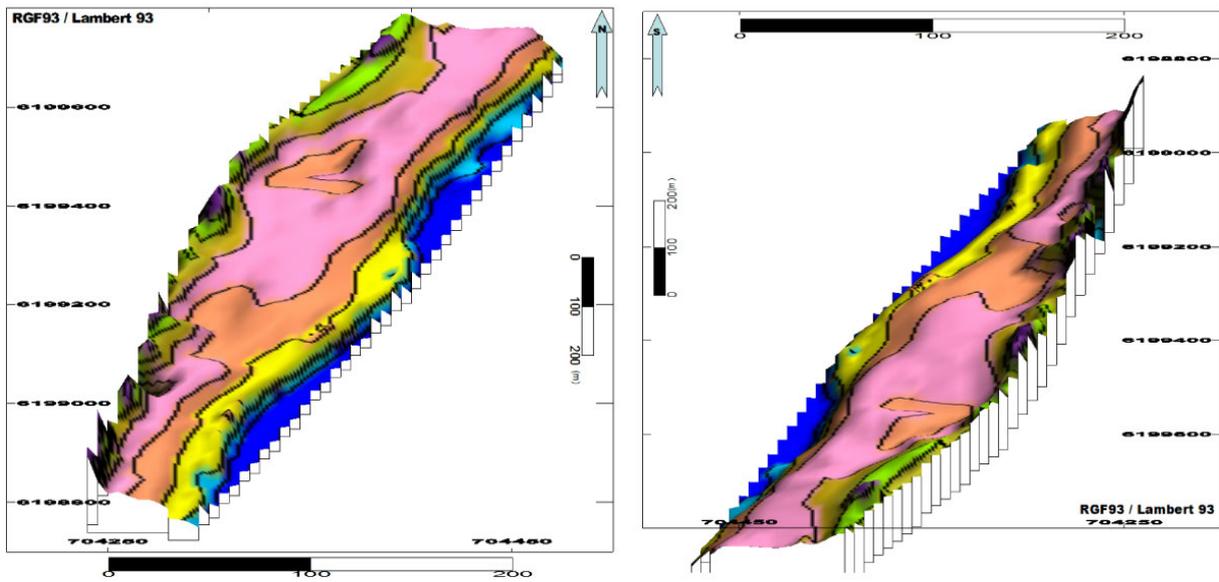
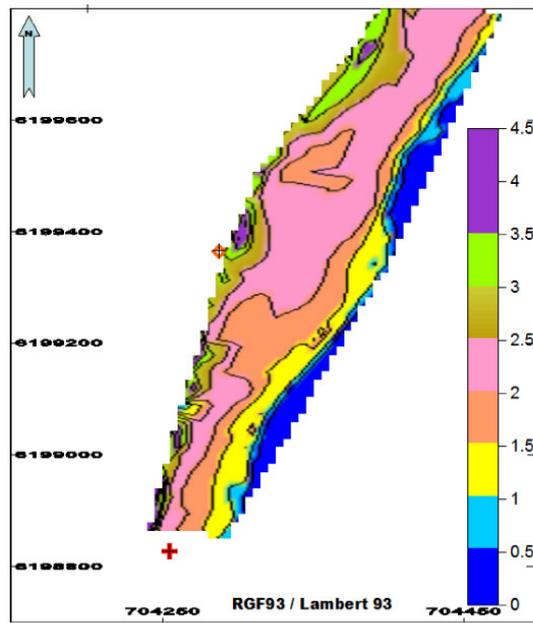
Avril 2008



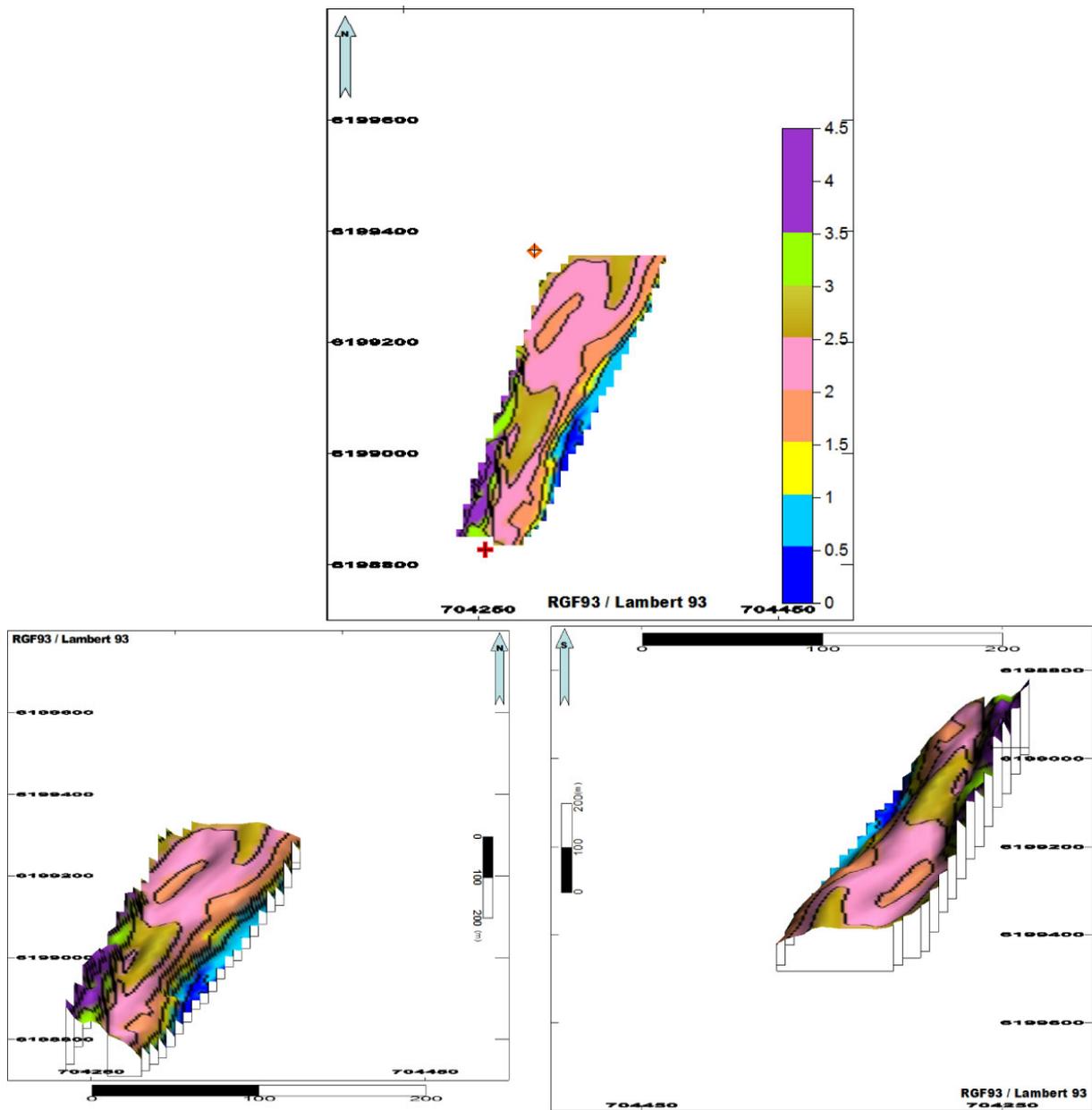
Mai 2008



Juin 2008



Septembre 2008







# Annexe 4 – Article paru dans le bulletin de la Société Géologique de France.

*Bull. Soc. géol. Fr.*, 2010, t. 181, n° 2, pp. 197-209

## The Late Holocene sediment infilling and beach barrier dynamics of the Thau lagoon (Gulf of Lions, Mediterranean sea, SE France)

PIERRE FERRER<sup>1</sup>, MASSINISSA BENABDELLOUAHED<sup>2</sup>, RAPHAËL CERTAIN<sup>1</sup>, BERNADETTE TESSIER<sup>2</sup>, JEAN-PAUL BARUSSEAU<sup>1</sup> and FRÉDÉRIC BOUCHETTE<sup>3</sup>

*Key-words.* – Barrier island, Sandy spit, Sediment supply

*Abstract.* – A study combining very high resolution seismic and sediment core data has been carried out on the Thau lagoon (Mediterranean coast, microtidal setting, SE France) in order to understand more clearly the dynamics and Holocene chronology of its closure through the different stages of its filling. One main seismic unit (U2) has been defined into the infill, above the rocky basement (U0) and a composite unit U1, which is interpreted as remnants of Pleistocene fluvial terraces or/and to early marine Holocene deposits. Unit U2, that reaches locally 9 m in thickness, rests conformably on U1 in the central part of the lagoon and onlaps U0 or U1 close to the edge of the lagoon. It is divided in two sub-units, U2-1 and U2-2. U2-2 rests paraconformably on U2-1 in the central part of the lagoon where the infill is the thickest, while a marked erosional unconformity is observed between U2-1 and U2-2 on topographic highs of the basement and on the seaward edge of the lagoon. A total of seven elementary sequences have been observed in U2-1 and U2-2.

According to core data, U2 consists in a series of mud-dominated sequences, with shell fragments dispersed at the base. The vertical distribution of the fauna into U2-1 and U2-2 reveals a lagoonal environment. However in U2-1, marine species are more abundant in the south of the lagoon. <sup>14</sup>C AMS dating provides three ages: ~ 6000 cal yr B.P. in the lower part of U2-1 on CAL1, ~ 5400 cal yr B.P. just above the boundary between U2-1 and U2-2 on CAL4, ~ 3000 cal yr B.P. in the middle of U2-2 on CAL4.

A scenario to explain the lagoon infill stratigraphy and geometry is proposed. The beginning of the lagoon infill occurred with the initiation of the barrier construction, as soon as the sea-level rise slowed down significantly, i.e. between 7000-6000 yr B.P. The sediment-fill began into the back-barrier system, with a high rate of sedimentation for U2-1, according to the radiocarbon data. At 5400 yr B.P., the barrier is assumed to be totally closed leading to the deposition of the fully lagoonal U2-2 succession. The unconformity between U2-1 and U2-2 is interpreted as the result of a rapid landward retreat of the barrier. This severe retreat could be related to climate forcing and/or brutal change in sediment discharge driven by the Rhône River, which is the main sediment source of the longshore drift. In this scenario, the last sub-unit, U2-2, represents most of the late Holocene infill. In this framework, the elementary sequences observed in U2-2 could be related to high frequency climate changes of about 1000-1500 years periodicity according to <sup>14</sup>C dates.

### Remplissage sédimentaire tardi-holocène et dynamique du lido de la lagune de Thau (golfe du Lion, mer Méditerranée, SE France)

*Mots-clés.* – Lido, Flèche sableuse, Apports sédimentaires

*Résumé.* – Une étude combinant des données de sismique très haute résolution et de carottes sédimentaires a été menée sur la lagune de Thau (SE France) dans le but de clarifier la dynamique et la chronologie Holocène de sa fermeture grâce au remplissage sédimentaire. Une unité sédimentaire principale (U2) a été définie dans le remplissage de la lagune qui repose sur le substratum rocheux (U0) et sur une unité composite U1 qui correspond à des restes de terrasses fluviales pléistocènes et/ou à des dépôts marins pré-holocènes. L'unité U2, avec une épaisseur maximale de 9 m, repose en concordance sur U1 au centre de la lagune, et en onlap sur U0 ou U1 en bordure de la lagune. U2 consiste en une alternance de réflecteurs parallèles continus de haute amplitude et de réflecteurs peu continus de faible amplitude. Cette unité est divisée en deux sous-unités U2-1 et U2-2. U2-2 repose en concordance sur U2-1 au centre de la lagune là où l'épaisseur du comblement sédimentaire est maximale, tandis qu'une discordance marquée existe entre les deux sous-unités à l'approche des hauts-fonds et sur la bordure orientale de la lagune. Au total, sept séquences élémentaires ont été observées dans U2-1 et U2-2.

D'après l'interprétation des données sédimentologiques des carottes, U2 est constituée de séries à dominante argileuse avec des fragments de coquilles à sa base. La distribution verticale de la faune dans U2-1 et U2-2 révèle un environnement de dépôt lagunaire. Cependant, dans U2-1, des espèces marines sont plus abondantes dans la partie sud de la lagune. Des datations AMS au <sup>14</sup>C ont fourni trois âges: ~ 6 000 cal B.P. dans la partie inférieure de U2-1, ~ 5 400 cal B.P. juste au-dessus de la limite entre U2-1 and U2-2, ~ 3 000 cal B.P. au milieu de U2-2.

Un scénario est proposé afin d'expliquer la stratigraphie et la géométrie du remplissage sédimentaire. Le début du remplissage a commencé avec l'initiation de la construction du lido dès que le niveau marin s'est stabilisé, vers 7 000-6 000 B.P. Le remplissage débute par le dépôt rapide de U2-1. A partir 5 400 B.P., la lagune est totalement isolée par le lido,

1. Université de Perpignan, IMAGES, 52 avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan cedex, France.

2. Université de Caen, UMR CNRS 6143 M2C, 24 rue des tilleuls, 14000 Caen, France.

3. Université de Montpellier 2, Géosciences marines, UMR 5573, Laboratoire GTS, cc60, 34095 Montpellier cedex 05, France.

Manuscrit déposé le 15 mai 2009; accepté après révision le 15 septembre 2009.

permettant le dépôt de U2-2. La discordance entre U2-1 et U2-2 est interprétée comme le résultat d'une migration rapide du lido vers le continent. Ce recul brutal peut être relié à une variation climatique et/ou à un changement brutal des apports sédimentaires du Rhône, principale source alimentant la dérive littorale. Dans ce scénario, la sous-unité U2-2 représente la majeure partie du remplissage tardi-holocène. Dans ce contexte chronologique, les séquences élémentaires observées dans U2-2 pourraient être liées à des changements climatiques de périodicité de l'ordre de 1 000 à 1 500 ans, en accord avec les datations  $^{14}\text{C}$ .

## INTRODUCTION

Along wave-dominated coastal systems, as soon as coastal barriers begin to be created, lagoons could isolate progressively [Zecchin *et al.*, 2008]. These lagoons can be considered as closed or partially closed wave-dominated estuaries [Reinson, 1992] described by Dalrymple *et al.* [1992]. Lagoonal systems are appropriate fields to understand the influence of the sea level rise [Sorrel *et al.*, 2009], sediment availability Fitzgerald *et al.* [2000, hydrodynamic forcing and the inherited bedrock morphology [Bertin *et al.*, 2004] on coastal sediment body construction [Ricci-Lucchi *et al.*, 2006; Allard *et al.*, 2009]. We propose here to study the different stages of the barrier construction and evolution by analyzing the sedimentary record preserved into the lagoon.

In the Gulf of Lions, where the Languedoc-Roussillon coast is characterized by many coastal lagoons, the Holocene evolution has been controlled by a rapid sea level rise reaching 10.6 mm/year before 7000 yr B.P. [Aloisi *et al.*, 1978], followed by a much slower rise, i.e. 1 mm/year [Vella and Provansal, 2000]. Each lagoon is separated from the sea by an emerged beach barrier which is the result of the combined activity of waves and currents, longshore littoral drift, transport and sand accumulation [Barousseau *et al.*, 1996; Certain *et al.*, 2005b]. As it is generally the case, lagoonal sediments are characterized by mixed silty clay and organic matter, locally interbedded with marine sand layers (wash-over fans) preserved close to the sand barrier [Hesp and Short, 1999]. The accumulation rates are relatively high, about 2.5 mm/year in the Thau lagoon on the last century timescale [Schmidt *et al.*, 2007], up to 4 mm/year in the Pierre Blanche lagoon located East of the Thau lagoon [Sabatier *et al.*, 2008]. The Languedoc-Roussillon lagoons have been the subject of various studies such as life conditions and shellfish production [Gangnery *et al.*, 2001; Soletchnik *et al.*, 2002], biogeochemistry and heavy metal distribution or pollution [Schmidt *et al.*, 2007]. Geological studies focused mainly on the sedimentary infill and the paleogeographical evolution [Certain *et al.*, 2004; Tesson *et al.*, 2005]. In other Mediterranean areas, stratigraphic and paleontological approaches have revealed that sedimentary sequences contained in the lagoon infill are correlated with Holocene climate changes [Massari *et al.*, 2004; Ricci-Lucchi *et al.*, 2006]. Some studies focused specifically on lagoon closure in relation to sand spit evolution [Simeoni *et al.*, 2007], and more generally on the evolution of adjacent systems such as alluvial plain [Amorosi *et al.*, 2004], delta [Bellotti *et al.*, 1994] and embayment [Suursaar *et al.*, 2008].

The aim of the present work, based on a combination of new very high resolution seismic, sediment core and radiocarbon dates, is to reconstruct the history of the sedimentary infill of the Thau lagoon in order to define the role of factors that have controlled the sand barrier dynamics

and associated closure of the lagoon. Such as other works performed along the Languedoc-Roussillon coasts [Planchais *et al.*, 1984, Canet-St Nazaire lagoon; Certain *et al.*, 2004, Leucate lagoon; Raynal *et al.*, 2010; Sabatier *et al.*, 2010, Palavasian lagoons], this study shows the influence of the Rhône River on the sandy barrier dynamics. This allows comparing regional responses and thus deciphering the role of global factors from local factors.

## THE STUDY AREA

The study area is the Thau lagoon, located on the French Mediterranean coast (fig. 1) and more precisely in the gulf of Lion where the general hydrodynamic circulation on the continental shelf flows westward [Millot, 1990]. This circulation induces fine westward sediment transport originating from the Rhône [Ulses *et al.*, 2008]. This littoral was under the influence of a westward longshore drift during the Holocene [Akouango, 1997; Raynal, 2008]. The Thau lagoon is the largest lagoon along the Languedoc-Roussillon coast. It covers an area of 75 km<sup>2</sup> with a maximum length of 19 km and maximum width of 1.3 km. The average water depth is 4 m; 35% of the lagoon water depth is more than 5.5 m, and locally reaches 10 m.

The lagoon catchment area (280 km<sup>2</sup>) consists of Jurassic karstified limestones and Miocene and Eocene marly limestones (fig. 1). It is limited by the Quaternary volcanic mountain of Agde in the south, the Upper Jurassic limestone of the Moure Mountains in the west, and the Jurassic (Callovian and Sequanian) limestone of the Gardiole Mountains in the north. Along the northern coast of the lagoon, Pliocene lacustrine limestone outcrops are found. Between the Quaternary volcanic mountain and the Moure Mountains, Quaternary marls constitute the alluvial plain of the Hérault River. The catchment is drained by small intermittent rivers characterised by a long dry period between May and September, and flush flash floods during the wet season in autumn. All the rivers are located in the Moure Mountains. The hydrological regime is dominated by two main rivers, the Vène River (67 km<sup>2</sup>), fed by karstic springs, and the Pallas River (52 km<sup>2</sup>).

Previous work on the Thau lagoon sediment infilling performed by Chassefière [1968] has shown that during the Early Holocene transgression, the lagoon area formed a wide embayment. During the transgression, small shelly shoals formed in the embayment before the definitive closure by the beach barrier. These shoals were then isolated to form the "cadoules", a local name that designates mounds (circular bioherms and/or shelly shoal), a few hundred metres in diameter, scattered in the northern part of the lagoon [Chassefière, 1968]. Today, the lagoon is connected to the sea by three inlets. Two of them, the Pissesauzes and Quilles inlets, crossing through the sandy barrier (fig. 1),

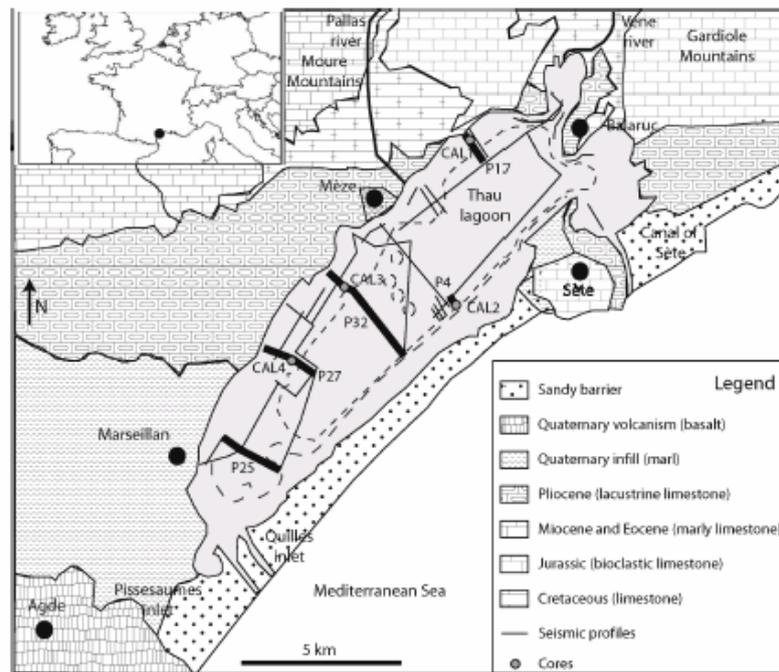


FIG. 1. – Geologic map of the Thau lagoon area including its catchment (modified from Barrière and Berger [1978], Berger *et al.* [1981], Denizot *et al.* [1967]). The position of cores (CAL1, 2, 3, 4) and seismic profiles are indicated. Seismic profiles shown on the figures 2, 3, 4 and 6 are in thick lines (P4, P17, P25, P27, P32).

FIG. 1. – Carte géologique de la lagune de Thau incluant son bassin versant (modifié d'après Barrière et Berger [1978], Berger *et al.* [1981], Denizot *et al.* [1967]). Les positions des carottes sédimentaires (CAL1, 2, 3, 4) et le plan de position des profils sismiques sont indiqués. Les profils sismiques illustrés dans les figures 2, 3, 4 et 6 sont surlignés (P4, P17, P25, P27, P32).

are almost closed. An artificial inlet, the Sète harbour inlet, provides the main connection. No active washover dynamics occurs at present, although the northern part of the sandy barrier, near Sète, is subject to severe erosion [Certain *et al.*, 2005b].

The prevailing winds blow from the northwest (the Tramontane wind, 23%) and west (18%) [Certain, 2002; Certain *et al.*, 2005a]. The hydrodynamic circulation in the Thau lagoon is not well known but modelling under different wind conditions shows vortex occurrence around the oyster beds [Millet, 1989]. In the northern part of the lagoon, the Vise spring, close to Balaruc, surges after a complex circulation within the Jurassic karst [Aquilina *et al.*, 2003; Pinault *et al.*, 2004]. Most sea waves in the area have mean significant height ( $H_s$ ) 2 m, 30% of the values being 1 m, predominantly in summer. The wave directions are 140-220°N associated with sea breeze. Only 2% of waves have  $H_s$  4 m with periods from 5 to 10 s and a SE to E direction and occur during storms that typically last only 24 h. Tidal range does not exceed 0.30 m [Akouango, 1997; S.H.O.M., 2003]. Nevertheless, higher water level variations are observed in response to set-ups and set-downs under the influence of wind and atmospheric pressure fluctuations. In extreme cases, set-ups can reach 0.50 m in the shoaling zone during storms [Akouango, 1997] and 1 m on the beach under the action of breaking waves [Certain, 2002]. The Thau lagoon is an important shellfish breeding area [Soletchnik *et al.*, 2002] leading to a strong biological

production. About 15000 tons of oysters per year are produced in the lagoon, i.e. roughly 10% of the French total production [Gangnery *et al.*, 2001].

## METHODS

The seismic device used for the study is a boomer IKB-Seistec, specifically designed for shallow water investigations [Simpkin and Davis, 1993]. It is characterised by a line-in-cone receiver located close to the boomer plate (70 cm). Its frequency band is 1-10 kHz. During the survey, performed in June 2003 on board of a small open boat (5 m), a SIG Energos power supply was used with a power of 100 J and a shooting rate of 2 shots/s. The seismic data and DGPS positioning were simultaneously recorded on a PC with Delph-Seismic. Post-survey processing was made by using Delph-Seismic and Seismic Unix software, including frequency bandpass filtering, trace stacking, and swell filtering when necessary. The available seismic data almost cover the total area of the Thau lagoon. 46 profiles were shot, representing a total length of 57 km [Benabdellouahed, 2005]. The profiles are oriented both longshore (NE-SW) and cross-shore (NW-SE) (fig. 1).

In order to ground-truth part of the seismic data, four gravity cores, from 1 to 2 m long, have been collected in the Thau lagoon during the CALAMAR2 campaign in November 2005 (fig. 1). The cores were simply analysed for sedimentary facies interpretation and macrofauna determination.

In addition, three samples (organic matter in bulk sediment) were collected along the cores for radiocarbon dating (performed by Beta Analytics). Ages have been calibrated using IntCal04 [Reimer *et al.*, 2004].

## RESULTS

### Seismic units

The seismic profiles have been analyzed on the basis of the conventional principles of seismic stratigraphy [Mitchum and Vail, 1977]. Above the substrate (named U0) two main seismic units, named U1 and U2, have been recognized in the sedimentary infilling according to their geometry, upper and lower boundaries (onlap, toplap, downlap, conformable and unconformable) and acoustic facies (amplitude, continuity, frequency and configuration of the internal reflectors). Seven acoustic facies have been distinguished. Their characteristics are listed in the table I. Since the infill is mainly made of soft muds, a P-wave velocity of 1600 m/s was chosen for time-to-depth conversion [Hamilton, 1972; Billeaud *et al.*, 2005].

**Unit U0** (fig. 2) represents the rocky substrate at the bottom of the lagoon basin. Its upper boundary is an erosional surface. Depending on the substrate nature, acoustic facies in U0 are variable but they mainly show an oblique parallel internal configuration dipping to SE consistent with the bedrock strata observed onshore [Denizot *et al.*, 1967; Barrière and Berger, 1978; Berger *et al.*, 1981].

**Unit U1** rests on U0 (fig. 2). Its lower limit displays an angular unconformity. In most of the lagoon, its upper limit is conformable. Its outer shape is a drape smoothing the underlying bedrock morphology. U1 has a maximum thickness of about 5 m. U1 is not present everywhere. It is characterized by a transparent facies (T1) sometimes masked by gas

(C) showing a chaotic facies [e.g. Garcia-Gil *et al.*, 2002; Bertin and Chaumillon, 2005]. It disappears toward the inner edge of the lagoon and locally on the substrate highs (fig. 2, 4, 7). On the barrier edge, the seismic interpretation is more difficult and does not allow concluding on the presence of U1.

**Unit U2** is the main unit of the lagoon sediment fill (fig. 2). It is present everywhere. It rests on U1 or directly on U0 (fig. 3). It is conformable on U1 or on onlap on U0. It comprises two major acoustic facies, P2 and P3, associated to minor acoustic facies (S1, S2 and C), and shows an overall aggradational configuration in the central part of the lagoon. The thickness of U2 varies from 1.5 to 9 m. On the basis of acoustic facies and internal surface geometry, U2 can be divided into two sub-units, named U2-1 and U2-2. In most of the lagoon, the boundary between U2-1 and U2-2 is a conformable surface. However, on the seaward edge of the lagoon, the basal surface of U2-2 corresponds to an onlap surface or, close to the sandy barrier, to a downlap surface (fig. 6).

U2-1, 0 to 4.5 m thick, shows parallel reflectors with generally lower amplitude than the reflectors observed in U2-2. In the north of the lagoon, U2-1 displays higher amplitude reflectors than in the south. Locally on some substrate highs, U2-1 displays oblique reflectors and numerous acoustic hyperboles, indicating probably very coarse material (fig. 2). On the basis of its internal configuration, U2-1 can be subdivided into three elementary acoustic sequences (named s1, s2, s3) made of a succession of low amplitude/low continuity reflectors and high continuity/high amplitude reflectors (fig. 2). The elementary sequences of U2-1 present an aggradational configuration (conformable surface) in the central part of the lagoon and onlap terminations (fig. 3A) on the substratum (discordant surface) northwestward and in front of the substrate highs on U1

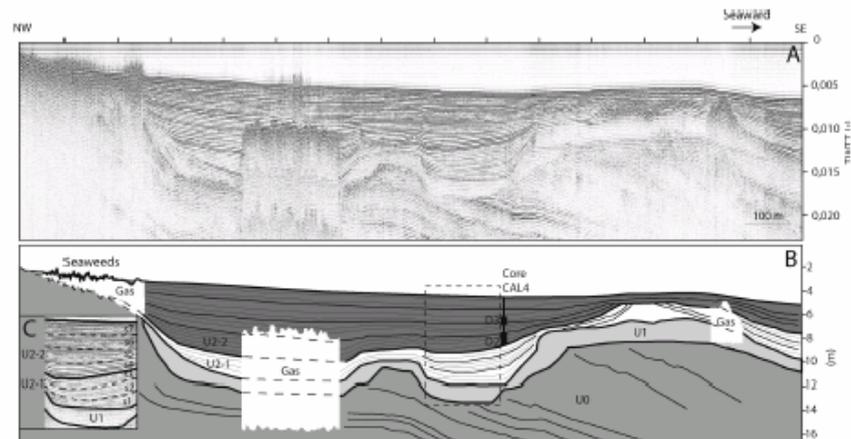
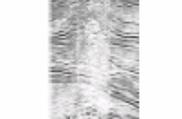


FIG. 2. – (A) Seismic profile P27 (cf. fig. 1 for location) and (B) its interpretation. The main unit of the lagoon infill is the unit U2 divided into two sub-units U2-1 and U2-2. (C) On the basis of acoustic facies, elementary seismic sequences (from s1 to s7) can be distinguished into U2-1 and U2-2. The vertical thick line in U2-2 indicates the position of the core CAL4. D2 and D3 give the location of dated samples (vertical uncertainty is due to compaction during the coring). TWTT: two way time travel.

FIG. 2. – (A) Profil sismique P27 (cf. fig. 1 pour la position) et (B) son interprétation. L'unité principale du remplissage lagunaire est l'unité U2 qui se divise en deux sous-unités U2-1 et U2-2. (C) en se basant sur les faciès acoustiques, des séquences élémentaires (de s1 à s7) peuvent être distinguées dans U2-1 et U2-2. La ligne verticale dans U2-2 montre la position de la carotte sédimentaire CAL4. D2 et D3 indiquent la position des échantillons datés (l'incertitude verticale est liée à la compaction du sédiment durant le prélèvement). TWTT : two way time travel.

TABLE I. – Characteristics of the acoustic facies observed on the seismic profiles shot in the Thau lagoon.  
 TABL. I. – Caractéristiques des facies acoustiques observés sur les profils sismiques de la lagune de Thau.

Acoustic facies	Amplitude	Continuity	Frequency	Configuration	Units	Interpretation
	High	Low to medium	High	Parallel to sub parallel	U0	Rocky substrate
	Null	Transparent	Transparent	Transparent	U1	Fluvial terraces, colluvions, transgressive sands
	Low to null	Low to medium	Low to medium	Oblique sigmoid	U0 U2-1, U2-2	Rocky substrate sand, silt
	High	High	High	Parallel	U2-1, U2-2	Fine grained sediments (clay)
	High	Medium	High	Oblique sigmoid	U2-1, U2-2	Washover fan
	Medium to High	Low to medium	High	Symmetric sigmoid	U2-1, U2-2	“Cadoules” (bioclastic mounds)
	High	Weak	High	Chaotic	U1, U2-1, U2-2	Gas, seaweeds

(tabl. II). U2-2 is 1.5 to 4.5 m thick. On the basis of the same seismic facies variations than those identified in U2-1, U2-2 comprises four elementary acoustic sequences, from s4 to s7. The boundaries between these elementary sequences are draping surfaces. Each reflector of the elementary sequence onlaps the substratum close to the lagoon edges. However, around substrate highs, the top of s5, characterized by oblique to sigmoid reflectors, is locally truncated (erosional surface) by s6 (fig. 3B, tabl. II). Close to the sandy barrier, the aggradational sequences of U2-2 display sigmoid internal configuration and a downlap surface on the limit of U2-1/U2-2 (fig. 7).

In the northern part of the lagoon, the sedimentary infilling cannot be clearly divided into seismic units and sub-units. Acoustic facies are mostly made of wavy parallel reflectors defining more or less regularly spaced mounds (tabl. I), corresponding to the so-called “Cadoules” defined by Chassefière [1968]. The origin of these bodies is still a matter of debate (bioherm development or hydrothermal circulation?) and will not be discussed in the present paper.

Acoustic masks appear on most of the profiles. On the landward edges of the lagoon, acoustic mask is due to the presence of dense grass (or seaweed?) beds. In the central part of the lagoon, acoustic masks are located in the area

TABLE II. – Internal configuration of the reflectors of the elementary sequences observed on the seismic profiles shot in the Thau lagoon.  
 TABL. II. – Configuration interne des réflecteurs des séquences élémentaires observées sur les profils sismiques de la lagune de Thau.

Elementary sequence name	Internal configuration of reflectors		
	Lagoon centre	Lagoon edges	Substrate highs
s1	Parallel	Onlap on U0	Onlap on U0
s2	Parallel	Onlap on U0 and on the limit of s1/s2	Onlap on U0
s3	Parallel	Onlap on U0 and on the limit of s2/s3	Onlap on U0
s4	Parallel	Onlap on U0 and on the limit of U2-1/U2-2	Onlap on the limit of U2-1/U2-2
s5	Parallel	Onlap on U0 and on the limit of s4/s5	Toplap on s6
s6	Parallel	Onlap on U0 and the limit of s5/s6	Parallel, draping the sedimentary infill
s7	Parallel	Onlap on U0 and the limit of s6/s7	Parallel, draping the sedimentary infill

where sedimentary infilling is the thickest and are interpreted to be due to the presence of gas (biomethane) generated by the degradation of the organic matter contained in the lagoonal deposits.

In addition to the detailed analysis of the lagoon infill, seismic data allowed us to reconstruct a bathymetric map of the lagoon, the isopach map of the infill, and an isohyps map of the rocky substrate upper boundary (fig. 5). The deepest part of the lagoon is in its central part (fig. 5a) with a water depth close to 12 m. The substrate upper boundary (fig. 5b) is characterized by two heights in the north of the lagoon, and one height in the south. In the centre of the lagoon, a paleovalley is evidenced, reaching up to 22 m deep bmsl. The sedimentary infill is the thickest in the palaeovalley, close to 12 m (fig. 5c).

### Sedimentological data and chronology

In order to determine the lithology and the age of the different seismic units, four cores (1 to 2 m long, fig. 6) have been collected in the lagoon, three along the northern (inland) edge and one close to the barrier (fig. 1). The cores allow sampling mainly U2-2, the base of CAL1 reaching however U2-1 (fig. 4A). They demonstrate that the main lagoon infill unit, U2, is essentially made of clay-rich muds. In all cores, shell-rich intervals alternate with organic clay-rich intervals containing few shell debris (fig. 6). This alternation of sedimentary facies is correlated to elementary seismic sequences identified in U2-1 and U2-2. In CAL2 core, fine sand layers are intercalated in the clay-rich succession (figs 4B and 6) at the proximity of the beach barrier.

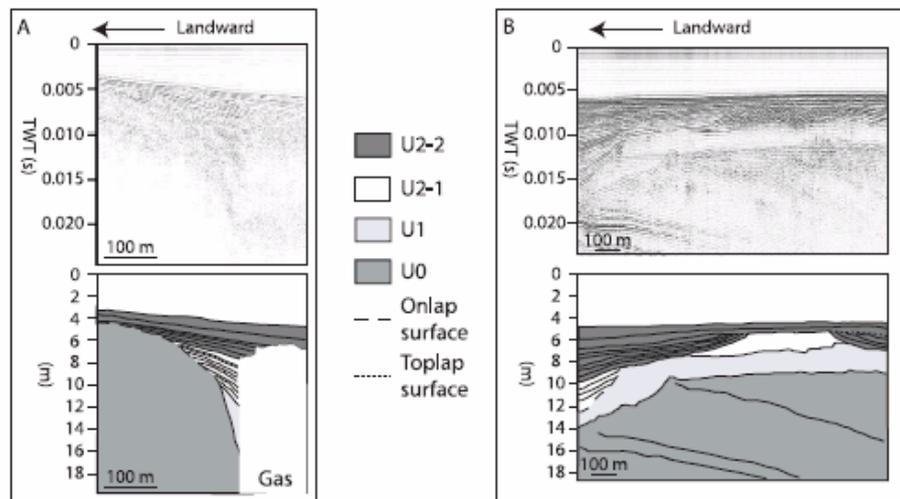


FIG. 3. – (A) Sample of seismic profile P32 (cf. fig. 1 for location) and its interpretation. (B) Sample of seismic profile P27 (cf. fig. 1 for location) and its interpretation. The seismic terminations of elementary sequences reflectors present an onlap surface on the substratum at the edge of the lagoon (A). U2-1 reflectors finish on an onlap surface on U1 around the substrate highs (B) while the reflectors of s4 and s5 form a toplap surface truncated by s6.  
 FIG. 3. – (A) Extrait du profil sismique P32 (cf. fig. 1 pour la position) et son interprétation. (B) Extrait du profil sismique P27 (cf. fig. 1 pour la position) et son interprétation. Les terminaisons des réflecteurs sismiques des séquences élémentaires forment des onlaps sur le substratum au niveau des bordures de la lagune (A). Les réflecteurs de U2-1 se biseautent en onlap sur U1 autour des points hauts du substratum (B) pendant que les réflecteurs de s4 et s5 sont tronqués en toplap par s6.

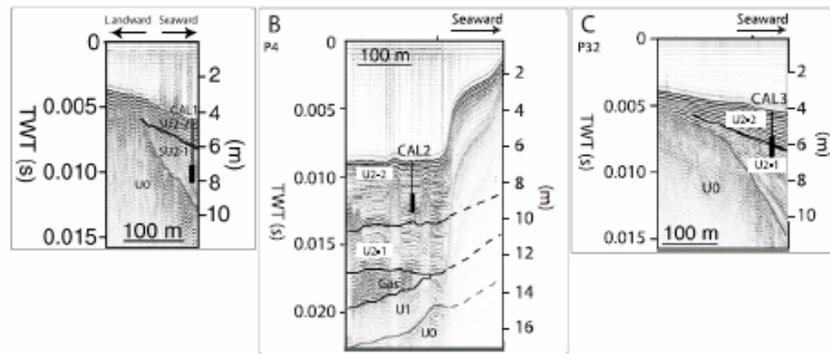


FIG. 4. – Location of the cores CAL1, CAL2, CAL3 on the seismic profiles 17 (A), 04 (B), 32 (C) respectively. At the base of CAL1, D1 indicates the sample that has been dated. At the base of CAL1, CAL2 and CAL3, the vertical thick black line indicates core length uncertainty due to compaction during coring.

FIG. 4. – Position des carottes sédimentaires CAL1, CAL2, CAL3 sur leurs profils sismiques respectifs 17 (A), 04 (B), 32 (C). A la base de CAL1, D1 indique l'échantillon daté. A la base de CAL1, CAL2 et CAL3, la ligne verticale épaisse indique l'incertitude verticale de la position de la carotte liée à la compaction lors du prélèvement.

Two macrofauna assemblages are present in the core CAL4: a marine assemblage, dominated by *Bittium reticulatum*, and a lagoonal assemblage dominated by *Hydrobia ulvae* [Sabatier *et al.*, 2008]. The lagoonal assemblage is prevalent all along the cores but at the base of CAL4, located in the south part of the lagoon and reaching the base of U2-2, the marine assemblage is dominant.

Three radiocarbon ages have been obtained along the cores. At the base of CAL1, the sample D1, located in the basal part of U2-1 (in the seismic elementary sequence s2), provides an age of 6290-6010 cal yr B.P. (fig. 6). In the CAL4 core, the sample D2, located at the limit between U2-1 and U2-2, provides an age of 5600-5320 cal yr B.P. D3, located in the middle of U2-2 (at the limit between s5 and s6), provides an age of 3230-2,850 cal yr B.P.

#### INTERPRETATION OF SEISMIC AND CORE DATA

Seismic data collected into the Thau lagoon allow two main stages of sediment fill to be distinguished: 1) the first stage corresponds to the basal draping unit U1, which lies on the substratum (U0) and smoothes the irregularities of the latter; 2) the second stage corresponds to a fine grained, aggradational unit (U2), and constitutes the bulk of the lagoon-fill.

The substratum U0 of the lagoon is mainly Pliocene in age according to the available data on the regional geology [Denizot *et al.*, 1967; Barrière et Berger, 1978; Berger *et al.*, 1981; Tessier *et al.*, 2000; Tesson *et al.*, 2005; Raynal *et al.*, 2010], and the strata dip angle observed on the seismic profiles. Its very irregular upper unconformity is interpreted as the result of incision that occurred during the successive Pleistocene sea-level drops (fig. 8A).

No radiocarbon age and sedimentological data are available in the "draping" unit U1, and thus its origin and depositional chronology remain speculative. According to its transparent acoustic facies, geometry and location, U1 must be considered as a composite unit, constituted mainly by continental weathered formations originating from the underlying substrate or by coarse sediments corresponding

to remnants of Pleistocene fluvial terraces [Zecchin *et al.*, 2009] topping substratum highs (fig. 8A). These formations could have been reworked during the transgression. In the troughs, the transparent acoustic facies of U1 could locally correspond to a transgressive sand sheet [e.g. Cattaneo and Steel, 2003]. Sand layers have been cored in the bottom of other lagoons along the Gulf of Lions coastal zone [Raynal *et al.*, 2010; Martin *et al.*, 1981]. They have been interpreted as shoreface sands that were deposited during the first stage of the transgression, prior to the forthcoming closure of the lagoons (fig. 8B, C). This configuration could explain that no wave-cut surface is observed in the Languedocian lagoons [Raynal *et al.*, 2010; Martin *et al.*, 1981]. However, some substrate highs could have been reworked by wind wave into the lagoon (fig. 3B).

The bulk of the lagoon sedimentary fill corresponds to unit U2. According to sedimentological data, U2 has been deposited in a low energy environment. This means that U2 could represent the lagoon fill since the barrier started to be created. The boundaries between the elementary sequences can be interpreted as a change in sedimentation linked to a stop in the sedimentation or a high productivity shells period [Sabatier *et al.*, 2010]. Radiocarbon dating indicates that U2 is Holocene in age and more precisely post-6500 cal yr B.P.

Two sub-units are distinguished (U2-1, U2-2) within U2. In the southern part of the lagoon, U2-1 is characterised by more transparent seismic facies compared to the northern part. This is interpreted as the result of higher energy depositional conditions. Moreover, macrofauna analysis indicates a more marine influence in the south. Thus it is assumed that the sandy barrier already existed and was rapidly formed at the time of U2-1 deposition in an offshore location, since U2-1 is preserved below the present beach barrier (fig. 4B) and is identified in cores collected on the shoreface [Akouango, 1997; Tessier *et al.*, 2000]. As indicated by the abundance of marine fauna, the lagoon was still largely open in the south through wide inlets. This partial closure allows the fast deposition of U2-1 up to 5600-5320 cal yr B.P. (fig. 8D).

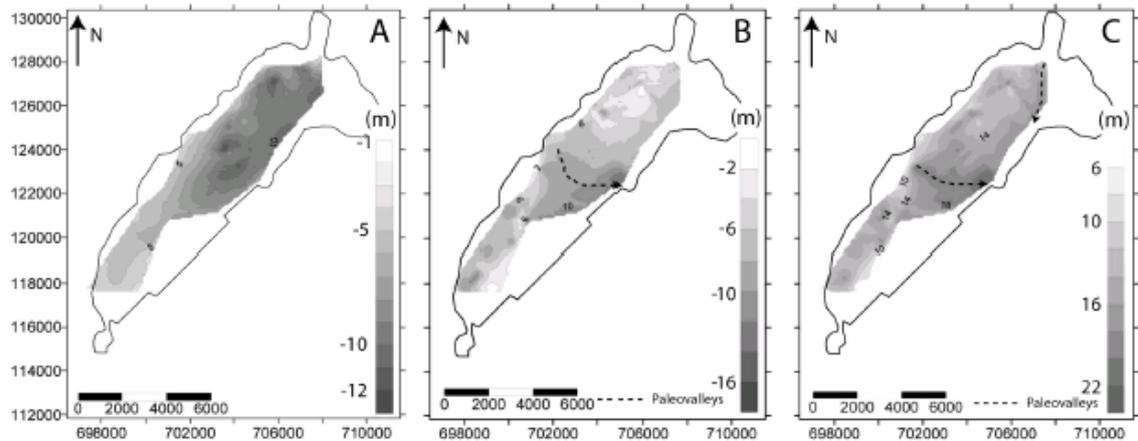


FIG. 5. – The Thau lagoon. (A) Bathymetric map, (B) isohyps map of the substrate top (U0) and (C) isopach map of the sedimentary infill (U1 + U2), reconstructed from the seismic data.

FIG. 5. – Cartes de la lagune de Thau représentant (A) la bathymétrie, (B) les isohypses du toit du substratum (U0) et (C) les isopaques du remplissage sédimentaire (U1 + U2), reconstruites à partir des données sismiques.

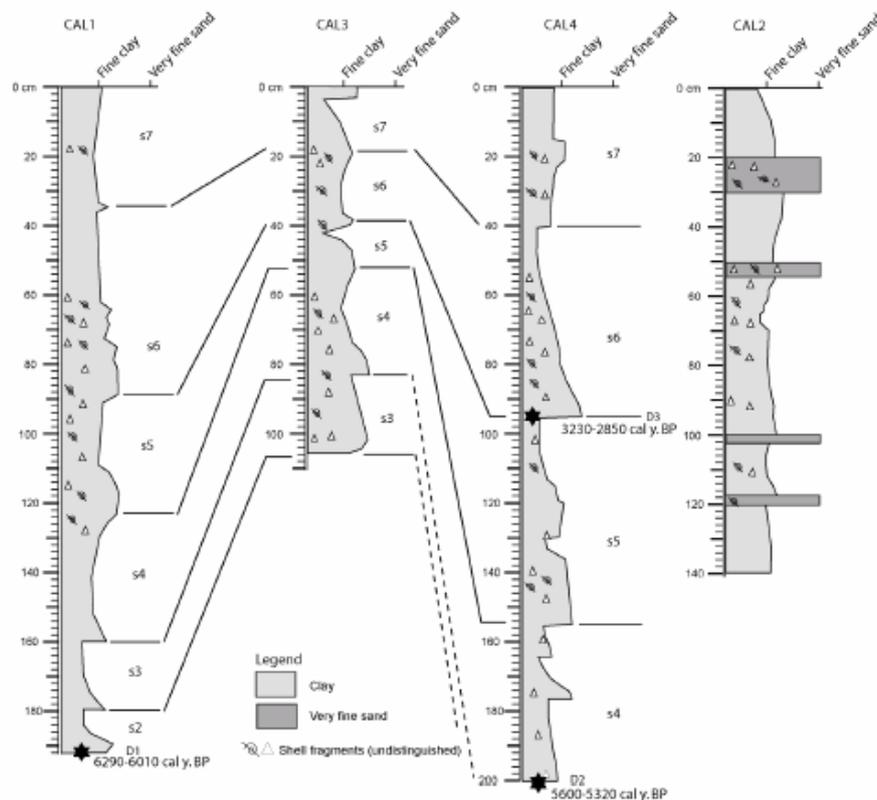


FIG. 6. – Sedimentological log of the CALAMAR cores. CAL1, CAL3 and CAL4 can be well correlated since they are located inside the lagoon. CAL2 is closer to the sandy barrier. It exhibits a homogeneous distribution of sediment with some sandy layers. Dated samples are indicated. s2 to s7: elementary sequences defined on the seismic profiles.

FIG. 6. – Logs sédimentologiques des carottes CALAMAR. CAL1, CAL3 et CAL4 peuvent être corrélées de manière satisfaisante car elles sont positionnées dans la lagune. CAL2 est plus proche du lido. Elle montre une distribution plus homogène du sédiment avec quelques lits sableux intercalés. Les échantillons datés sont indiqués. Les séquences élémentaires de s2 à s7 décrites sur les profils sismiques sont indiquées.

An important change occurred between the deposition of U2-1 and U2-2 sub-units. On the seismic data, U2-2 shows in the seaward edge of the lagoon, landward dipping strata interpreted as washover fans. No washover fans have been observed in U2-1. Similar geometries have been recently imaged in a gravel barrier [Bennett *et al.*, 2009]. This configuration of U2-2 indicates that an important landward migration of the sandy barrier occurred after the deposition of U2-1 (fig. 8E). Migration of the barrier and washover fans evidenced by seismic data, are not observed today probably because of the large size of the present-day barrier, compared to the barriers of the palaeozoic lagoons located eastward [Raynal *et al.*, 2010; Sabatier *et al.*, 2008].

Around 5600-5320 cal yr B.P. U2-2 deposited conformably on U2-1 in the central part of the lagoon, testifying a relative continuity in the infilling. As described previously, in the thickest aggradational part of the infill, U2-1 and U2-2 comprise elementary seismic sequences, 0.5 to 1 m in thickness. The base of each sequence is marked by a shell-rich interval. This interval can be interpreted as a period of high mortality of lagoonal fauna itself resulting from marine incursion in the lagoon, or, on the contrary, as a period of high productivity of lagoonal species.

The age of 5600-5320 cal yr B.P. for the U2-1/U2-2 boundary allows to estimate an average sedimentation rate for U2-2 of 0.37 mm/y at the scale of the late Holocene. Based on this sedimentation rate, the time of deposition of the elementary sequences comprised in U2-2, varies from about 1080 to 1620 years. In addition, the age of the boundary between s5 and s6, i.e. 3230-2850 cal yr B.P., is consistent with this estimated sedimentation rate.

## DISCUSSION

The new results obtained on the Thau lagoon allow discussion of the main factors that have controlled its sedimentary infilling, such as the basement morphology, sediment supply and climate variations.

### The inherited bedrock morphology

The substrate was deeply carved before and during the last glacial maximum regression, acting as sediment traps for early to mid-Holocene deposits in the incised valleys of the inner shelf [Tesson *et al.*, 2005] and in some sheltered areas in the lagoon (i.e. CAL 1 core). This substrate is supposed to be Pliocene in age. The reflector dip of the substrate is coherent with the dip of Pliocene strata outcropping onshore and, in the western part, the Pliocene passes through the bank from the emerged domain to the lagoon. Such a pattern is found in other Languedocian lagoons as the Vic lagoon [Raynal *et al.*, 2010] where the sedimentary infill lies on the underlying Pliocene strata.

In the Thau lagoon area, unit U1 covering the Pliocene substratum shows maximum thickness in the trough, located between the two topographic highs of the substrate (fig. 5b). At the beginning of the deposition of U2-1, the lagoon was quickly isolated from the sea by a south-westward oriented sand spit, which constitutes today the barrier, using the Saint-Clair mount as an anchor point. Hence, the position of the outcrops of the Saint-Clair mount and Agde volcanic mount has clearly influenced the position of the barrier. Many authors have already demonstrated that the bedrock

has a significant influence on barrier dynamic [e.g. Belknap and Kraft, 1985; Riggs *et al.*, 1995; Heap and Nichol, 1997; Fitzgerald *et al.*, 2000; Bertin *et al.*, 2004; Browder and McNinch, 2006; Burningham, 2008].

As already evidenced in other studies [Cooper, 2001; Regnaud *et al.*, 2004], the inherited bedrock has finally exerted a direct influence on wave action and, as a consequence, on the geometry of the lagoonal deposits.

### Sediment supply

Thanks to a general westward littoral drift, the Rhone delta, located at about 100 km to the east of the Thau lagoon, is the main provider of sediment, since the late Holocene, to the shoreface and adjacent coastal zones in the northern part of the Gulf of Lions. Relative sea-level rise and fluvial sediment discharge are assumed to be the main controlling factors of the delta evolution [L'Homer *et al.*, 1981; Oomkens, 1970; Pons *et al.*, 1979; Provansal *et al.*, 2003]. The edification of the Rhone delta started 7200 years ago, using the Saint Ferréol channel located in the central western part of the present-day deltaic system. Between 7200 and 6000 yr B.P., a first deltaic lobe (St Ferréol lobe) developed thanks to large sediment supply. Relative sea level rise is frequently proposed as the factor responsible for barrier construction [Hesp and Short, 1999; Davis and Fitzgerald, 2004]. The early construction of the sandy barrier of the Thau lagoon could also be linked to this first stage of construction of the Rhône delta. Sediment supply from adjacent fluvial source and the exportation of sediment to the shelf has been evidenced on the Atlantic coast [Chaumillon and Weber, 2006; Fitzgerald *et al.*, 2000 and 2005], in the Mediterranean Sea [Certain *et al.*, 2005] and in Africa [Anthony *et al.*, 1999]. The first main avulsion of the Rhône outlet occurred 6000 years ago, leading to the construction, between 6000 and 5350 yr B.P., of a new lobe west of the first one. This period corresponds to the main construction of the Thau sandy barrier and the coeval deposition of U2-1. Shortly after, the delta plain developed a multilobate shape with the construction of a new lobe, the Ulmet lobe, in the

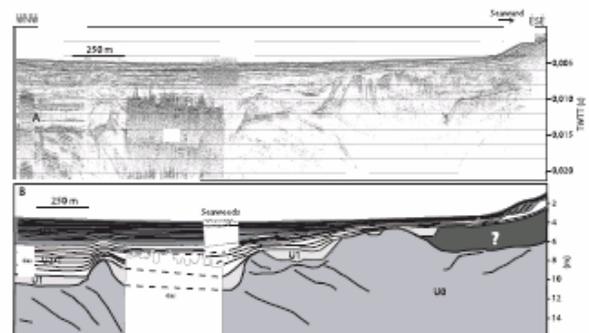


FIG. 7. – (A) seismic profile P25 (cf. fig. 1 for location) and (B) interpretation. This profile shows the seaward edge of the lagoon-fill, i.e. the landward side of the sandy barrier, where the upper unit U2-2 is made of a landward migrating body interpreted as a series of washover fans.

FIG. 7. – (A) Profil sismique P25 (cf. fig. 1 pour la position) et (B) son interprétation. Ce profil illustre la bordure orientale de la lagune proche de la mer, i.e. le côté interne du lido, où la sous-unité U2-2 présente des corps sédimentaires progadant vers le continent et interprétés comme des cônes de débordement.

An important change occurred between the deposition of U2-1 and U2-2 sub-units. On the seismic data, U2-2 shows in the seaward edge of the lagoon, landward dipping strata interpreted as washover fans. No washover fans have been observed in U2-1. Similar geometries have been recently imaged in a gravel barrier [Bennett *et al.*, 2009]. This configuration of U2-2 indicates that an important landward migration of the sandy barrier occurred after the deposition of U2-1 (fig. 8E). Migration of the barrier and washover fans evidenced by seismic data, are not observed today probably because of the large size of the present-day barrier, compared to the barriers of the palaeozoic lagoons located eastward [Raynal *et al.*, 2010; Sabatier *et al.*, 2008].

Around 5600-5320 cal yr B.P. U2-2 deposited conformably on U2-1 in the central part of the lagoon, testifying a relative continuity in the infilling. As described previously, in the thickest aggradational part of the infill, U2-1 and U2-2 comprise elementary seismic sequences, 0.5 to 1 m in thickness. The base of each sequence is marked by a shell-rich interval. This interval can be interpreted as a period of high mortality of lagoonal fauna itself resulting from marine incursion in the lagoon, or, on the contrary, as a period of high productivity of lagoonal species.

The age of 5600-5320 cal yr B.P. for the U2-1/U2-2 boundary allows to estimate an average sedimentation rate for U2-2 of 0.37 mm/y at the scale of the late Holocene. Based on this sedimentation rate, the time of deposition of the elementary sequences comprised in U2-2, varies from about 1080 to 1620 years. In addition, the age of the boundary between s5 and s6, i.e. 3230-2850 cal yr B.P., is consistent with this estimated sedimentation rate.

## DISCUSSION

The new results obtained on the Thau lagoon allow discussion of the main factors that have controlled its sedimentary infilling, such as the basement morphology, sediment supply and climate variations.

### The inherited bedrock morphology

The substrate was deeply carved before and during the last glacial maximum regression, acting as sediment traps for early to mid-Holocene deposits in the incised valleys of the inner shelf [Tesson *et al.*, 2005] and in some sheltered areas in the lagoon (i.e. CAL 1 core). This substrate is supposed to be Pliocene in age. The reflector dip of the substrate is coherent with the dip of Pliocene strata outcropping onshore and, in the western part, the Pliocene passes through the bank from the emerged domain to the lagoon. Such a pattern is found in other Languedocian lagoons as the Vic lagoon [Raynal *et al.*, 2010] where the sedimentary infill lies on the underlying Pliocene strata.

In the Thau lagoon area, unit U1 covering the Pliocene substratum shows maximum thickness in the trough, located between the two topographic highs of the substrate (fig. 5b). At the beginning of the deposition of U2-1, the lagoon was quickly isolated from the sea by a south-westward oriented sand spit, which constitutes today the barrier, using the Saint-Clair mount as an anchor point. Hence, the position of the outcrops of the Saint-Clair mount and Agde volcanic mount has clearly influenced the position of the barrier. Many authors have already demonstrated that the bedrock

has a significant influence on barrier dynamic [e.g. Belknap and Kraft, 1985; Riggs *et al.*, 1995; Heap and Nichol, 1997; Fitzgerald *et al.*, 2000; Bertin *et al.*, 2004; Browder and McNinch, 2006; Burningham, 2008].

As already evidenced in other studies [Cooper, 2001; Regnaud *et al.*, 2004], the inherited bedrock has finally exerted a direct influence on wave action and, as a consequence, on the geometry of the lagoonal deposits.

### Sediment supply

Thanks to a general westward littoral drift, the Rhone delta, located at about 100 km to the east of the Thau lagoon, is the main provider of sediment, since the late Holocene, to the shoreface and adjacent coastal zones in the northern part of the Gulf of Lions. Relative sea-level rise and fluvial sediment discharge are assumed to be the main controlling factors of the delta evolution [L'Homer *et al.*, 1981; Oomkens, 1970; Pons *et al.*, 1979; Provansal *et al.*, 2003]. The edification of the Rhone delta started 7200 years ago, using the Saint Ferréol channel located in the central western part of the present-day deltaic system. Between 7200 and 6000 yr B.P., a first deltaic lobe (St Ferréol lobe) developed thanks to large sediment supply. Relative sea level rise is frequently proposed as the factor responsible for barrier construction [Hesp and Short, 1999; Davis and Fitzgerald, 2004]. The early construction of the sandy barrier of the Thau lagoon could also be linked to this first stage of construction of the Rhône delta. Sediment supply from adjacent fluvial source and the exportation of sediment to the shelf has been evidenced on the Atlantic coast [Chaumillon and Weber, 2006; Fitzgerald *et al.*, 2000 and 2005], in the Mediterranean Sea [Certain *et al.*, 2005] and in Africa [Anthony *et al.*, 1999]. The first main avulsion of the Rhône outlet occurred 6000 years ago, leading to the construction, between 6000 and 5350 yr B.P., of a new lobe west of the first one. This period corresponds to the main construction of the Thau sandy barrier and the coeval deposition of U2-1. Shortly after, the delta plain developed a multilobate shape with the construction of a new lobe, the Ulmet lobe, in the

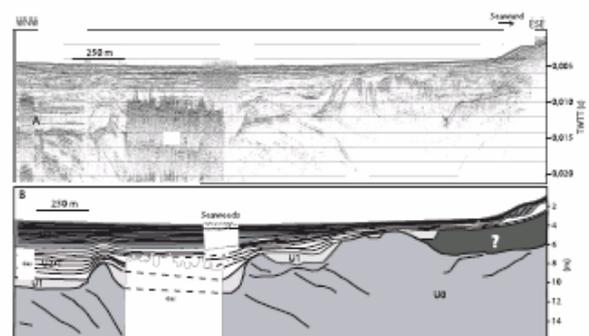


FIG. 7. – (A) seismic profile P25 (cf. fig. 1 for location) and (B) interpretation. This profile shows the seaward edge of the lagoon-fill, i.e. the landward side of the sandy barrier, where the upper unit U2-2 is made of a landward migrating body interpreted as a series of washover fans.

FIG. 7. – (A) Profil sismique P25 (cf. fig. 1 pour la position) et (B) son interprétation. Ce profil illustre la bordure orientale de la lagune proche de la mer, i.e. le côté interne du lido, où la sous-unité U2-2 présente des corps sédimentaires progadant vers le continent et interprétés comme des cônes de débordement.

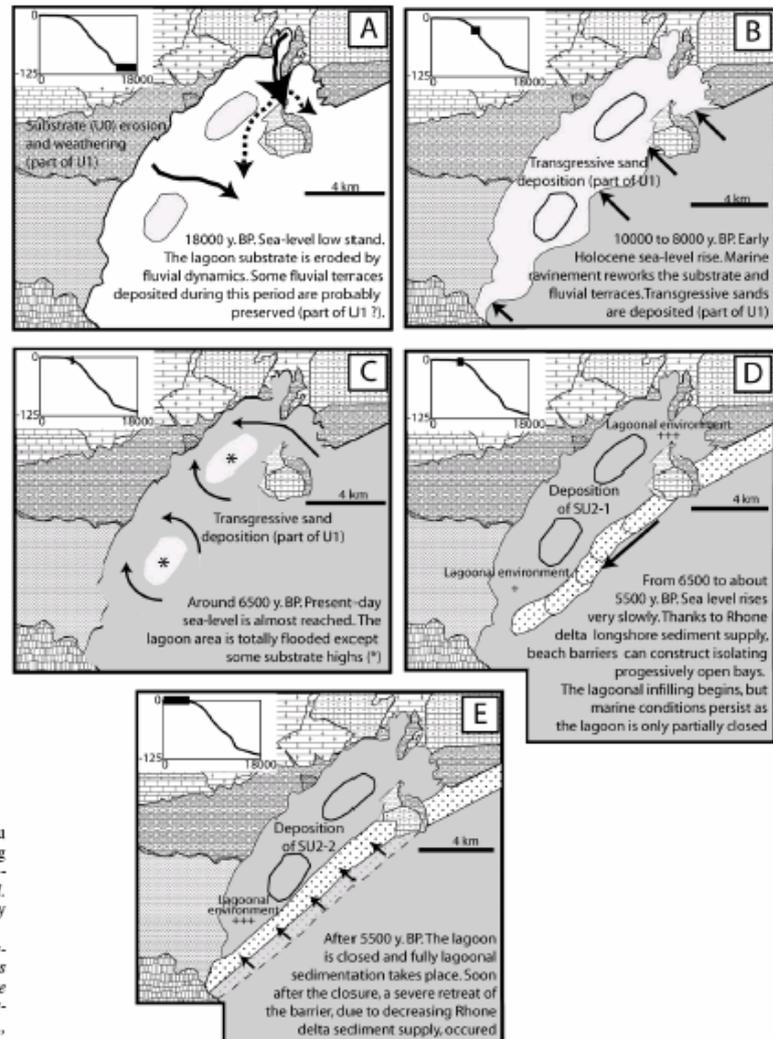


FIG. 8. – Palaeogeographic reconstruction of the Thau lagoon formation and successive infilling steps during the Holocene sea level fluctuations (curve in the upper left corner after Fairbanks [1989]; Bard *et al.* [1990]; Hanebuth *et al.* [2000]; Dubar and Anthony [1995]).

FIG. 8. – Reconstruction paléogéographique de la formation de la lagune de Thau et des étapes successives de remplissage pendant la transgression holocène (courbe dans le coin supérieur gauche d'après Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990; Hanebuth *et al.*, 2000; Dubar and Anthony, 1995).

eastern part of the delta [L'Homer, 1975]. According to Vella *et al.* [2005], this phase could have been initiated as soon as  $5780 \pm 40$  yr B.P. From that time, the sediment supply in the western part of the delta decreased drastically. As a consequence, sandy barriers located to the west of the delta, including the Thau lagoon barrier, probably started to retreat rapidly because of this decrease in sediment supply from the Rhône delta. As soon as the barrier started to retreat, the deposition of U2-2 started and continued until the present day.

#### Climate variations

Around 6000 yr B.P., the sea had almost reached its present-day level [Labeyrie *et al.*, 1976; Aloisi *et al.*, 1978; Dubar and Anthony, 1995]. From that time climate fluctuations appear to be one of the major forcing factors of coastal geomorphology evolution [Dabrio *et al.*, 2000; Zazo *et al.*,

2008; Allard *et al.*, 2009; Billeaud *et al.*, 2009]. North-Atlantic millennial-scale climate changes or RCC (rapid climate changes), including Dansgaard/Oeschger oscillations, Heinrich and Bond events, are generally evoked to describe these fluctuations [Bond *et al.*, 1997; deMenocal *et al.*, 2000; Zic *et al.*, 2002; Timmermann *et al.*, 2003; Mayewski *et al.*, 2004; Debret *et al.*, 2007]. Along the Atlantic – Mediterranean coasts of south Spain, Zazo *et al.* [2008] demonstrated how changes in coastal morphology evolution have been controlled by millennial periodicity climate crisis in relation to the Bond events. Two major RCC are generally mentioned, one around 6000-5000 yr B.P., a second around 3500-2500 yr B.P. Two minor RCC are generally mentioned at about 4200-3800 yr B.P., and at 1200-1000 yr B.P. The first main Rhône outlet avulsion, which is assumed to have influenced the construction and migration rate of the barrier, is coeval with the 6000-5000 yr B.P. RCC. Without accurate chronological control, it is however not

possible to discuss further about the potential impact of late Holocene climatic fluctuations on the Thau lagoon infilling and associated barrier evolution. However, it is worth noting that the lagoon infill has lasted about 6500 years, and is composed of seven elementary sequences. Hence, these sequences have a millennial time-scale fitting that of late Holocene climate changes as observed in other coastal environments [Amorosi *et al.*, 2005; Billeaud *et al.*, 2009; Sorrel *et al.*, 2009].

## CONCLUSION

The present study highlights the Holocene sedimentary infilling of the Thau lagoon, the largest lagoon of the Languedoc-Roussillon coast (SE France). The infilling is made up of one main sedimentary unit composed principally of lagoonal muds. This unit rests on a relatively thin basal formation that represents the first stage of the lagoon infilling above the eroded rocky basement. The nature of these basal deposits is unknown. We believe they correspond to remnants of Pleistocene terraces or (and) early Holocene sand sheets that were laid down during the first stages of the transgression. In the bulk of the lagoon sediment-fill, two major steps, related to the evolution of the sandy barrier, have been distinguished: (1) a first step of

lagoon infilling started around 6500 yr B.P., when the lagoon was semi enclosed. The barrier development was controlled by a large amount of sediments delivered by the Rhône River and by relative sea level rise; (2) a second step that started at 5400 yr B.P. The lagoon was closed, and the barrier was retreating severely, probably in response to a decrease in sediment supplied by the Rhône delta related to the eastward shift of its main lobe. Our study points out that three main factors have controlled the evolution of the Thau lagoon area, (1) the decrease of relative sea level rise is responsible for the main phase of construction of the barrier; (2) the bedrock morphology controls the location of barrier anchor points, the lagoon fill thickness and the location of the lagoon depocentres. In addition, bedrock highs into the lagoon induce differentiated infill geometries; (3) sediment supply controls the barrier development and dynamics. The Rhône Delta is the main source of sediment in the lagoon area. We propose that the lagoon sedimentary infill has recorded the first steps of the delta construction during the late Holocene, since these steps may have a direct impact on the sandy barrier behaviour. The causes of these major stages are probably related to climate changes. However, our data do not allow us to reach a firm conclusion that climate fluctuations, such as the late Holocene millennial climate cycles, are recorded in the lagoonal mud succession.

## References

- AKOUANGO E. (1997). – Morphodynamique et dynamique sédimentaire dans le golfe du Lion. Contribution à l'étude de la zone côtière dans l'Actuel et le Quaternaire récent. – Unpublished PhD thesis, Université de Perpignan, 191 p.
- ALLARD J., CHAUMILLON E. & FÉNÈS H. (2009). – A synthesis of morphological evolutions and Holocene stratigraphy of a wave-dominated estuary: The Arcachon lagoon, SW France. – *Continental Shelf Res.*, 29, 8, 957-969.
- ALOÏSI J., MONACO A., PLANCHAIS N., THOMMERET J. & THOMMERET Y. (1978). – The Holocene 282 transgression in the Golfe du Lion, southeastern France: paleogeographic and paleobotanical evolution. – *Geogr. Phys. Quat.*, 15, 145-162.
- AMOROSI A., CENTINEO M.C., COLALONGO M.L. & FIORINI F. (2005). – Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy. – *Mar. Geol.*, 222-223, 7-18.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., FIORINI F., FUSCO F., PASINI G., VAJANI S.C. & SARTI G. (2004). – Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150 ky core records. – *Global and Planetary Change*, 40, 1-2, 55-78.
- ANTHONY E.J. & BLIVI A.B. (1999). – Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier-lagoon complex, western Bight of Benin. – *Mar. Geol.*, 158, 1-4, 161-176.
- AQUILINA L., LADOCHE B., DOERFLIGER N. & BAKALOWICZ M. (2003). – Deep water circulation, residence time, and chemistry in a karst complex. – *Ground Water*, 41, 790-805.
- BARD E., HAMELIN B., FAIRBANKS R.G. & ZINDLER A. (1990). – Calibration of the <sup>14</sup>C timescale over the past 30000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. – *Nature*, 345, 405-410.
- BARRIÈRE J. & BERGER G. (1978). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 1040. – 1ère édition. 1 feuille en couleur, et notice explicative par BERGER G. *et al.*, 31 p. – BRGM éditions, Orléans.
- BARUSSEAU J.-P., AKOUANGO E., BÀ M., DESCAMPS C. & GOLF A. (1996). – Evidence for short term retreat of the barrier shorelines. – *Quatern. Sci. Rev.*, 15, 763-771.
- BELLOTTI P., CARBONI M.G., DI BELLA L., PALAGI I. & VALERI P. (1994). – Benthic foraminiferal assemblages in the depositional sequence of the Tiber Delta. – *Boll. Soc. Paleontol. Ital., Spec. vol. 2*, 29-40.
- BELKNAP D.F. & KRAFT J.C. (1985). – Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems. – *Mar. Geol.*, 63, 1-4, 235-262.
- BENABDELLOUAHED M. (2005). – Etude du remplissage holocène de l'étang de Thau, golfe du Lion (Analyse par prospection sismique THR). – Rapport de Master 2 Recherche, Université de Caen, 76 p.
- BENNETT M.R., CASSIDY N.J. & PILE J. (2009). – Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. – *Geomorphology*, 109, 3-4, 218-229.
- BERGER G., FEIST R. & FREYET P. (1981). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 1015. – 1ère édition. 1 file en coul., et notice explicative 42 p. – BRGM éditions, Orléans.
- BERTIN X., CHAUMILLON E., WEBER N. & TESSON M. (2004). – Morphological evolution and time-varying bedrock control of main channel at a mixed energy tidal inlet: Maumusson Inlet, France. – *Mar. Geol.*, 204, 1-2, 187-202.
- BERTIN X. & CHAUMILLON E. (2005). – New insights in shallow gas generation thank to VHR seismic and bathymetric data in the Marennes-Oléron bay, France. – *Mar. Geophys. Res.*, 245, 65-88.
- BILLEAUD I., CHAUMILLON E. & WEBER O. (2005). – Evidence of a major environmental change recorded in a macrotidal bay (Marennes-Oléron Bay, France) by correlation between VHR seismic profiles and cores. – *Geo-Mar. Lett.*, 25, 1, 1-10.
- BILLEAUD I., TESSIER B., LESUEUR P. & CALINE B. (2007). – Preservation potential of highstand coastal sedimentary bodies in a macrotidal basin: Example from the Bay of Mont-Saint-Michel, NW France. – *Sediment. Geol.*, 202, 4, 754-775.
- BILLEAUD I., TESSIER B. & LESUEUR P. (2009). – Impacts of Late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). – *Geology* (sous presse).

- BOND G., SHOWER W., CHESEB M., LOTTI R., ALMASI P., DEMENOCAL P., PRIORE P., CULLEN H., HAJDAS I. & BONANI G. (1997). – A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. – *Science*, **278**, 5341, 1257-1266.
- BROWDER A.G. & MCNINCH J.E. (2006). – Linking framework geology and nearshore morphology: Correlation of paleo-channels with shore-oblique sandbars and gravel outcrops. – *Mar. Geol.*, **231**, 1-4, 141-162.
- BURNINGHAM H. (2008). – Contrasting geomorphic response to structural control: The Loughros estuaries, northwest Ireland. – *Geomorphology*, **97**, 3-4, 300-320.
- CATTANEO A. & STEEL R.J. (2003). – Transgressive deposits: a review of their variability. – *Earth-Sci. Rev.*, **62**, 187-228.
- CERTAIN R. (2002). – Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres: le golfe du Lion (Languedoc – Roussillon). – Unpublished PhD thesis, Univ. Perpignan, 209 p.
- CERTAIN R., MEULÉ S., REY V. & PINAZO C. (2005a). – Wave transformation on a microtidal barred beach (Sète, France). – *J. Marine Systems*, **38**, 19-34.
- CERTAIN R., TESSIER B., BARUSSEAU J., COURP T. & PAUC H. (2005b). – Sedimentary balance and sand stock availability along a littoral system. The case of the western Gulf of Lions littoral prism (France) investigated by very high resolution seismic. – *Mar. Petrol. Geol.*, **22**, 889-900.
- CERTAIN R., TESSIER B., COURP T., BARUSSEAU J.-P. & PAUC H. (2004). – Reconnaissance par sismique très haute résolution du remplissage sédimentaire de la lagune de Leucate (Aude et Pyrénées-Orientales – SE France). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **175**, 35-48.
- CHASSEFIÈRE B. (1968). – Sur la sédimentologie et quelques aspects d'hydrologie de l'étang de Thau (Hérault). – Unpublished PhD thesis, Univ. Montpellier, 135 p.
- CHAUMILLON E., TESSIER B. & REYNAUD J.-Y., Eds (2010). – French incised valleys and estuaries. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **181**, 2, 152 p.
- CHAUMILLON E. & WEBER N. (2006). – Spatial variability of modern incised valleys on the French Atlantic coast: Comparison between the Charente (Pertuis d'Antioche) and the Lay-Sèvre (Pertuis Breton) incised-valleys. In: R. W. DALRYMPLE, D. A. LECKIE and R. W. TILLMAN, Eds., Incised valleys in time and space. – *SEPM Spec. publ.*, **85**, 57-85.
- COOPER J.A.G. (2001). – Geomorphological variability among microtidal estuaries from the wave-dominated South African coast. – *Geomorphology*, **40**, 1-2, 99-122.
- DABRIO C.J., ZAZO C., GOY J.L., SIERRA F.J., BORJA F., LARIO J., GONZÁLEZ J.A. & FLORES J.A. (2000). – Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, southern Spain). – *Mar. Geol.*, **162**, 2-4, 381-404.
- DALRYMPLE R.W., ZAITLIN B.A. & BOYD R. (1992). – Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. – *J. Sediment. Res.*, **62**, 6, 1130-1146.
- DAVIS R.A. & FITZGERALD D.M. (2004). – Beaches and coasts. – Blackwell Publishing, Malden, 419 p.
- DEBRET M., BOUT-ROUMAZELLES V., GROUSSET F., DESMET M., McMANUS J.F., MASSEI N., SEBAG D., PETIT J.-R., COPARD Y. & TRENTESAUX A. (2007). – The origin of the 1500 years climate cycles in Holocene North-Atlantic records. – *Clim. Past Discussions*, **3**, 679-692.
- DE MENOCAL P., ORTIZ J., GUILDERSON T. & SARNTHEIN M. (2000). – Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. – *Science*, **288**, 5474, 2198-2202.
- DENIZOT G., COMBES P.-J., BERTRAND J., SEGURET M., MAGNÉ G., MAGNÉ J., RAGOT M. & GOTTIS M. (1967). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 1016. – 1ère édition, 1 file en coul., et notice explicative 10 p. – BRGM éditions, Orléans.
- DUBAR M. & ANTHONY E.J. (1995). – Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. – *Quatern. Res.*, **43**, 329-343.
- FAIRBANKS R.G. (1989). – A 17000 year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. – *Nature*, **342**, 637-642.
- FITZGERALD D.M., BUYNEVICH I.V., FENSTER M.S., KELLEY J.T. & BELKNAP D.F. (2005). – Coarse-grained sediment transport in northern New England estuaries: a synthesis. In: D. M. FITZGERALD and J. KNIGHT, Eds., High resolution morphodynamics and sedimentary evolution of estuaries. – *Coastal Systems and Continental Margins*, Springer, **8**, 195-214.
- FITZGERALD D.M., BUYNEVICH I.V., FENSTER M.S. & MCKINLAY P.A. (2000). – Sand dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary. – *Sediment. Geol.*, **131**, 25-49.
- GANGNERY A., BACHER C. & BUESTEL D. (2001). – Assessing the production and the impact of the cultivated oysters in the Thau lagoon (Mediterranean, France) with a population dynamics model. – *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, **58**, 1012-1020.
- GARCÍA-GIL S., VILAS F. & GARCÍA-GARCÍA A. (2002). – Shallow gas features in incised-valley fills (Vigo ria, NW Spain). – *Cont. Shelf Res.*, **22**, 2303-2315.
- HAMILTON E.L. (1972). – Compressional-wave attenuation in marine sediments. – *Geophysics*, **37**, 620-646.
- HANNENBUTH T.J.J., STATTEGER K. & GROOTES P.M. (2000). – Rapid flooding of the Sunda Shelf – a late-glacial sea-level record. – *Science*, **288**, 1033-1035.
- HEAP A.D. & NICHOL S.L. (1997). – The influence of limited accommodation space on the stratigraphy of an incised-valley succession: Weiti River estuary, New Zealand. – *Mar. Geol.*, **144**, 1-3, 229-252.
- HESP P.A. & SHORT A.D. (1999). – Barrier morphodynamics. In: A. D. SHORT, Ed., Handbook of beach and shoreface morphodynamics. – John Wiley & Sons Ltd, New York, 307-333.
- L'HOMER A. (1975). – Notice de la carte géologique des Saintes-Maries-de-la-Mer au 1/50 000; Feuille 1018, 33 p. – BRGM Editions, Orléans.
- L'HOMER A., BAZILE A., THOMMERET J. & THOMMERET Y. (1981). – Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7 000 B.P. à nos jours. Variations du niveau marin. – *Oceanis*, **7**, 4, 389-408.
- LABEYRIE J., LALOU C., MONACO A. & THOMMERET J. (1976). – Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte de Roussillon de -33 000 ans B.P. à nos jours. Chronology of eustatic levels on the Roussillon coast from 33,000 years ago to the present. – *C. R. Acad. Sci., Série D, Sciences Naturelles*, **282**, 349-352.
- MARTIN R.T., GADEL F.Y. & BARUSSEAU J.-P. (1981). – Holocene evolution of the Canet St Nazaire lagoon (golfe du Lion, France) as determined from a study of sedimentological properties. – *Sedimentology*, **28**, 823-836.
- MASSARI F., RIO D., SERANDREI BARBERO R., ASIOLI A., CAPRARO L., FORNACIARI E. & VERGERIO P.P. (2004). – The environment of Venice area in the past two million years. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **202**, 273-308.
- MAYEWSKI P.A., ROHLING E.E., CURT STAGER, J., KARLÉN W., MAASCH K.A., DAVID MEERER L., MEYERSON E.A., GASSE F., VAN KREVELD S., HOLMGREN K., LEE-THORP J., ROSQVIST G., RACK F., STAUBWASSER M., SCHNEIDER R.R., & STEIG E.J. (2004). – Holocene climate variability. – *Quatern. Res.*, **62**, 3, 243-255.
- MILLET B. (1989). – Fonctionnement hydrodynamique du bassin de Thau. Validation écologique d'un modèle numérique de circulation. – *Oceanol. Acta*, **12**, 1, 37-46.
- MILLOT C. (1990). – The Gulf of Lions hydrodynamics. – *Continental Shelf Res.*, **10**, 885-894.
- MITCHUM R.M.J. & VAIL P.R. (1977). – Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C.E. PAYTON, Ed., Seismic stratigraphy – Applications to hydrocarbon exploration. – *Mem. AAPG*, Tulsa, **26**, 135-144.
- OOMKENS E. (1970). – Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. In: J.P. MORGAN and R.H. SHAVER, Eds., Deltaic sedimentation. Modern and ancient. – *SEPM Spec. Publ.*, **15**, 198-211.
- PINAULT J.-L., DOERFLIGER N., LADOCHE B. & BAKALOWICZ M. (2004). – Characterizing a coastal karst aquifer using an inverse modeling approach: The saline springs of Thau, southern France. – *Water Resour. Res.*, **40**, W08501, doi: 10.1029/2003WR002553.
- PLANCHAIS N., GADEL F., BARUSSEAU J.P. & BUSCAIL R. (1984). – Palynologie et sédimentologie d'un dépôt vaso-tourbeux daté de 7 000 ans B.P., situé à Saint Cyprien (Pyrénées Orientales). – *C. R. Acad. Sci., Paris*, **298**, 321-329.
- PONS A., TONI CL. & TRIAT H. (1979). – Edification de la Camargue et histoire Holocène de sa végétation. – *Terre et vie, Rev. Ecol., suppl.*, **2**, 14-29.
- PROKOPENKO A.A., KARABANOV E.B., WILLIAMS D.F., KUZMIN M.I., KHURSEVICH G.K. & GVOZDKOV A.A. (2001). – The detailed record of climatic events during the past 75000 yrs B.P. from the Lake Baikal drill core BDP-93-2. – *Quatern. Internat.*, **80-81**, 59-68.

- PROVANSAL M., VELLA C., ARNAUD-FASSETTA G., SABATIER F. & MAILLET G. (2003). – Role of fluvial sediment inputs in the mobility of the Rhône delta Coast (France). – *Geomorphol.: Relief, Process., Environ.*, 4, 271-282.
- RAYNAL O. (2008). – Architectures de dépôts et facteurs de contrôle d'un système côtier à faibles apports sédimentaires – le littoral languedocien (golfe du Lion, Sud de la France). – Unpublished PhD thesis, Univ. Montpellier II, 153 p.
- RAYNAL O., BOUCHETTE F., CERTAIN R., SÉRANNE M., DEZILEAU L., SABATIER P., LOFI J., BUI XUAN HY A., BRIQUEU L., PEZARD P. & TESSIER B. (2010). – Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamic of a wave-dominated coastal system (Holocene deposits, northern Gulf of Lions, France). – *Mar. Geol.*, 264, 3-4, 242-257.
- RAYNAL O., BOUCHETTE F., CERTAIN R., SÉRANNE M., SABATIER P., LOFI J., DEZILEAU L., BRIQUEU L., FERRER P., COURP T. & TESSIER B. (2010). – Holocene evolution of languedocien lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (northern Gulf of Lions, France). In : E. CHAUMILLON, B. TESSIER and J.-Y. REYNAUD, Eds. French incised valleys and estuaries. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, 181, 2, 211-224.
- REGNAULD H., PIRAZZOLI P.A., MORVAN G. & RUZ M. (2004). – Impacts of storms and evolution of the coastline in western France. – *Mar. Geol.*, 210, 1-4, 325-337.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J. W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GULDERSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004). – IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr B.P. – *Radiocarbon*, 46, 3, 1029-1058.
- REINSON G.E. (1992). – Transgressive barrier island and estuarine systems. In: R. G. WALKER and N. P. JAMES, Ed., *Facies models: response to sea level change*. – Geological Association of Canada, Waterloo, 179-194.
- RICCI LUCCHI M., FIORINI F., LUISA COLALONGO M. & VITTORIO CURZI P. (2006). – Late-Quaternary paleoenvironmental evolution of Lesisina lagoon (southern Italy) from subsurface data. – *Sediment. Geol.*, 183, 1-2, 1-13.
- RIGGS S.R., CLEARY W.J. & SNYDER S.W. (1995). – Influence of inherited geologic framework on barrier shoreline morphology and dynamics. – *Mar. Geol.*, 126, 1-4, 213-234.
- SABATIER P., DEZILEAU L., BARBIER M., RAYNAL O., LOFI J., BRIQUEU L., CONDOMINES M., BOUCHETTE F., CERTAIN R., VAN GRAFENSTEIN U., JORDA C. & BLANCHEMANCHE P. (2010). – Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France). – *Bull. Soc. géol. France*, 181, 1, 27-36.
- SABATIER P., DEZILEAU L., CONDOMINES M., BRIQUEU L., COLIN C., BOUCHETTE F., LE DUFF M. & BLANCHEMANCHE P. (2008). – Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). – *Mar. Geol.*, 251, 224-232.
- SCHMIDT S., JOUANNEAU J.-M., WEBER O., LECROART P., RADAKOVITCH O., GILBERT F. & JÉZÉQUEL D. (2007). – Sedimentary processes in the Thau Lagoon (France): From seasonal to century time scales. – *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 72 (3), 534-542.
- SIMEONI U., FONTOLAN G., TESSARI U. & CORBAU C. (2007). – Domains of spit evolution in the Goro area, Po Delta, Italy. – *Geomorphology*, 86, 3-4, 332-348.
- SIMPKIN P.G. & DAVIS A. (1993). – For seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. – *Sea Technol.*, 34, 9.
- S.H.O.M. (2003). – Tide tables, Tome I, French Harbors. Edition 2003.
- SOLETCHEVNIK P., HUVET A., LE MOINE O., RAZET D., GEAIROU P., FAURY N., GOULLETOUER P. & BOUDRY P. (2002). – A comparative field study of growth, survival and reproduction of *Crassostrea gigas*, *C. angulata* and their hybrids. – *Aquatic Living Resources*, 15, 243-250.
- SORREL P., TESSIER B., DEMORY F., DELSINNE N. & MOUAZÉ D. (2009). – Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). – *Quatern. Sci. Rev.*, 28, 499-516.
- SUURSAAR Ü., JAAGUS J., KONT A., RIVIS R. & TÖNNISSON H. (2008). – Field observations on hydrodynamic and coastal geomorphic processes off Harilaid Peninsula (Baltic Sea) in winter and spring 2006-2007. – *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 80, 1, 31-41.
- TESSIER B., CERTAIN R., BARUSSEAU J.-P. & HENRIET J.-P. (2000). – Evolution historique du prisme littoral du lido de l'étang de Thau (Sète, Sud-Est de la France). Mise en évidence par sismique réflexion très haute résolution. – *C. R. Acad. Sci., Paris*, 331, 709-716.
- TESSON M., LABAUNE C. & GENSOUS B. (2005). – Small rivers contribution to the Quaternary evolution of a Mediterranean littoral system: The western gulf of Lion, France. – *Mar. Geol.*, 222-223, 313-334.
- TIMMERMANN A., GILDOR H., SCHULZ M. & TZIFERMAN E. (2003). – Coherent resonant millennial-scale climate oscillations triggered by massive meltwater pulses. – *Journal of Climate*, 16, 15, 2569-2585.
- ULSES C., ESTOURNEL C., DURRIEU DE MADRON X. & PALANQUES A. (2008). – Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storms and floods. – *Continental Shelf Res.*, 28, 2048-2070.
- VELLA C., FLEURY T.-J., RACCASI G., PROVANSAL M., SABATIER F. & BOURCIER M. (2005). – Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. – *Mar. Geol.*, 222-223, 235-265.
- VELLA C. & PROVANSAL M. (2000). – Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhône delta, France. – *Mar. Geol.*, 170, 27-39.
- ZAZO C., DABRIO C.J., GOY J.L., LARIO J., CABERO A., SILVA P.G., BARDAJÍ T., MERCIER N., BORJA F. & ROQUERO E. (2008). – The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. – *Quatern. Internat.*, 181, 1, 72-87.
- ZECCHIN M., BARADELLO L., BRANCOLINI G., DONDA F., RIZZETTO F. & TOSI L. (2008). – Sequence stratigraphy based on high-resolution seismic profiles in the late Pleistocene and Holocene deposits of the Venice area. – *Mar. Geol.*, 253, 185-198.
- ZECCHIN M., CIVILE D., CAFFAU M. & RODA C. (2009). – Facies and cycle architecture of a Pleistocene marine terrace (Crotona, southern Italy): A sedimentary response to late Quaternary, high-frequency glacio-eustatic changes. – *Sediment. Geol.*, 216, 3-4, 138-157.
- ZIC M., NEGRINI R.M. & WIGAND P.E. (2002). – Evidence of synchronous climate change across the northern Hemisphere between the North Atlantic and the northwestern Great Basin, United States. – *Geology*, 30, 7, 635-638.





# Annexe 5 – Acte de congrès étendu pour la conférence internationale Coastal Dynamics 2009 à Tokyo au Japon.

## CONCEPTUAL MODELLING OF A DOUBLE CRESCENTIC BARRED COAST (LEUCATE BEACH, FRANCE)

Pierre Ferrer<sup>1</sup>, Raphael Certain<sup>1</sup>, Jean-Paul Barusseau<sup>1</sup> and Mathieu Gervais<sup>1,2</sup>

### Abstract

The south part of the Gulf of Lions coast (Mediterranean Sea) and its double crescentic sandbar system has been observed monthly during a 3-year long period (2005-2008) and yearly from 2000. This paper proposes a conceptual model of the morphodynamic evolution of this microtidal bar system supported by field bathymetric surveys and hydrodynamics measurements. *This model is based on the different evolutive sequences observed. It is then compared with other observations made in the literature.*

**Key words:** morphodynamics, crescentic sandbars, microtidal

### 1. Introduction

The majority of sandy coasts presents bar systems. The main classification of these bars has been proposed by Short and Aagaard (1993). Brander (1999) has completed this classification by adding some intermediate beach states. In this paper, we will focus on crescentic sand bars named Rhythmic Bar and Beach (RBB) in this classification. RBB are considered as illustrating an intermediate beach state. These beaches are characterized by two dimensionless fall velocity parameters:  $\Omega$  (Gourlay, 1968) closed to 4 and  $K$  (Sunamura, 1988) between 5 and 20.

The morphological evolution of these features has been studied in different places in the world using different techniques (Goldsmith *et al.*, 1982; Wright and Short, 1984; Lippmann and Holman, 1990; Winjberg and Kroon, 2002; Stépanian *et al.*, 2003; Lafon *et al.*, 2004; Ranasinghe *et al.*, 2004; van Enckevort *et al.*, 2004; Certain and Barusseau, 2005; Castelle *et al.*, 2007; Almar *et al.*, 2008; Price and Ruessink, 2008; Quartel *et al.*, 2008; Sénéchal *et al.*, 2009). These studies describe morphological evolution of these rhythmic systems, single or multiple, in different tidal environments.

For a double bar system, the start point of the formation is a shoreline parallel outer bar (Van Enckevort *et al.*, 2004, Certain and Barusseau, 2005; Castelle *et al.*, 2007), the inner bar could present in the same time several configurations. During a storm event, the double bar system migrates seaward. When the hydrodynamic conditions become less energetic, the outer bar forms first longshore bar-trough morphology (LBT) (Castelle *et al.*, 2007) or meandering bar (Goldsmith *et al.*, 1982) before evolving toward crescentic bar, also known as lunate bar (Shepard, 1952); The inner bar could again present several intermediate configurations excluding LBT. After the storm event, the double bar system moves shoreward and the size of the rhythmic features increases (Castelle *et al.*, 2007). If the inner bar is crescentic (RBB), it can attach to the beach by its horns as a Transverse Bar and Rip (TBR) under low energetic conditions waves (De Melo Apoluceno, 2003). This configuration is very fragile. When storm events re-happen with a  $H_s$  higher than 2 m with an oblique incidence, the inner bar could stay as TBR with an oblique configuration like for i.e. at Hahoterim Beach (Goldsmith *et al.*, 1982) or Truc Vert Beach (Castelle *et al.*, 2007), and at Duck and Miyasaki beaches for a single bar system (Van Enckevort *et al.*, 2004). In TBR configuration, a rip head bar could appear following the form of the rip head current (Brander, 1999). Under high wave energy, the crescentic outer bar could wipe out and move offshore. On Aquitanian Coast, TBR inner morphology could subsist during high energy storms with  $H_s > 5$  m (Castelle *et al.*, 2007). After the peak of the storm, the

<sup>1</sup>IMAGES, University of Perpignan Via Domitia, 52 Av. Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex, France. Contact: pierre.ferrer@univ-perp.fr

<sup>2</sup>B.R.G.M. section Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier, France.

inner TBR morphology could reorganize itself in Low Tide Terrace morphology (LTT) if low energetic conditions happen during several weeks (Brander, 2000; De Melo Apoluceno, 2003; Castelle *et al.*, 2007). Indeed, associated to shoreward migration of both the inner bar and the rip head bar, the rips progressively infill and the bars move shoreward (Castelle *et al.*, 2007).

The objective of this paper is to propose a conceptual model of crescentic sand bars morphodynamic based on a long term survey in a microtidal environment, at Leucate Beach (France). The choice of the area was controlled by the background knowledge of this site and the persistent system of RBB bar type, or closest forms, that seems to have existed since the first observations. We expect that these observations could complete the general scheme described above and maybe incorporate new transitional states. All observed sequences will be introduced in the classification of Short and Aagaard (1993) and compared with the bibliography.

## 2. The study area

Leucate Beach is situated in Languedoc-Roussillon, on the southern part of the French Mediterranean coast (figure 1). The beach is almost N-S oriented, open to a large gulf, the Gulf of Lions. The sediment consists primarily of medium grained quartz sand with a median particle size around  $390\ \mu\text{m}$ . This microtidal environment has an annual mean tide range of 0.17 m. The coast is wave-dominated with an annual mean significant wave height of 0.62 m, a mean period around 4.12 s (source DRE Languedoc-Roussillon) and strong seasonal dependence: waves being higher in winter than in summer. During storm conditions, offshore wave heights can reach up to 9 m (at the open sea) for a maximal period of 9.2 s. Different studies have been undertaken at Leucate Beach since 1961 (Rivière, 1961; Barusseau and Saint-Guily, 1981): intensive field experiments (Adloff, 2007; Ferrer *et al.*, 2007), numerical modelling (Bujan, personal communication; Ferrer *et al.* 2008), pluri-annual morphologic surveys (Certain, 2002) and decadal data constituted by monthly bathymetric surveys (Ferrer *et al.*, 2007). It has been shown that Leucate Beach has a mean slope closed to 1.5 % and exhibits complex three-dimensional and lowly dynamic morphologies commonly involving two distinct rhythmic sandbar systems. The inner bar is located between 100 and 200 m from the coast, with a mean wavelength of the crescentic features close to 300 m (Barusseau and Saint-Guily, 1981; Certain, 2002; Ferrer *et al.*, 2007). The outer bar system is located at a distance between 400 and 500 m, with a wavelength of 600 m, the shape of which is symmetric (Barusseau and Saint-Guily, 1981; Certain, 2002; Ferrer *et al.*, 2007).

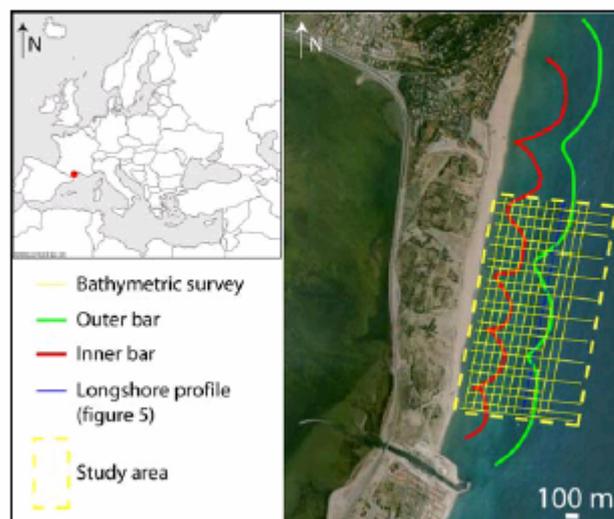


Figure 1. Location of the field study site on the French Mediterranean coast displaying a double bar system, the bathymetric survey plan and the longshore profile shown in figure 5.

### 3. Methodology

#### 3.1. Bathymetric surveys

Data were acquired generally once a month from April 2006 to September 2008. This database is completed by some surveys made during summers of 2000, 2001, 2002 and after the biggest storm events in 2009. It is constituted by 28 bathymetric maps realized post-storms events. Bathymetric surveys were conducted using a GPS, an onebeam echosounder (Tritech ST500) with a depth accuracy of 0.1 m and Hypack® for the data acquisition. At each survey, 11 long-shore lines and 21 cross-shore lines were surveyed. The distance between each cross-shore transect is about 100 m up on the outer bar and 50 m up on the inner bar, and the length of the cross-shore profiles was about 1 km. The distance between each longshore transect is about 50 m, and the linear longshore length was about 1.8 km. Each bathymetric map is realized with Surfer® (Golden software). Each map is compared with the next one, the Z-level reference is the one from the first map.

#### 3.2. Hydrodynamic data

Hydrodynamic data were obtained from the Datawell buoy at location 42°55.000'N and 3°07.500'E just offshore the studied site and fixed on a depth of 40 m (DRE Languedoc-Roussillon) during all the monthly survey. In addition, another directional buoy has been used to complete the set of data.

### 4. Frequency of occurrence of shoreface states

The bathymetric data of Leucate Beach (figure 2A) illustrates the presence of different types of bar systems (cf. study zone). The outer bar shows a RBB morphology with a wavelength of 600 m during the survey. It is located between 400 and 500 m from the coastline to seaward. The crest bar is between 4.5 and 5 m deep for its horns and 6.5 and 7 m for the part located offshore the trough. The inner bar shows a more complex configuration. The major configuration is a RBB morphology with a wavelength closed to 300 m. High points, which generally constitute the horns of the crescent, are located between 100 and 200 m seaward and between 1 and 2 m deep while the top of the crest in front of the trough is between 2 and 3 m deep. It is important to note that these high points could be linked to the coast initializing TBR morphology, and then sometimes TBR-LTT morphology. TBR-LTT morphologies show a longshore extension of the extremity of the transverse bar being able to create a morphological feature close to ridge and runnels (LTT morphology) with a rip-channel clearly expressed (figure 3) though the environment is microtidal. To better analyze morphologies of the inner bar, it is necessary to study independently each rhythmic morphological feature and its relation to the coast (figure 2B). This type of approach is possible by the invariant position (some meters) of the high points during all the survey. The EXT box corresponds to the main crescent of the outer bar and the F boxes to the rhythmic features of the inner bar.

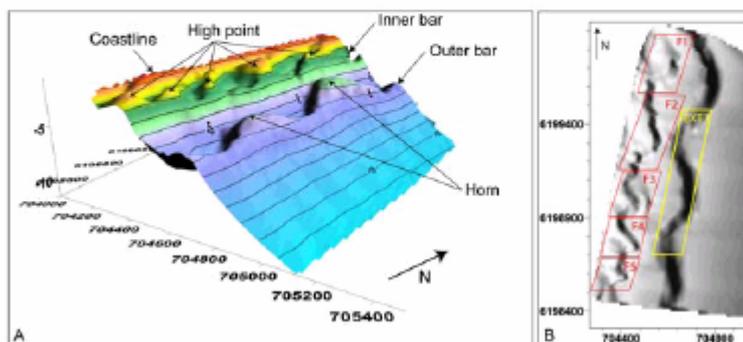


Figure 2. A- Bathymetric map of the study area displaying the outer bar with its horns and the inner bar with its high points corresponding to the horns of the crescents (in metric Lambert 93). B- Box localization of each morphological feature.

A scheme of all the features observed in the different boxes is proposed to illustrate them (figure 3). On this scheme, HP are the invariant high points of the inner bar. This scheme is based on the usual classification (Short and Aagaard, 1993) (figure 4). In TBR case, the connections of the transverse bars can be narrower than those proposed by Short and Aagaard (1993) (figure 4B). These transverse bars will be called regular TBR morphology in the following text as proposed by Castelle *et al.* (2007) in opposition to the oblique TBR morphology. In RBB case, HP are the horns of the morphological feature which presents a rhythmic feature. In TBR-LTT case, the transverse bar is attached to the coast. HP presents a longshore extension.

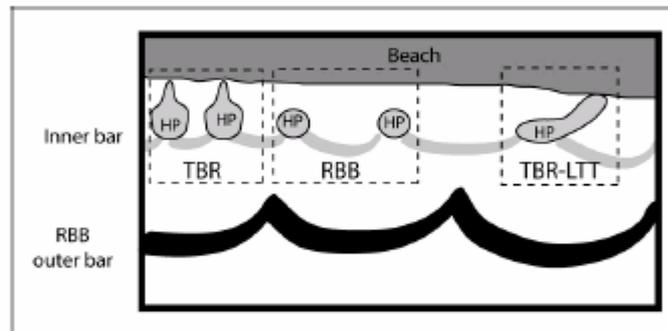


Figure 3. Schematic bathymetric map of the zone displaying the different morphologies met in the study area (HP = high point).

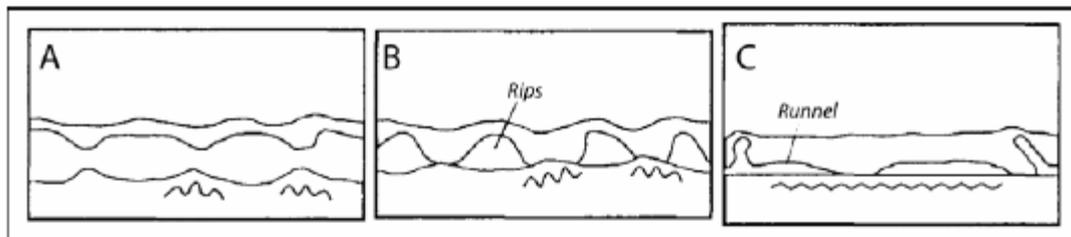


Figure 4. Classification of the beach states met in the study area. A- RBB morphology. B- TBR morphology. C - LTT morphology (adapted from Short and Aagaard, 1993)

The frequency of occurrence of each morphological feature has been calculated from the bathymetric database and compiled in the table 1. Each beach state described by Short and Aagaard (1993) is presented in this table (LBT, RBB, TBR) and the LTT morphology has been replaced by the TBR-LTT morphology which is the only feature observed at Leucate Beach. However, some other states observed in the field are not described in the usual classification, so it was necessary to add two new states: the disrupted RBB one and the disrupted TBR one. In the disrupted RBB state, the crest of the sandbar is partially disrupted, the horns are always isolated from the coast. In the disrupted TBR state, the connections to the coast are preserved and the crest of the sandbar is partially cut off.

Table 1. Percentage of each box morphological feature based on the classification of Short & Aagaard (1993) from the 28 bathymetric maps observed (from 2000 to 2008).

	EXT	F1	F2	F3	F4	F5
LBT	0	0	0	0	0	0
RBB	100	21	11	61	43	36
Disrupted RBB	0	4	48	18	11	22
TBR	0	57	22	14	39	21
Disrupted TBR	0	18	15	7	7	21
TBR-LTT	0	0	4	0	0	0

The compilation of field measurements indicates that the outer bar has always a RBB configuration during all the survey. The inner bar has various configurations but a major configuration is observed here. This configuration presents high points isolated from the coast and are linked by a crest, forming crescentic forms (RBB morphology) or disrupted crescentic forms (disrupted RBB). The high points which composed the inner bar can be at the same time the horns of the crescents and sometimes the extremities linked to the coast of the transverse bars (TBR). Rarely, the high points can be a part of the TBR-LTT morphologies.

## 5. Hydrodynamic conditions during the survey

During the bathymetric survey, associated swell data were available. These data come from a Datawell directional buoy located in front of Leucate Beach, moored in 40 m water depth for the hydrodynamic forcing of the period 2007-2009. To have the anterior hydrodynamic conditions, we have used others buoys in the Gulf of Lions.

Table 2. Characteristics of hydrodynamic parameters ( $H_{1/3}$  and  $H_{max}$ ,  $T_{1/3}$  and  $T_{max}$ ) recorded by Leucate's Datawell buoy.

	$H_{1/3}$ (m)			$T_{1/3}$ (s)		
	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max
2007	0,08	0,60	4,49	2,1	4,1	9,6
2008	0,08	0,60	4,66	2,0	4,2	10,0
	$H_{max}$ (m)			$T_{max}$ (s)		
	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max
2007	0,12	1,06	8,73	1,0	4,3	17,6
2008	0,10	1,06	8,07	1,0	4,4	12,9

Table 3. Swell distribution recorded by Leucate's Datawell buoy.

	$H_{1/3}$ distribution % / number of events			$H_{max}$ distribution % / number of events			Direction distribution (%)		
	0<...<2m	2<...<4m	4m<...	0<...<2m	2<...<4m	4m<...	Northern incidence	Frontal incidence	Southern incidence
2007	98,1	1,9	5 0,0 2	91,4	7,3	44 1,3 6	12,2	10,0	30,8
2008	97,6	2,1	11 0,1 2	89,7	8,8	47 1,3 9	12,3	11,9	34,8

The hydrodynamic environment is not very dynamic during the survey,  $H_{1/3}$  is between 0.6 and 0.7 m. However, the site undergoes some storm events with high energy where  $H_{1/3}$  can be higher than 4 m and  $H_{max}$  higher than 8 m.

## 6. Morphodynamic response to storm events

During the survey, the outer bar does not evolve for storm events where  $H_{1/3}$  is lower than 6 m ( $H_{max}$  = 8.73 m) while the inner bar is more influenced by storm events with  $H_{1/3}$  higher than 1.5 m.

### 6.1 Outer bar response

During all the bathymetric surveys, the outer bar has never moved either longshore or crossshore. However, their horns undergo successive phases of accretion or erosion locally. On the differential volume map between summer 2002 and April 2006, the horns undergo an important accretion phase-as illustrated on a longshore profile which goes over trough and horns of the outer bar (figure 5). During this time

interval, several storm events happened. Two successive high energetic episodes have occurred during the winter 2003-2004 with  $H_{1/3}$  higher than 8 m and 6 m respectively (Bourrin *et al.*, 2006) which seems to be the only episodes allowing these morphologic changes.

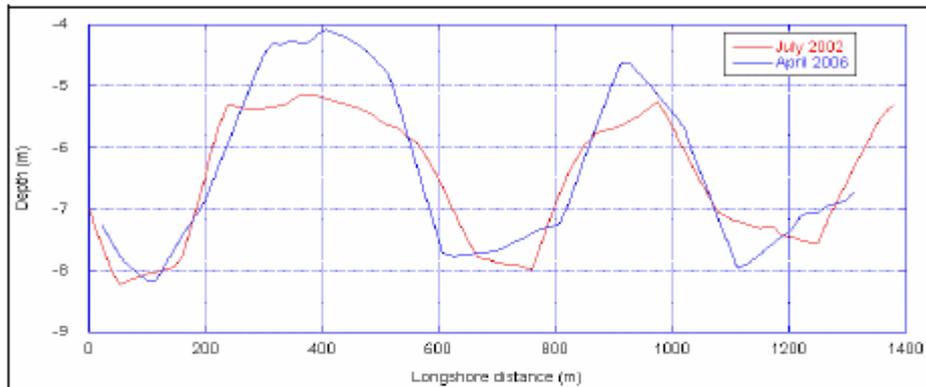


Figure 5. Longshore profile which goes over the trough and the horns of the outer bar showing the horns accretion phase.

## 6.2 Inner bar response

If the outer bar is stable in time and space, the inner bar is more mobile. During the bathymetric survey, the morphologies and the links of the sedimentary features to the coast have evolved. Here, the specific features of Leucate Beach will be described by characterising the morphodynamical pattern of the sandbars under the energetic conditions observed.

### 6.2.1 Scenario with a frontal swell.

#### Transition to a well formed RBB morphology (box F2)

An accentuation of the RBB morphology is observed in the inner bar after the storm event on the 14th April 2007. During this event, the inner bar was subjected to a frontal swell and a significant wave height higher than 2 m (figure 6). These modifications are shown by increases of the slope of the internal face and the height of the crest. This scenario happens each time the system was subjected to a frontal swell with a  $H_{1/3}$  higher than 1.5 m. The significant wave height is higher; the RBB morphology is stronger marked. Moreover, it is possible to observe a tendency of the horns to get close to the coast.

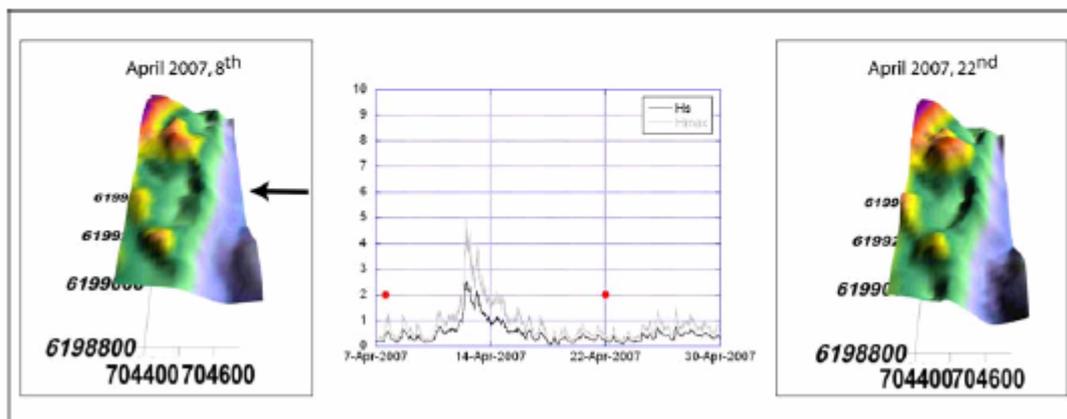


Figure 6. Morphological change of a RBB pattern after a storm event with a  $H_{1/3} > 2,5$  m, a period closed to 9 s and a frontal incidence. To the left, it is possible to observe the RBB pattern on the 8<sup>th</sup> April 2007 and to the right, the same

pattern on the 22<sup>nd</sup> April 2007. The arrow shows the direction of the waves and the red dots are the date of the bathymetric maps.

#### Transition from a RBB morphology to a regular TBR morphology (box F2)

In addition to the deepening of the trough (some decimetres), the frontal swell is responsible for a change in the type of connection of the high points with the coast. If the storm event is energetic enough, the RBB morphology changes into a regular TBR morphology (figure 7). However, it is important to note that a small channel could remain crossing the connecting end of the transverse bar. This channel is less deep than the one before the storm event. The links to the coast are rarely identical to those proposed by the classification of Short and Aagaard (1993)

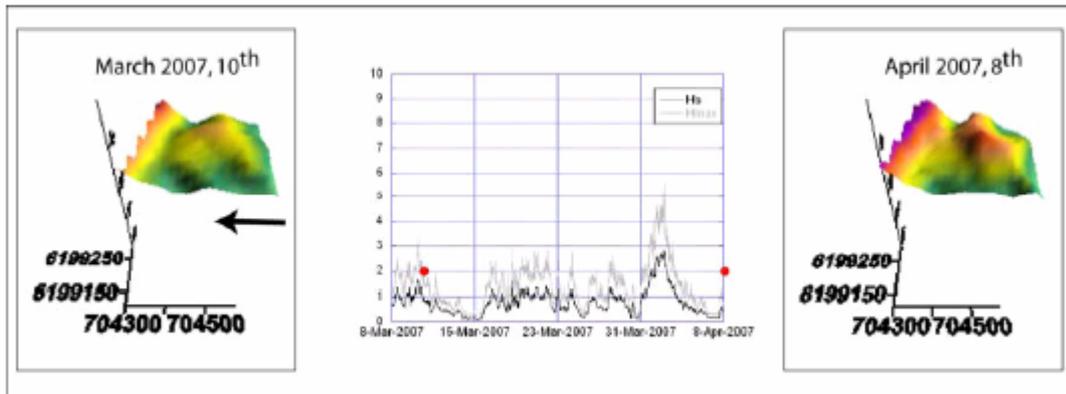


Figure 7. Morphological change of a RBB pattern after a storm event with a  $H1/3 > 2,5$  m, a period closed to 8 s and a frontal incidence. On the left, it is possible to observe the RBB pattern on the 8<sup>th</sup> March 2007 and on the right, the same pattern on the 8<sup>th</sup> April 2007. The arrow shows the direction of the waves and the red dots are the date of the bathymetric maps.

#### 6.2.2 Scenario with an oblique swell.

##### Transition from an oblique TBR morphology to a dissymmetric RBB morphology (box F3)

During the storm events from the 16th to the 22nd December 2007, the inner bar with an oblique TBR morphology was under two successive storm events with a northern incidence and a significant wave height higher than 2.5 m. The links to the coast were broken and a dissymmetric pattern appeared on the system (figure 8). These features are certainly due to the current organization as circulation cells and wave incidence described by Castelle *et al.* (2005). This scenario appears each time the swell is obliquely oriented and has a high energy. The dissymmetric pattern is related to the incidence of the swell. Higher the significant wave height; deeper the channels which appear between the high points and the coast.

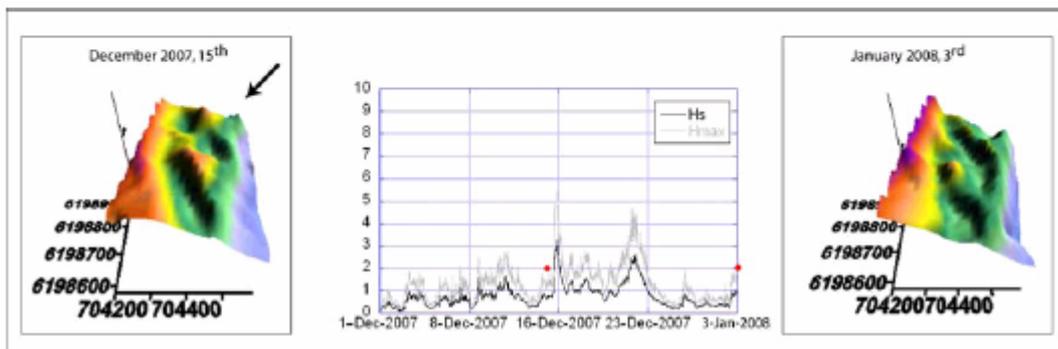


Figure 8. Morphological change of a TBR pattern after two storm events with a  $H1/3 > 2,5$  m, period closed to 8 s and a oblique incidence from the north. On the left, it is possible to observe the TBR pattern on the 15<sup>th</sup> December 2007 and on the right, the RBB pattern of the same point on the 3<sup>rd</sup> January 2008. The arrow shows the direction of the waves and the red dots are the date of the bathymetric maps.

#### Transition from a RBB morphology to a disrupted RBB morphology (box F2)

In addition to the destruction of the merging part of the TBR-type bar to the beach, the oblique swell is responsible for the disruption of the crescentic bar crest (figure 9). In this instance, the system is under a northerly incident swell during a long period (June and July 2007) and the southern part of the RBB crest is consequently broken. On the other hand, the northern part of the crest can be broken if the swell has a southern incidence.

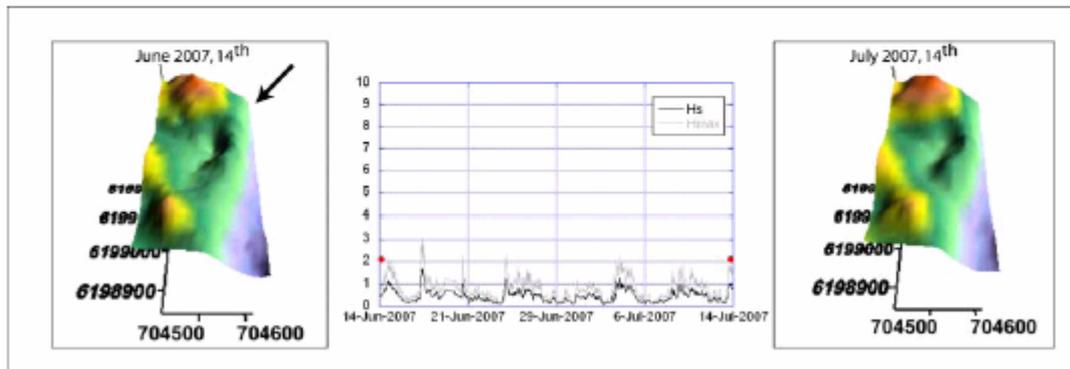


Figure 9. Morphological change of a RBB pattern after a storm event with a  $H1/3 > 1,5$  m and an oblique incidence. On the left, it is possible to observe the RBB pattern on the 15<sup>th</sup> January 2007 and on the right, the same pattern broken on the 15<sup>th</sup> February 2007. The arrow shows the direction of the waves and the red dots are the date of the bathymetric maps.

#### Transition from a dissymmetric RBB morphology to an oblique TBR morphology (box F4)

Conversely to the TBR pattern shifting to the RBB one, the opposite transition is also observed. It occurred under a swell with a southern incidence and small significant wave height during a long period. The transverse bar takes the same orientation as the swell incidence and the RBB horns weld to the beach. An oblique TBR morphology is obtained (figure 10).

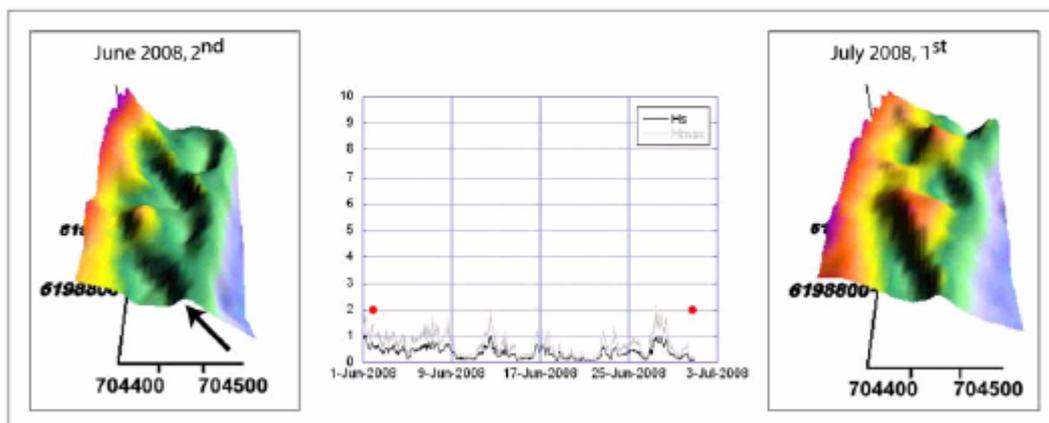


Figure 10. Morphological change of a dissymmetric RBB pattern during a low energetic event with a  $H1/3 < 1,5$  m, a period between 3 and 8 s and a oblique incidence. On the left, it is possible to observe the dissymmetric RBB pattern on the 2<sup>nd</sup> June 2008 and on the right, the TBR oblique pattern of the same point on the 1<sup>st</sup> July 2008. The arrow shows

the direction of the waves and the red dots are the date of the bathymetric maps.

#### Transition from an oblique TBR morphology to a TBR-LTT morphology (box F1)

The storm events are not the only responsible factor for the inner bar morphodynamics as it has been shown earlier. A TBR morphology (oblique or regular) can become a TBR-LTT morphology if the system is under a strong northern longshore current created by a low energetic swell (figure 11). This morphological feature is rare and more present in the north part of the study zone. So to create and maintain this morphological feature, the system must be under a low energetic oblique swell.

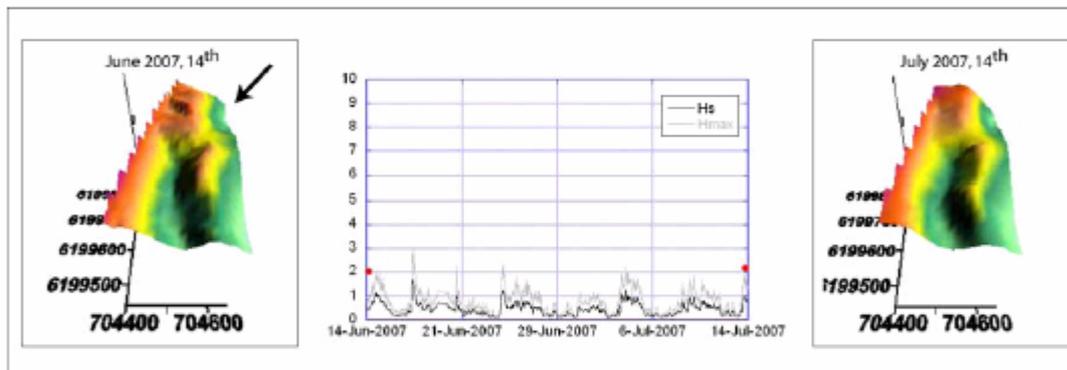


Figure 11. Morphological change of a TBR pattern during a low energetic event with a  $H1/3 < 1,5$  m, a period between 3 and 6 s and an oblique incidence. On the left, it is possible to observe the TBR pattern on the 14<sup>th</sup> June 2007 and on the right, the TBR-LTT pattern of the same point on the 14<sup>th</sup> July 2007. The arrow shows the direction of the waves and the red dots are the date of the bathymetric maps.

#### 7. Conceptual morphodynamic model elaborate for the shoreface.

All the morphological changes described above were used to elaborate a conceptual model of Leucate Beach shoreface (figure 12). This model presents 8 observed beach states, all included in the intermediate types (Wright and Short, 1984). In this model, two types of relationship are indicated. The black lines correspond to transitions observed during the survey and the dotted lines to the assumed possible transitions. This model is a two-bar model, but the outer bar does not change during all the survey. The description of the states applies only to the morphological changes of the inner bar.

The start point of our model is a RBB morphology. This configuration is the most observed at Leucate Beach from 1961 (Rivière, 1961; Barousseau and Saint-Guily, 1981; Certain, 2002...). The horns of the inner bar constitute stable high points which have no or small variations in space. The pattern sequence described below results from the influence of various swells with a growing or decreasing significant wave height and various incidences (frontal and oblique).

When the system is under a frontal swell and a moderate significant wave height, the horns of the inner crescentic bar merge crossshore to the beach. This coalescence creates transverse bars with various forms but often regular. The first beach state is represented by the regular TBR morphology (Short and Aagaard, 1993). When the significant height wave increases, the links to the coast are broken and the crescentic shape constitute the well formed RBB morphology. If the swell has then an oblique incidence, the beach state becomes a dissymmetric RBB morphology.

On another hand, if the initial RBB configuration is submitted to obliquely incident swell, the crescentic crest of the inner bar can be broken to form a new state: the disrupted RBB morphology. If the energetic conditions decrease and are the same during a long period (some weeks to one month), the horns of the crescents attach to the coast by forming oblique transverse bars, while the crest of the crescent are always broken. The system is passing from a disrupted RBB morphology to an oblique disrupted TBR. If the system is always under low energetic and oblique swell, the crest of the crescents can reconstruct them, and the horns are always linked to the coast. The beach state is an oblique TBR morphology (Castelle *et al.*, 2007). This configuration can be obtained from a RBB morphology if the system is under a low energetic

oblique swell or from a dissymmetric RBB morphology if the system is under a decreasing energetic oblique swell. A last beach state can be obtained from an oblique TBR morphology, if the morphological feature is under a very low energetic oblique swell during a long period. The swell creates a longshore current close to the coast, the morphological feature becomes a TBR-LTT morphology. This morphological feature can also be obtained from the regular TBR morphology under the same climatic conditions.

The LBT configuration, not observed during the survey, does not appear in our model. In other places, this morphological feature needs decadal storms events to exist (Castelle *et al.*, 2007).

## 8. Discussion

### Applicability of Leucate Beach model to other microtidal sites

Among the microtidal sites listed by Van Enckevort *et al.* (2004), the HaHoterim Beach in Israel studied by Goldsmith *et al.* (1982) offers the unique opportunity to make a comparison. As two morphodynamical sequences, 1 and 2, are described. The evolution is globally the same to the Leucate Beach one. The role of the swell incidence is emphasized, in the transition from RBB morphologies to well formed RBB morphologies (sequence 2) as well as to more or less oblique TBR morphologies (sequence 1).

### Applicability of Leucate Beach model to meso- and macrotidal sites

Several examples of meso- and macrotidal sites are given in the literature, i.e. Truc Vert Beach (De Melo Apoluceno, 2003; Castelle *et al.*, 2007), Wanganui (Shand *et al.*, 2003) and Palm Beach (Brander, 1999). A comparison can be made between the morphological responses in the two types of sites, taking into account the role of the frontal and oblique waves

The frontal waves bring about similar effects in these sites. The bar crests move seaward during high energetic storm events, the RBB morphologies can become TBR morphologies if the significant wave height decreases (De Melo Apoluceno, 2003; Castelle *et al.*, 2007). However, some evolutions are more unusual like the appearance of TBR morphologies during increasing energetic events and the achievement of well shaped RBB morphology when the significant wave height increases without going to the destruction of the system (Shand *et al.*, 2003). The described sequences in meso- and macrotidal environments give information about the transition to a RBB morphology during a decreasing storm event not addressed in the Leucate Beach study.

Similarities and differences arise when oblique waves occurred. The likeness relates to the formation of dissymmetric RBB morphologies (Sénéchal *et al.*, 2008), formation of oblique TBR morphologies (Castelle *et al.*, 2007), the transition from TBR morphologies to TBR-LTT morphologies close to ridge and runnels with an oblique channel during long lasting low energetic event (De Melo Apoluceno, 2003; Castelle *et al.*, 2007), the creation of RBB morphologies which take position at the rip-current head (Brander, 1999). However, Leucate Beach model looks more complex and require the introduction of new beach states which underscore singular situations unrecorded in meso- and macrotidal sites.

### Comparison of Leucate Beach model to the classification of Short and Aagaard (1993)

The classification of Short and Aagaard, supported by the former studies of Goldsmith *et al.* (1982) on HaHoterim Beach, uses the dimensionless fall velocity  $\Omega$  defined by Gourlay (1968). Some observed states at Leucate Beach like RBB, regular TBR come from this classification. However, the study of the two-bar system of Leucate Beach shows that it is important to underline specific situations which seem to stress remarkable states having a long lasting occurrence. For instance, the disrupted RBB and the disrupted oblique TBR morphologies are states which can come from or drive to described states in the classification of Short and Aagaard (1993).

Otherwise, all descriptions of morphological evolution are submitted to a basic vagueness. Some authors have already proposed modifications or complements to the classification of Short and Aagaard (1993), in order to improve it. In this way, Brander has modified the TBR category introducing the rip head bar morphologies which looks like small sized RBB ( $L \# 12$  m) induced by a rip current feeder. Later, Castelle *et al.* (2007) has distinguished oblique TBR morphologies, observed also in Leucate, which present a more important angular position to the coast than the TBR from Short and Aagaard (1993). Moreover, in some instances, they propose mixed beach states, i.e. the LBT-RBB or RBB-TBR configurations, and in the Leucate beach zone the transitional final low energetic TBR-LTT.

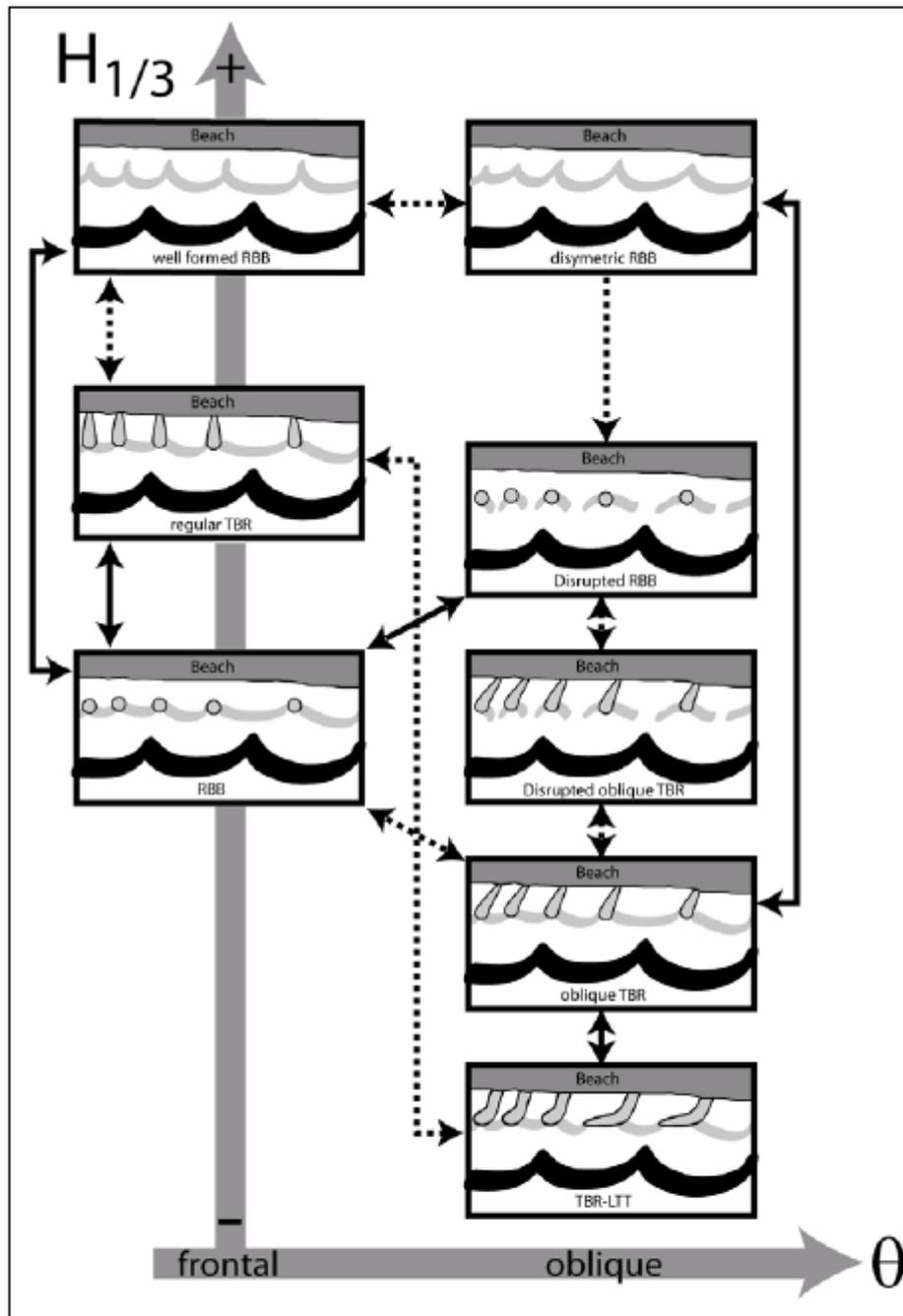


Figure 12. Preliminary beach state model exhibiting the possible range of beach state around Leucate Beach area.  $H_{1/3}$  is the significant height of the waves, from small energy (-) to high energy (+) and  $\theta$  is the incidence angle of the waves, from frontal to oblique). The arrows show transitions observed (black line) and non observed ones (dotted line) between the different states.

#### The stability of Leucate Beach system

Two sedimentological features present a particularly stable position of the post-storm bar system in Leucate Beach: the whole outer bar and the high points of the inner bar. Otherwise, the latter vary between

only two beach states: RBB and TBR. Among the factors explaining this apparent stability, it is possible to consider the outer bar as a protection of the system and the absence of high energetic storm events during our survey have a role there. The literature on this topic gives rather different results. On the basis of video survey allowing continuous and long lasting observations, it has been shown that the system presents a strong variability during and after a storm event (Shand *et al.*, 2003; Van Enckevort and Ruessink, 2003a et 2003b; Ranasinghe *et al.*, 2004; Almar *et al.*, 2008) which can be a reset factor in the bar morphogenesis (Ranasinghe *et al.*, 2004; Castelle *et al.*, 2007). Furthermore, Shand *et al.* (2003), at Wanganui (NZ), suggest that inherited non linear morphologies can resist to greater wave height and longshore current that occur during their formation. This morphological feedback has a consequence on the hydrodynamic circulation. According to Castelle *et al.* (2005) numerical modelling, stable RBB's induce stable circulation cell patterns. It's possibly be the reason why, in Leucate area, stability would be the dominant characteristics, in spite of the fact that the non-continuous investigations may introduce a bias in the form-sequence record.

## 9. Conclusion

Field measurements realized between 2000 and 2009 and the hydrodynamic data available were combined to study Leucate Beach microtidal system. It appears that the RBB configuration is the major component of the system. The outer bar is always RBB during the survey, while the inner bar could take others configurations like TBR or TBR-LTT.

This database has been used to elaborate a conceptual model based on the usual classification of Short and Aagaard (1993). To describe precisely this system, new states (disrupted RBB and disrupted TBR) must be introduced in this classification. All these states have been linked using significant height and incidence of the swell. 6 morphological changes have been observed and the other morphological changes are supposed to be possible. All of these states observed in microtidal environment can be included in the existing classifications.

Leucate Beach data have been acquired after storms events. In spite of this consequent database, the states transitions have not been observed during storm events. It could be interesting to associate a video survey to a bathymetric survey to observe the changes of the outer and the inner bars. Associated to this technique, the sand migration could be marked by using fluorescence marking. All these techniques could verify the stability of the system.

## References

- Adloff, F., 2007. Hydrodynamique de la zone de déferlement d'un système de barres d'avant-côte festonnées. *Mémoire de Master 2 Recherche*, Université de Perpignan Via Domitia, France, 38 p.
- Almar, R., Coco, G., Bryan, K.R., Huntley, D.A., Short, A.D. and Sénéchal, N., 2008. Video observations of beach cusp morphodynamics. *Marine Geology*, 254(3-4): 216-223.
- Barusseau, J.P. and Saint-Guily, B., 1981. Disposition, caractères et formation des barres d'avant-côte festonnées du Golfe du Lion. *Oceanologica Acta*, 4(3): 297-304.
- Bowen, A., and Inman, D., 1971. Edge waves and crescentic bar. *Journal of Geophysical Research*, 76: 8662-8671.
- Brander, R.W., 1999. Field observations on the morphodynamic evolution of a low-energy rip current system. *Marine Geology*, 157(3-4): 199-217.
- Brander, R.W., 2000. Morphodynamics of a large-scale rip current system at Muriwai Beach, New Zealand. *Marine Geology*, 165: 27-39.
- Castelle, B., Bonneton, P. and Butel, R., 2006. Modélisation du festonnage des barres sableuses d'avant-côte : application à la côte aquitaine, France. *Comptes Rendus Geosciences*, 338(11): 795-801.
- Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H. and Sénéchal, N., 2007. Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: A review. *Marine Geology*, 245(1-4): 141-159.
- Certain, R., 2002. Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres: le golfe du Lion (Languedoc-Roussillon). *Unpublished Thesis*, Université de Perpignan Via Domitia, France, 209 p.
- Certain, R., Barusseau, J.-P., 2005. Conceptual modeling of sand bars morpho-dynamics for a microtidal beach (Sète, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 176 (4): 343-354.
- De Melo Apoluceno, D., 2003. Morpho-hydrodynamique des plages à barres en domaine méso macro-tidal: exemple de la plage du Truc Vert, Gironde, France. *Unpublished Thesis*, Université Bordeaux I, France.
- Ferrer, P., Adloff, F., Certain, R., Meulé, S., Bouchette, F. et Leredde, Y., 2007. Hydrodynamique à l'échelle événementielle d'un système de barres festonnées dans le golfe du lion (Leucate Beach, Aude). *11ème Congrès*

- Français de Sédimentologie*, Caen, France.
- Ferrer, P., Bujan, N., Certain, R., et Leredde, Y., 2008. Caractérisation hydrodynamique D'un littoral à barres festonnées du golfe du Lion (Leucate, France) : mesures in-situ et modélisation. *Xèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil*, Sophia-Antipolis, France.
- Ferrer, P., Cance, L., Certain, R., Barusseau, J.-P., 2007. Morphodynamique pluriannuelle d'un système de barres d'avant-côte festonnées en milieu microtidal (sud du golfe du Lion). *11ème Congrès Français de Sédimentologie*, Caen, France.
- Goldsmith, V., Bowman, D. and Kiley, K., 1982. Sequential stage development of crescentic bars: Hahoterim Beach, Southeastern Mediterranean. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1): 233-249.
- Goulay, M.R., 1968. Beach and dune erosion tests. Delft: Delft Hydraulics Laboratory. Report M935/M936.
- Lippmann, T.C. and Holman, R.A., 1990. The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *Journal of Geophysical Research*, 95(C7): 11575-11590.
- Price, T.D. and Ruessink, B.G., 2008. Morphodynamic zone variability on a microtidal barred beach. *Marine Geology*, 251(1-2): 98-109.
- Ranasinghe, R., Symonds, G., Black, K. and Holman, R., 2004. Morphodynamics of intermediate beaches: a video imaging and numerical modelling study. *Coastal Engineering*, 51(7): 629-655.
- Quartel, S., Kroon, A. and Ruessink, B.G., 2008. Seasonal accretion and erosion patterns of a microtidal sandy beach. *Marine Geology*, 250(1-2): 19-33.
- Ranasinghe, R., Symonds, K. and Holman, R., 2004. Morphodynamic of intermediate beaches: a video imaging and numerical modeling study. *Coastal Engineering*, 51, 629-655.
- Rivière, A., Arbey, F. and Vernhet, S., 1961. Remarque sur l'évolution et l'origine des structures de plage à caractère périodique. *C. R. Hebd. Seances Acad. Sci.*, 252: 767-769.
- Sénéchal, N., Arduin, F., Abadie, S., Almar, R., Arnaud, G., Austin, M., Barnoud, J.-M., Barthelemy, E., Berni, C., Blenkinsopp, C., Bonneton, N., Bonneton, P., Bouée, F., Bretel, P., Brown, J., Brown, J., Bujan, S., Buscombe, D., Capo, S., Castelle, B., Certain, R., Chassagneux, F.-X., Coco, G., C.D., Dallacosta, C., Dehouck, A., Delattre, M., Delvallée, S., De Vries, S., Dewez, T., Dodet, G., Emmanuel, I., Escalier, J.-M., François, B., Froidefond, J.-M., Gallagher, E., Ganderton, P., Garcin, M., Garlan, T., Gaunet, J., Gervais, M., Guard, L., George, I., Gouaud, F., Grandjean, P., Grasso, F., Hampson, R., Hanquiez, V., Henriquez, M., Hibberd, W., Hurther, D., Lafosse, J.-M., Lagazere, M., Lambert, A., Lecacheux, S., Le Cozannet, G., Le Drezigue, J., Le Gall, F., Lencou, P., Le Roy, R., Lusven, A., Mac Mahan, J., Magne, R., Marieu, V., Markies, H., Marron, P., Martiny, N., Masselink, G., Michallet, H., Mignot, E., Minet, M., Moon, J., Moreau, J., Morichon, D., Morisset, S., Mory, M., Nahon, A., Oman, J., Outre, M., Parisot, J.-P., Payne, G., Pedreros, R., Poate, T., Rejas, A., Reniers, A., Rey, V., Romieu, E., Rouille, P., Ruiz De Allegria, A., Ruessink, G., Russell, P., Schippers, M., Smit, M., Sotin, C., Sous, D., Stanton, T., Stockel, J., Thiebot, J., Thornton, E., Tinker, J., Tissier, M., Turner, I., Van Dam, B., Vandromme, R. and Van Maarseveen, M., 2008. ECORS – Truc Vert 2008 : Qualification des modèles de houle et de morphodynamique, *Xèmes journées nationales Génie Côtier-Génie Civil*, Sophia-Antipolis, France, pp. 635-654.
- Sénéchal, N., Gouriou, T., Castelle, B., Parisot, J.-P., Capo, S., Bujan, S. and Howa, H., 2009. Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data set. *Geomorphology*, 107(3-4): 263-274.
- Shepard, F.P., 1952. Revised nomenclature for depositional coastal features. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 36: 1902-1912.
- Short, A. D. and Aagaard, T., 1993. Single and multi-bar beach change models. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 15: 141-157.
- Stepanian, A. and Levoy, F., 2003. Sequences d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale : l'exemple d'Omaha beach (Normandie, France): Morphodynamical evolution sequences of intertidal bars on a macrotidal beach: case study of Omaha beach (Normandy, France). *Oceanologica Acta*, 26(2): 167-177.
- Sunamura, T., 1988. Beach morphologies and their change. In Horikawa, K., (ed), *Nearshore Dynamics and Coastal Processes*. University of Tokyo Press, 133-166.
- Van Enkevort, I.M.J. and Ruessink, G., 2003a. Video observations of nearshore bar behaviour, Part I: alongshore uniform variability. *Cont. Shelf Res.*, 23, 501-512.
- Van Enkevort, I.M.J., Ruessink, B.G., 2003b. Video observations of nearshore bar behaviour. Part 2: alongshore non-uniform variability. *Cont. Shelf Res.*, 23: 513-532.
- Van Enkevort, I.M.J. et al., 2004. Observations of nearshore crescentic sandbars. *Journal of Geophysical Research*, 109(C6), C06028, doi:10.1029/2003JC002214.
- Wijnberg, K.M. and Kroon, A., 2002. Barred beaches. *Geomorphology*, 48(1-3): 103-120.
- Wright, L.D. and Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56(1-4): 93-118.



## **Résumé**

La problématique du trait de côte revient constamment dans les problèmes environnementaux littoraux. Elle se situe à différentes échelles spatio-temporelles. Depuis le dernier haut niveau marin (6000 ans BP), le trait de côte s'est largement déplacé. Le golfe du Lion (mer Méditerranée) constitue un laboratoire naturel exceptionnel pour l'étude de la migration du trait de côte en milieu microtidal de par les présences de lagunes en arrière du cordon et de barres subtidales sur l'avant-côte.

Les lagunes côtières sont des milieux où l'enregistrement sédimentaire est bien préservé, permettant de reconstruire l'évolution de la lagune et la construction de la barrière littorale. Le premier objectif de ce travail est de caractériser l'évolution de la lagune de Thau et du lido de Sète à travers le remplissage sédimentaire. Utilisant les techniques de sismique réflexion et de carottages sédimentaires, trois unités principales ont été décrites (U0, U1 et U2). L'unité principale du remplissage est divisée en deux sous-unités SU2-1 et SU2-2, elles-mêmes divisées en séquences élémentaires, contemporaines du haut niveau marin. Leur analyse et les datations obtenues ont permis de reconstruire les principales étapes de l'édification de la lagune. Ainsi entre 7000 ans BP et 6000 ans BP, la lagune se ferme progressivement et SU2-1 se dépose dans un environnement lagunaire, sauf pour la partie sud de la lagune. Vers 5400 ans BP, la lagune est totalement fermée, SU2-2 se dépose. La discontinuité observée entre SU2-1 et SU2-2 au niveau des bordures de la lagune permet de décrire un recul brutal du lido. L'analyse et la rythmicité des séquences élémentaires permettent de relier ces dernières à des changements climatiques de haute fréquence de périodicité comprise entre 1000 et 1500 ans, en accord avec les datations.

Les littoraux présentant deux barres sédimentaires ont été largement observés en milieux méso- et macrotidaux. Leur étude en milieu microtidal étant moins fréquente, le système à deux barres festonnées de Leucate-Plage (partie sud du golfe du Lion) a été observé mensuellement durant un suivi pluriannuel de 3 ans (2005-2008) et annuellement à partir de 2000. Le second objectif de ce travail est de proposer un modèle conceptuel d'évolution basé sur la morphodynamique de ce système, à partir des suivis topo-bathymétriques et des mesures hydrodynamiques. Ce modèle est basé sur différentes séquences évolutives observées et a nécessité la création de nouveaux états de plage (RBB rompu et TBR rompu) incluable dans les classifications usuelles. Il est ensuite comparé avec d'autres observations faites sur d'autres sites micro-, méso- et macrotidaux et met en évidence l'importance de la hauteur significative et de l'incidence de la houle dans les changements morphologiques des systèmes.

## **Abstract**

*Problems in coastal environments are often linked to position of the shoreline. Its study is done at different time and spatial scales. For 6000 years, the shoreline has moved. Gulf of Lion (Mediterranean sea) is an exceptional natural laboratory for morphodynamic studies of the shoreline in microtidal environment, using the existence of coastal lagoons behind the barrier island and subtidal sandbars on the shoreface.*

*Lagoons are environments where the sedimentary infill is well preserved. The sedimentary record can be used for the paleo-reconstruction of the lagoon and of the sandy barrier. The first goal of this work is to characterize the evolution of Thau lagoon and Sète sandy barrier from the sedimentary infill. Using data of seismic reflection and sedimentary cores, three main units (U0, U1, U2) have been described. The main unit of the sedimentary infill is divided into two sub-units SU2-1 and SU2-2, which are subdivided into elementary sequences, contemporary of the highstand sea-level. The main steps of the lagoon edification have been reconstructed using the analyses and the datation of the sedimentary samples. Between 7000 y. BP and 6000 y. BP, the lagoon starts its closure from the north and SU2-1 settle. Near 5400 y. BP, the lagoon is totally closed and SU2-2 settles. An angular discontinuity between SU2-1 and SU2-2 is observed on the edges of the lagoon and indicates a short time retreat of the sandy barrier. The elementary sequences in SU2-1 and SU2-2 have cyclic settlement between 1000 and 1500 years.*

*Coast showing systems with two sandbars have been observed in meso- and macrotidal environments. Their study in microtidal environment is less abundant, that's why the system of Leucate Beach has been studied annually from 2000 to 2002 and monthly from 2005 to 2008. The second goal of this work is to propose a conceptual modeling based on the morphodynamics of the system, from geophysical and hydrodynamical data. This model is based on morphodynamic observed sequences, it is necessary to create two beach states (RBB disrupted and TBR disrupted) which can be included in the usual classification. It shows the role of the significant wave height and the incidence of the waves in the morphodynamics of the system. It will be compared to observations in other micro-, meso- and macrotidal places.*