



HAL
open science

Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires : le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie LiDAR

Nicolas Aleman

► **To cite this version:**

Nicolas Aleman. Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires : le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie LiDAR. Géomorphologie. Université de Perpignan, 2013. Français. NNT : 2013PERP1156 . tel-00987008

HAL Id: tel-00987008

<https://theses.hal.science/tel-00987008>

Submitted on 5 May 2014

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par
UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

Préparée au sein de l'école doctorale
Energie et Environnement (E²)
Et de l'unité de recherche CEFREM UMR5110

Spécialité : **Océanologie**

Présentée par
Nicolas ALEMAN

**MORPHODYNAMIQUE A L'ECHELLE REGIONALE
D'UNE AVANT-COTE MICROTIDALE
A BARRES SEDIMENTAIRES**
**Le cas du Languedoc-Roussillon
à l'aide de la technologie LIDAR**

Soutenue le 05/12/2013 devant le jury composé de

A. Falquès, professeur, U. Politècnica de Catalunya
B. Castelle, Chargée de recherche (HDR), U. Bordeaux
F. Sabatier, Maitre de conférences, CEREGE
E. Anthony, Professeur, CEREGE
J. Benkhelil, Professeur, U. Perpignan
N. Robin, Maitre de conférences, U. Perpignan
R. Certain, Maitre de conférences, U. Perpignan
B. Guérinel, Ingénieure, DREAL-LR

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse
Co-directeur
Co-directeur, Invité
Invitée



"La science est certes un facteur de progrès potentiel sur lequel s'appuyer, mais elle ne peut prétendre à elle seule nous gouverner : d'une part elle n'est pas, et ne sera probablement jamais suffisamment développée pour englober la totalité des facteurs individuels et sociaux, d'autre part la "science" est une entité abstraite qui ne parle qu'à travers ceux qui en sont, ou s'en prétendent les dépositaires, c'est-à-dire les scientifiques, et leur donner un pouvoir sur nous est aussi dangereux sinon plus, que de le donner à n'importe quelle autre caste."

Mikhaïl Aleksandrovitch Bakounine

Remerciements

Merci à Nicolas Robin et Raphaël Certain de m'avoir permis de mener à bien ce long travail de recherche et de m'avoir fait confiance dès mon premier stage de master. Leur grande disponibilité malgré les nombreux projets en cours et leurs conseils avisés m'ont permis de me forger l'esprit d'un jeune chercheur qui, je l'espère, marque le début d'une longue collaboration.

Je remercie également mon directeur de thèse Jean Benkhelil qui a accepté malgré ces responsabilités de diriger mes travaux.

Je tiens également à remercier Jean-Paul Barusseau pour ses précieux conseils scientifiques, sa disponibilité et sa bonne humeur tant sur le terrain que lors de nos échanges sur mes travaux de recherche. Son implication au cours de ma thèse a été décisive dans de nombreux domaines.

Je remercie la DREAL-LR, et particulièrement Cyril Vanroye et Bénédicte Guérinel qui ont permis le financement de mes travaux. Merci de m'avoir permis de participer à ce grand projet d'étude du littoral et de m'avoir donné accès à toutes vos bases de données.

Je remercie également le jury qui a accepté d'évaluer mon travail : Albert Falquès, Bruno Castelle, François Sabatier et Edward Anthony.

Merci également à la Beach Team du CEFREM. Olivier Raynal pour tous nos échanges, son aide sur le terrain dans les moments les plus durs et également les moments de grimpe, Cédric Brunel pour ces conseils, mon intégration dans l'étude des bilans sédimentaires et son soutien, et Julie Billy qui entame la dernière ligne droite, bon courage !

Un grand merci à toutes les personnes avec qui j'ai travaillé au cours de ces trois années de thèse. Je pense notamment aux jeunes docteurs Mathieu Gervais et Pierre Ferrer, aux stagiaires qui ont travaillé avec moi, Charlotte Michèle, Bastien Millescamps et Eunice Carvalho, et à tous les techniciens qui m'ont permis de mener à terme mes analyses, Patrick Barthe, Océane Beaurepaire, Laurent Cance, Fabrice Carol, Denis Cervello, Christophe Menniti et Ronand Rivoal.

Je remercie tous les membres du laboratoire CEFREM avec qui j'ai partagé de très bons moments, et particulièrement Marie-France Chanoué pour sa disponibilité et sa gentillesse, les doctorant-e-s du bureau U212, Charlie Angue-Minto'o et ses bananes plantins délicieuses, France Pattier et ses discussions enflammées et Gaël Lymer le nordiste bientôt catalan ! Ainsi que toute la promo de master 2 2012-2013 pour les bonnes soirées !

Je tiens également à remercier les amis qui m'ont permis de décompresser dans les moments les plus intenses. Je pense aux spels et nos explorations tout azimut : Seb, Delphin, Jocelyn, Odile, Lage, Noël, Lio, Viviane, Arthur, Rémi, Bastien, Albert, Yves, Yannick, Toto, Rapha,

Berna, Christian, Paco, Rapha, Jacky, Domi, Laurent, Riton, Jean et tant d'autres... Merci à tous pour ces moments inoubliables. Merci également aux colloques et ces grands moments passés chez Eugène : Nico, Barto, Marcio et Mani ! Merci aussi aux camarades de l'amphi 4, de Sud et de la CGA avec qui je partage de nombreux souvenirs de luttes intenses : Yann, Kévin, Romain, Pierre, Edward, Martine, Mathieu, Nasser, Virginie, Francine, Estève, Kévin, Chloé, Fanny.... Je remercie également Marta et toute sa famille qui m'ont toujours encouragé et accueillis à bras ouvert, merci.

Enfin, un grand merci à toute ma famille ! Mon grand-père, mes oncles et tantes et tous les cousins et cousines qui m'ont soutenu et encouragé. Merci à Chloé de m'avoir supporté dans cette dernière ligne droite, il me tarde que tu me fasses visiter ton pays, les lagons sous les tropiques ! Une spéciale dédicace au frerot pour son soutien mais aussi pour les parties de pêche, de détection... Et surtout merci à mes parents pour tous leurs sacrifices pour me permettre d'en arriver là, j'espère avoir été à la hauteur, je vous remercierais jamais assez !

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE	12
1. <i>Cadre et concepts généraux de l'étude</i>	12
2. <i>Originalité du site d'étude</i>	14
3. <i>Problématiques</i>	16
4. <i>Démarche de l'étude</i>	17
5. <i>Organisation du manuscrit</i>	17

CHAPITRE 1

LE LITTORAL SABLEUX DE L'OUEST DU GOLFE DU LION (LANGUEDOC-ROUSSILLON)	20
1.1. <i>Géologie régional et cadre géomorphologique</i>	21
1.1.1. Cadre géologique	21
1.1.2. Les unités géomorphologiques de l'avant-côte.....	23
1.1.3. Classification des systèmes de barres d'avant-côte.....	25
1.2. <i>Sédimentologie</i>	25
1.2.1. Caractéristiques sédimentaires du littoral	25
1.2.2. Les apports fluviatiles.....	26
1.2.3. Transits littoraux et organisation cellulaire	29
1.3. <i>Hydrodynamique et météorologie</i>	31
1.3.1. Marnage, surcote, <i>set-up</i> et <i>run up</i>	31
1.3.2. Régime des vents	31
1.3.3. Régime de houle	31
1.4. <i>Aménagement du littoral et protection côtière</i>	34

CHAPITRE 2

LE LIDAR TOPO-BATHYMETRIQUE	40
2.1. <i>Le LiDAR topo-bathymétrique LADS MKII</i>	41
2.2. <i>Les levés LiDAR dans le Golfe du Lion</i>	43
2.3. <i>Précision verticale et horizontale des mesures LiDAR</i>	44
2.3.1. Précision théorique horizontale des mesures du LiDAR 2009	45
2.3.2. Précision théorique verticale des mesures	46
2.3.3. Comparaison aux données topo-bathymétriques classiques locales.....	47
2.3.4. Conclusion générale	51

CHAPITRE 3

MORPHOLOGIE DE L'AVANT-CÔTE..... 54

3.1. Introduction	54
3.2. Variabilité spatiale des états de plage (Aleman et al., MG 2013)	57
3.2.1. Résumé de l'article	57
3.2.2. Introduction	58
3.2.3. Study area	59
3.2.4. Methods	60
3.2.4.1. Topo-bathymetric data.....	60
3.2.4.2. Sediments.....	61
3.2.4.3. Slope	61
3.2.4.4. Hydrodynamic	61
3.2.4.5. Beach states classification	62
3.2.4.6. Dean Parameter.....	62
3.2.5. Results	62
3.2.5.1. Sediment	62
3.2.5.2. Nearshore slope	64
3.2.5.3. Hydrodynamics.....	65
3.2.5.4. Morphological beach state.....	67
Reflective beaches	67
Intermediate beaches	67
Intermediate-Dissipative beaches	70
Dissipative beaches.....	70
Subtidal rocky platform beaches	71
Non-barred dissipative beaches	71
Spatial transitions and extension of beach class compartments	71
3.2.5.5. Observed/predicted beach states.....	73
3.2.6. Interpretation and discussion.....	76
3.2.6.1. Beach classification and transition	76
3.2.6.2. Geological framework	77
3.2.6.3. Dean parameter.....	78
3.2.7. Conclusion	80
3.2.8. Acknowledgments	81
3.3. Morphométrie et typologie 3D des barres.....	82
3.3.1. Paramètres morphométriques des barres en festons	83
3.3.1.1. Méthodologie.....	83
3.3.1.2. Résultats.....	85
Variabilité longitudinale des paramètres morphométriques	85
Liens entre les paramètres morphométriques et le contexte environnemental	89
Couplage morphologique entre la barre interne et externe.....	93
3.3.1.3. Interprétation	95
Variabilité des paramètres morphométriques des barres festonnées	95

Couplage morphologique des barres en festons	96
3.3.1.4. Discussion.....	96
Morphométrie des barres et paramètres de forçage.....	97
Couplage morphologique du système à deux barres festonnées	99
3.3.1.5. Conclusion	100
3.3.2. Typologies 3D des barres d'avant-côte (Aleman et al., JCR 2011).....	101
3.3.2.1. Résumé de l'article.....	101
3.3.2.2. Introduction	102
3.3.2.3. Study site	103
3.3.2.4. Methods	104
3.3.2.5. Results	105
3.3.2.6. Discussion.....	107
3.3.2.7. Acknowledgement.....	108
3.4. Influence des ouvrages portuaires sur la morphologie des barres d'avant-côte	109
3.4.1. Méthodologie.....	109
3.4.2. Résultat	111
3.4.2.1. Variabilité des caractéristiques des ports.....	111
3.4.2.2. Modèle conceptuel de l'impact des ouvrages portuaires sur les barres d'avant-côte.....	114
Barre interne et barre externe intactes	114
Barre interne rompue et barre externe intacte	114
Barre interne et barre externe rompues.....	114
Barre interne rompue et barre externe absente	116
Absence totale de barres	116
3.4.2.3. Analyse détaillée de l'influence des ports.....	116
Typologie des barres et particularités du trait de côte.....	116
Paramètres morphométriques de la barre interne	118
Paramètres morphométriques de la barre externe.....	120
3.4.2.4. Variation longitudinale de la pente.....	121
3.4.3. Interprétation et Discussion	122
3.4.3.1. Impacts des ports sur la continuité des barres d'avant-côte.....	122
3.4.3.2. Impacts des ports sur la morphologie des barres d'avant-côte	123
3.4.3.3. Extension des perturbations.....	124
3.4.4. Conclusion	124
3.5. Conclusion générale du chapitre	126
3.5.1. Les morphologies	126
3.5.2. Les transitions longitudinales	126
3.5.3. Les paramètres de forçages.....	126
3.5.4. Les perturbations	128
3.5.5. Le paramètre de Dean.....	129

CHAPITRE 4

DYNAMIQUE DE L'AVANT-CÔTE..... 132

4.1. Introduction 132

4.2. Evolution séculaire du budget sédimentaire (Brunel et al., GM 2013)..... 135

4.2.1. Résumé de l'article 135

4.2.2. Introduction 136

4.2.3. Environmental setting..... 137

4.2.3.1. The geological context and morphology of beaches 137

4.2.3.2. Marine dynamics 138

4.2.3.3. Fluvial inputs 138

4.2.3.4. Engineering works for coastal development and defence 140

4.2.4. Methods 140

4.2.4.1. Bathymetric data..... 140

4.2.4.2. Seismic data..... 143

4.2.4.3. Long-term USU volume trends 144

4.2.4.4. Limitations of bathymetric analysis and seismic surveys 144

4.2.5. Results 145

4.2.5.1. Regional-scale sediment budget 145

4.2.5.2. Cell-scale sediment budget 145

4.2.5.3. Sediment availability 148

4.2.5.4. Long-term USU volume trends 148

4.2.6. Discussion..... 151

4.2.6.1. Longshore transport, USU volume and sediment budget distribution . 151

4.2.6.2. Influence of storm climate changes on secular sediment budget 152

4.2.6.3. Influence of river sand input on secular sediment budget 152

4.2.6.4. Influence of coastal engineering..... 153

4.2.6.5. Offshore sediment transport deduced by the sediment budget..... 154

4.2.7. Conclusion 155

4.2.8. Acknowledgments 156

4.3. Evolution pluri-décennale : La migration des barres vers le large (NOM) 157

4.3.1. Répartition et caractéristique du NOM à l'échelle régionale (Aleman et al., JCR 2013)..... 158

4.3.1.1. Résumé de l'article..... 158

4.3.1.2. Introduction 159

4.3.1.3. Study site 160

4.3.1.4. Methods 160

4.3.1.5. Results 162

4.3.1.6. Control factors of NOM occurrence..... 162

4.3.1.7. Control Factors of NOM regional variability 166

4.3.1.8. Concluding remarks..... 167

4.3.1.9. Acknowledgement 167

4.3.2. Expression longitudinale du NOM à l'échelle de la cellule (Aleman et al., in prep)	168
4.3.2.1. Résumé de l'article	168
4.3.2.2. Introduction	169
4.3.2.3. Study area	171
Gruissan Beaches	172
Sète barrier beach	172
4.3.2.4. Methods	173
4.3.2.5. Results	174
Cross-shore and longshore time-variability of NOM characteristics	174
Morphology and longshore kinematic of slightly oblique nearshore bars	177
Stages of the relative longshore migration of nearshore slightly oblique bars	180
4.3.2.6. Discussion	181
Slightly oblique nearshore bars: morphological reality	181
Slightly oblique nearshore bars: bars in movement	182
NOM and slightly oblique nearshore bars	184
4.3.2.7. Conclusion	185
4.3.2.8. Acknowledgment	185
4.4. Evolution temporelle de l'impact des ports sur la morphodynamique des barres	186
4.4.1. Sites d'étude	186
4.4.1.1. Port de Leucate	186
4.4.1.2. Port de Port-la-Nouvelle	187
4.4.2. Méthodologie	188
4.4.3. Résultats	189
4.4.3.1. Volumes sédimentaires	189
4.4.3.2. Variation du trait de côte	190
4.4.3.3. Morphodynamique des barres sédimentaires d'avant-côte	193
4.4.4. Interprétation et discussion	195
4.4.4.1. Trait de côte et budget sédimentaire	195
4.4.4.2. Typologie et morphologie des barres	195
4.4.4.3. Continuité des barres d'avant-côte	196
4.4.5. Conclusion	196
4.5. Conclusion générale du chapitre 4	198
4.5.1. Le comportement général de l'avant-côte	198
4.5.2. La migration des barres vers le large (NOM)	199
4.5.3. Les facteurs de contrôle	199
4.5.4. L'influence des ouvrages et activités anthropiques	200
CONCLUSION GENERALE	202
1. Résultats majeurs de la thèse	203
1.1. Morphologie de l'avant-côte	203

1.1.1. Les états de plages : une organisation régionale.....	203
1.1.2. Typologie des barres : une grande variabilité longitudinale.....	204
1.2. Dynamique de l'avant-côte	204
1.2.1. Evolution séculaire du budget sédimentaire : un déficit global.....	204
1.2.2. La <i>Net Offshore Migration</i> : une combinaison de processus transversaux et longitudinaux.....	205
1.3. Les ouvrages portuaires : une perturbation généralisée.....	206
2. Un système méditerranéen morphodynamique	206
2.1. Les barres d'avant-côte : des objets morphodynamiques par excellence.....	206
2.2. L'environnement méditerranéen: un milieu atypique	207
2.3. Quelles évolutions pour le futur ?.....	208
3. Perspectives de recherche.....	209
3.1. Les pertes sédimentaires vers le large	209
3.2. Les processus physiques impliqués dans la migration des barres d'avant-côte légèrement obliques.....	209
3.3. La <i>Low Beach Bar</i>	210
3.4. Impact des ouvrages portuaires	211
REFERENCES	212
TABLE DES ILLUSTRATIONS ET TABLEAUX	232
ANNEXES	241

INTRODUCTION GENERALE

Le littoral représente l'interface entre le milieu terrestre et marin. Il constitue une zone d'importance stratégique pour l'humanité du fait de son fort poids économique et démographique. En effet, selon les Nations Unies, près de 80% de la population mondiale pourrait être concentrée sur une frange littorale de 100 km d'ici à 2100. En Languedoc-Roussillon, plus d'un habitant sur deux vit actuellement dans cet espace. La dynamique du littoral, comme l'érosion ou la submersion marine présentes à l'échelle mondiale, sont cependant une menace importante pour ces populations (Pilkey et Hume, 2001). De plus, ces phénomènes risquent d'être aggravés par les changements climatiques annoncés (IPPC, 2007). La prédiction du comportement de l'avant-côte est donc un enjeu important (Van Enckevort, 2001) et des efforts de recherche ont ainsi été entrepris depuis plusieurs décennies afin d'étendre les connaissances sur cet environnement.

1. Cadre et concepts généraux de l'étude

L'avant-côte constitue la partie immergée de la plage, depuis la limite d'action de la houle sur le fond (profondeur de fermeture) jusqu'au trait de côte qui marque le passage à la partie émergée de la plage. La terminologie utilisée pour décrire la plage et l'avant-côte est présentée dans la Fig. 1. La morphodynamique de ce système prend en compte les rétroactions possibles entre la morphologie, les processus hydrodynamiques et le transport sédimentaire (Wright et Thom, 1977). Cette boucle rétroactive (Fig. 2) est régie par trois facteurs de contrôle principaux : les volumes et apports sédimentaires, la géologie régionale qui définit l'espace disponible pour l'évolution du littoral et les forçages énergétiques externes comme les vagues, la marée ou le vent (Cowell et Thom, 1994). Ces interactions se produisent sur des échelles spatiales et temporelles différentes (De Vriend, 1991). Plusieurs auteurs ont proposé des

découpages en fonction de leur taille et du temps nécessaire au système pour atteindre un équilibre (Stive *et al.*, 1990; Cowell et Thom, 1994; Larson et Kraus, 1994) (Fig. 3). Ainsi, l'étude de ce domaine complexe nécessite de disposer de bases de données couvrant l'ensemble de ces concepts.

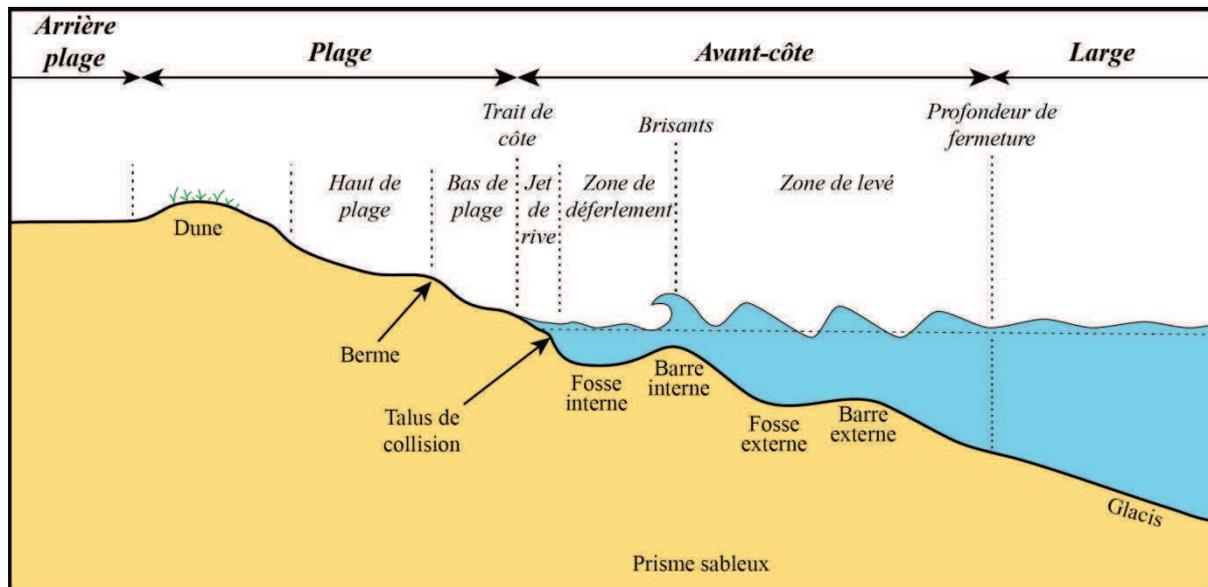


Fig. 1 : Terminologie des littoraux sableux microtidaux.

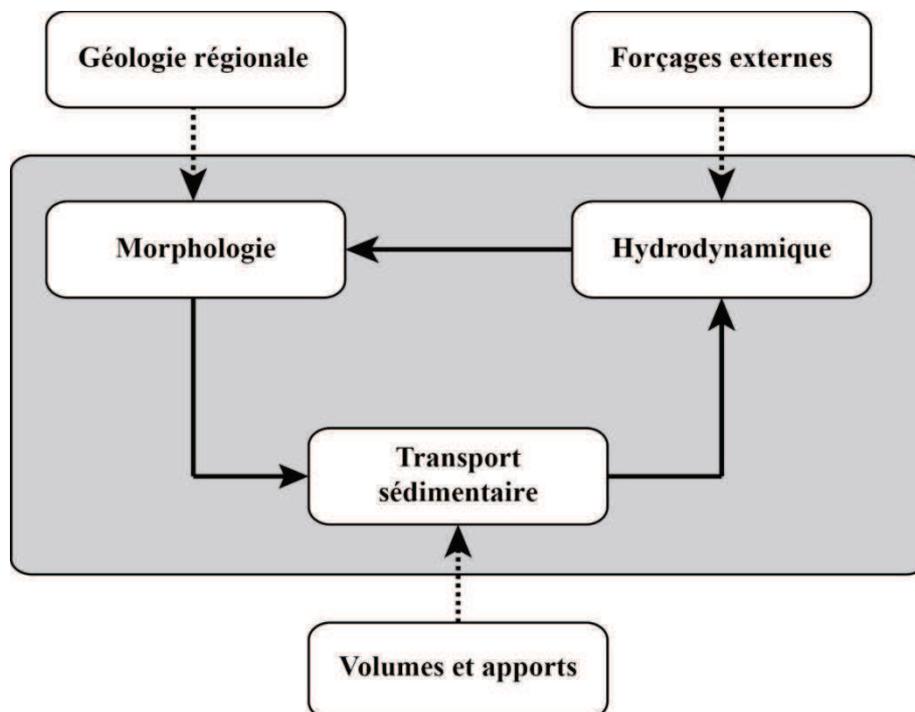


Fig. 2 : Boucle morphodynamique du système côtier présentant les rétroactions entre hydrodynamique, morphologie et transport sédimentaire et les facteurs de contrôle impliqués (modifiée d'après Cowell et Thom, 1994).

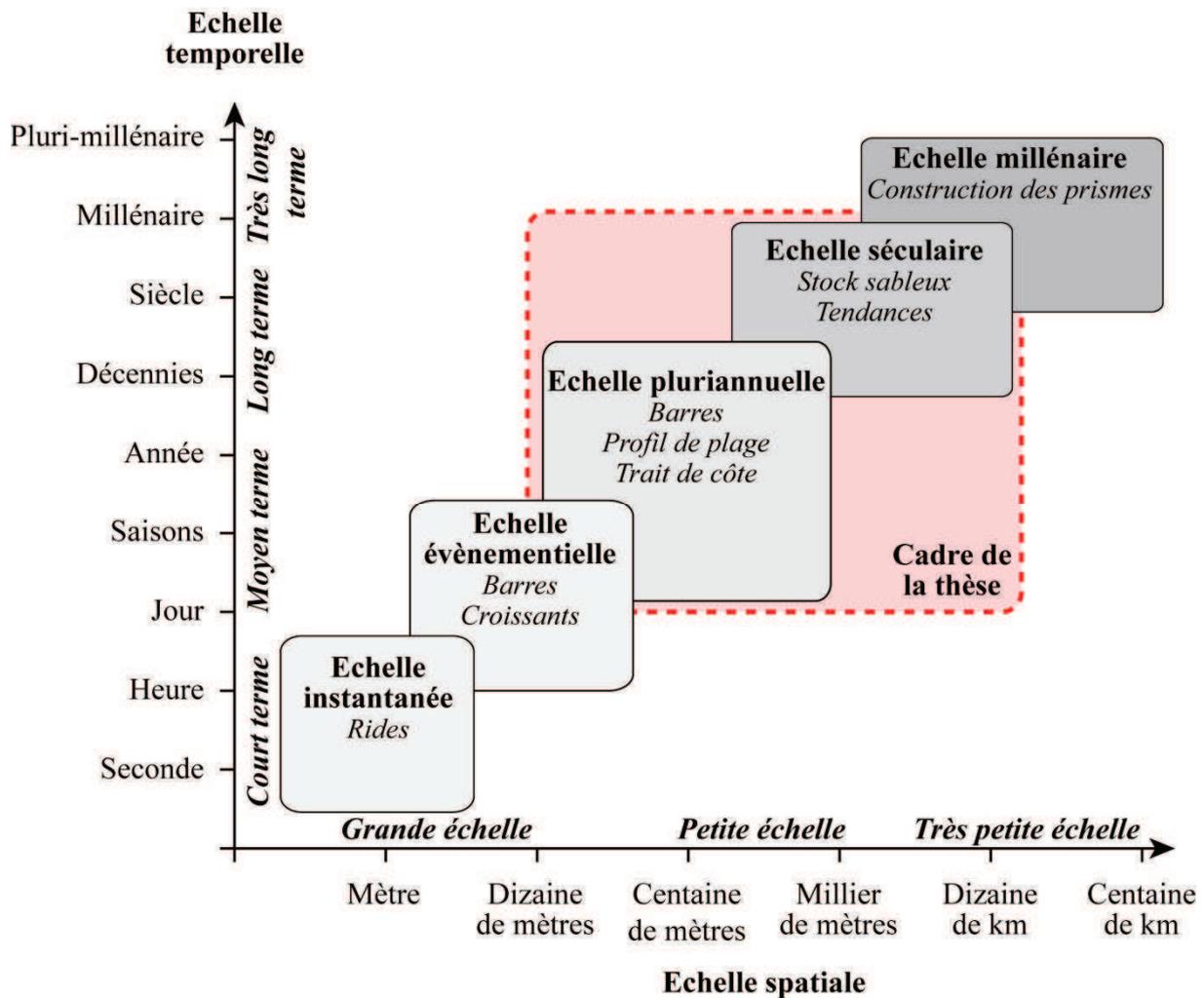


Fig. 3 : Les différentes échelles de temps et d'espaces de la morphodynamique du système côtier (modifiée d'après Cowell et Thom, 1994).

A l'heure actuelle, le comportement de l'avant-côte sur une large échelle spatio-temporelle a été peu étudié (Cowell et Thom, 1994; Masselink et Huges, 2003; Hinton et Nicholls, 2007). D'une part, les modélisations récentes ont permis d'améliorer les connaissances sur les processus mis en jeu à l'échelle événementielle allant de quelques secondes à plusieurs jours. Cependant, l'étude du comportement de l'avant-côte à long terme s'avère plus délicat en raison de la difficulté d'identifier des indicateurs significatifs et de l'influence des processus à court terme (De Vriend, 1991). D'autre part, les données de terrain ne couvrent généralement pas de grandes zones d'études et sont souvent discontinues longitudinalement (Stive *et al.*, 1990; Stive *et al.*, 2002). Ce travail de thèse s'attache donc à aborder le **comportement général de l'avant-côte de l'échelle pluri-décennale à séculaire avec une vision longitudinale continue à l'échelle régionale.**

2. Originalité du site d'étude

Le littoral du Languedoc-Roussillon constitue un site idéal pour l'étude du comportement sur de grandes étendues de l'avant-côte du fait de ses 200 km de côte sableuse quasi-continue. De plus, ce site présente des originalités qui renforcent son importance :

- Le Golfe du Lion est un **environnement microtidal de faible énergie**. Le marnage atteint seulement une trentaine de centimètres. Les conditions de houles sont en moyenne faibles avec une hauteur significative de la houle inférieure à 1,5 m pendant 90% du temps. Les conditions d'agitation sur le littoral du Golfe du Lion sont cependant soumises à une **forte variabilité saisonnière**. Au cours des tempêtes hivernales, la hauteur significative de la houle peut dépasser 3 m et la période de retour annuelle se situe autour de 4 m.

- L'avant-côte du Languedoc-Roussillon est caractérisée par un **système de barres sédimentaires bien développé et quasi-continu** présentant une **très grande variété de typologies de barre**. Ce système présente deux à trois barres d'avant-côte (Fig. 4A).

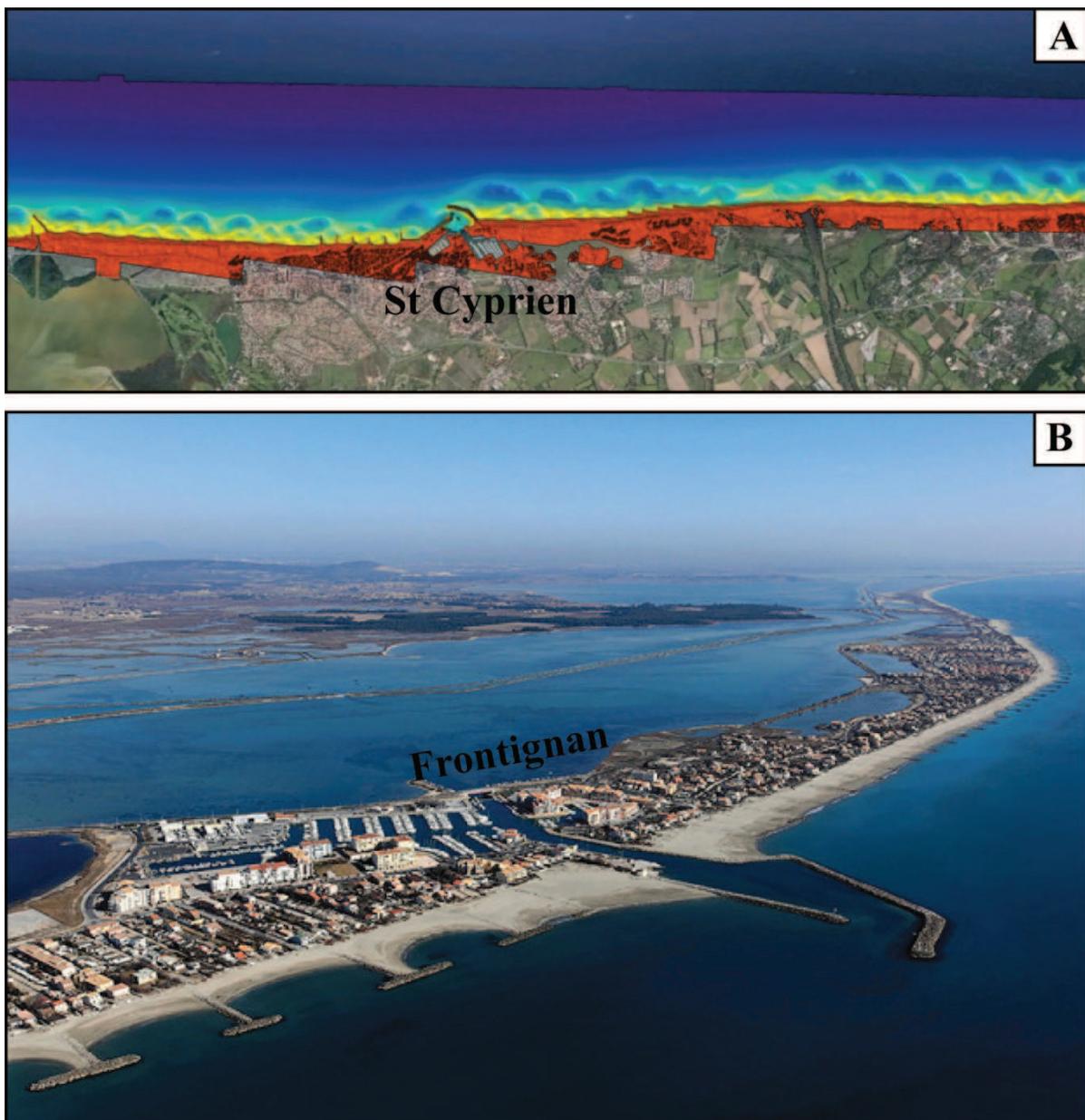


Fig. 4 : (A) imagerie LiDAR 2009 de l'avant-côte à Saint Cyprien permettant d'identifier le système de barres d'avant-côte, et (B) photographie aérienne oblique du port et de la station balnéaire de Frontignan avec ses aménagements de défense contre la mer (brise-lames et épis).

- Le littoral du Golfe du Lion est également singulier du fait du **fort degré d'anthropisation** des côtes. Près de 30% du littoral est équipé de structures érigées par l'homme, que ce soit des ouvrages portuaires ou de défenses contre la mer (Fig. 4B).

- Enfin, il faut souligner les **nombreuses données disponibles** sur le long terme à l'échelle de la région (levés bathymétriques, enregistrements des conditions d'agitation...) grâce aux réseaux mis en place par les institutions d'état et universitaires. L'utilisation récente de la technologie **LiDAR topo-bathymétrique aéroportée** vient compléter cette grande base de données par une **vision 3D régionale, continue et de qualité** (Fig. 4A).

3. Problématiques

Dans le Languedoc-Roussillon, les efforts de recherche sur l'avant-côte ont suivi l'impulsion internationale et de nombreux chercheurs se sont penchés sur son comportement à différentes échelles de temps et d'espace (e.g. Barusseau et Saint-Guily, 1981; Barusseau *et al.*, 1994; Durand, 1999; Certain, 2002; Certain *et al.*, 2005; Certain et Barusseau, 2006; Brunel et Sabatier, 2009; Ferrer *et al.*, 2009; Brunel, 2010; Ferrer, 2010; Robin *et al.*, 2010; Gervais *et al.*, 2011; Gervais, 2012; Gervais *et al.*, 2012). Ces études de terrains ont permis notamment de préciser le **comportement de l'avant-côte et les processus associés à l'échelle événementielle sur de petites portions littorales** ainsi que les étapes de la **mise en place des prismes sableux à l'échelle pluri-millénaire**. A l'échelle pluri-décennale, les études sont basées sur l'analyse de données qui sont le plus souvent **discontinues spatialement, temporellement et/ou peu précises** (levé bathymétrique 2D, photographies aériennes...). Ces travaux ont tout de même permis de préciser le comportement et l'organisation générale de l'avant-côte (Barusseau et Saint-Guily, 1981; Barusseau *et al.*, 1994; Certain *et al.*, 2005; Certain et Barusseau, 2006).

Ce travail de thèse a donc pour objectif d'améliorer la compréhension du **comportement général à long terme de l'avant-côte sur une large échelle spatiale en mettant l'accent sur la variabilité longitudinale**. Cette étude porte principalement sur la morphodynamique des systèmes de barres d'avant-côte et du prisme sableux en général. Pour répondre aux grandes questions mises en avant par la bibliographie, plusieurs objectifs ont été fixés :

- Identifier la morphologie et l'organisation des systèmes de barres d'avant-côte à l'échelle d'une région (200 km de côtes sableuses) afin de caractériser l'**évolution longitudinale instantanée des états de plages, des typologies et des paramètres morphométriques des barres** ainsi que les **transitions**.

- Etudier le comportement à long terme (pluri-décennal à séculaire) de l'avant-côte et des systèmes de barres afin de caractériser l'**évolution du budget sédimentaire, l'expression longitudinale de la dynamique des barres** (Net Offshore Migration) et les **variabilités intersites** à l'échelle de la région.

- Confronter ces résultats avec le contexte géo-environnemental afin de mieux cerner les **paramètres de forçages et les processus clefs**.

Enfin, ces objectifs devraient permettre de faire un lien entre morphologie et dynamique à large échelle spatio-temporelle et d'améliorer ainsi les connaissances sur le comportement général d'une avant-côte en domaine microtidal de faible énergie.

4. Démarche de l'étude

L'étude de zones de grande extension spatiale est complexe en raison de la difficulté d'obtenir des jeux de données suffisants et précis (De Vriend, 1991). Les techniques conventionnelles d'investigation (levés bathymétriques, vidéo, photographies aériennes...) ne permettent pas de cartographier de grandes étendues de littoraux sableux du fait principalement de la difficulté et de la durée de mise en œuvre.

Afin de palier ces difficultés, le littoral du Languedoc-Roussillon a été cartographié à l'aide d'un LiDAR topo-bathymétrique aéroporté (DREAL-LR). Cette technologie originale permet d'imager en peu de temps l'avant-côte en trois dimensions (Guenther *et al.*, 2000). Elle permet ainsi d'obtenir une **vision continue des morphologies émergées et immergées sur de très vastes zones et avec une bonne précision**. Les données obtenues par LiDAR sont complétées par un très large jeu de données bathymétriques 2D (sondeur mono- et multifaisceaux) et hydrodynamiques (réseau de houlographes, courantomètres, marégraphes...) provenant des suivis engagés dans le Golfe du Lion par les chercheurs, l'Etat et les collectivités depuis de nombreuses années.

Le croisement de ces différents types de données doit permettre d'appréhender la morphologie et la dynamique globale de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon à une échelle spatio-temporelle inédite. Ainsi, la morphologie de l'avant-côte est abordée non plus de manière transversale (par profils) mais de manière **longitudinale** sur l'ensemble de la côte grâce au LiDAR. L'extension des échelles temporelles passe par la comparaison des données LiDAR aux données plus anciennes (levés bathymétriques, photographies aériennes, cartes historiques...).

5. Organisation du manuscrit

L'étude de la morphodynamique de l'avant-côte du Golfe du Lion à large échelle spatio-temporelle a mené au découpage de ce manuscrit en 5 chapitres :

- Le premier chapitre présente les caractéristiques physiques et dynamiques du site d'étude. Il résume les connaissances acquises par les nombreuses études menées sur le littoral du Golfe du Lion et certains nouveaux jeux de données obtenus au cours de cette thèse.

- Le chapitre 2 présente la technologie LiDAR topo-bathymétrique aéroportée sur laquelle repose cette thèse. Il explique les grandes lignes du fonctionnement du LiDAR, les survols réalisés en Languedoc-Roussillon et la précision des données obtenues.

- Dans le chapitre 3 sont exposés les résultats de l'analyse de la morphologie de l'avant-côte du Golfe du Lion. Il présente l'organisation des états de plage à l'échelle régionale, leur variabilité longitudinale et la capacité discriminatoire des outils de prédiction dans cet environnement. Il fait le point également sur les différentes typologies de barres et leurs transitions à l'échelle de la cellule hydro-sédimentaire à travers un modèle conceptuel. Enfin, l'évolution longitudinale des paramètres morphométriques des barres est étudiée et mise en relation avec le contexte géo-environnemental du site d'étude.

- Le chapitre 4 fait le point sur le comportement dynamique à long terme de l'avant-côte. Il quantifie l'évolution séculaire du budget sédimentaire de l'avant-côte et l'influence des paramètres naturels et anthropiques. Il fait ensuite le point sur la distribution régionale du

phénomène de "Net Offshore Migration" et la variabilité intersites. La NOM est ensuite abordée à l'échelle de cellules hydro-sédimentaires en focalisant sur l'aspect longitudinal des mouvements de formes et des processus physiques.

- Enfin, une conclusion générale fait le lien entre dynamique et morphologie de l'avant-côte à l'échelle régionale au travers des résultats obtenus et de la bibliographie mondiale. Il discute également de l'impact des activités humaines sur l'évolution de l'avant-côte et sur les possibles évolutions pour le futur. Pour finir, quelques perspectives de recherches sont exposées pour poursuivre ces travaux de thèse.

Chapitre 1

LE LITTORAL SABLEUX DE L'OUEST DU GOLFE DU LION (LANGUEDOC-ROUSSILLON)

Le Golfe du Lion se situe au Sud de la France, en Méditerranée Occidentale, et s'étire du Cap Creus au Cap Couronne. Il forme un large plateau continental atteignant près de 70 km dans sa partie centrale. La pente est entaillée de nombreux canyons sous-marins. Le littoral du Languedoc-Roussillon, objet de cette thèse, se développe au sein de la partie ouest du Golfe du Lion. Il s'étend sur plus de 200 km de la frontière espagnole au Sud jusqu'au débouché du Petit Rhône au Nord-Est, excluant la majeure partie du delta qui se situe plus à l'Est. Il constitue la façade maritime des départements des Pyrénées-Orientales, de l'Aude, de l'Hérault et du Gard (Fig. 1.1) et fait l'objet de cette étude.

Ce chapitre présente les caractéristiques géo-environnementales de la zone d'étude. Il constitue un résumé des thèses d'[Akouango \(1997\)](#), [Durand \(1999\)](#), [Certain \(2002\)](#), [Samat \(2007\)](#), [Raynal \(2008\)](#), [Brunel \(2010\)](#), [Ferrer \(2010\)](#) et [Gervais \(2012\)](#) qui présentent le site d'étude de manière exhaustive. La première partie définit le cadre géologique et géomorphologique du Golfe du Lion. Les caractéristiques sédimentologiques, les apports et les transits sédimentaires sont décrits dans la deuxième partie. La troisième partie présente les conditions hydrodynamiques et météorologiques du site d'étude. Enfin, un dernier paragraphe fait le point sur le degré d'anthropisation des côtes en inventoriant les aménagements faits sur le littoral.

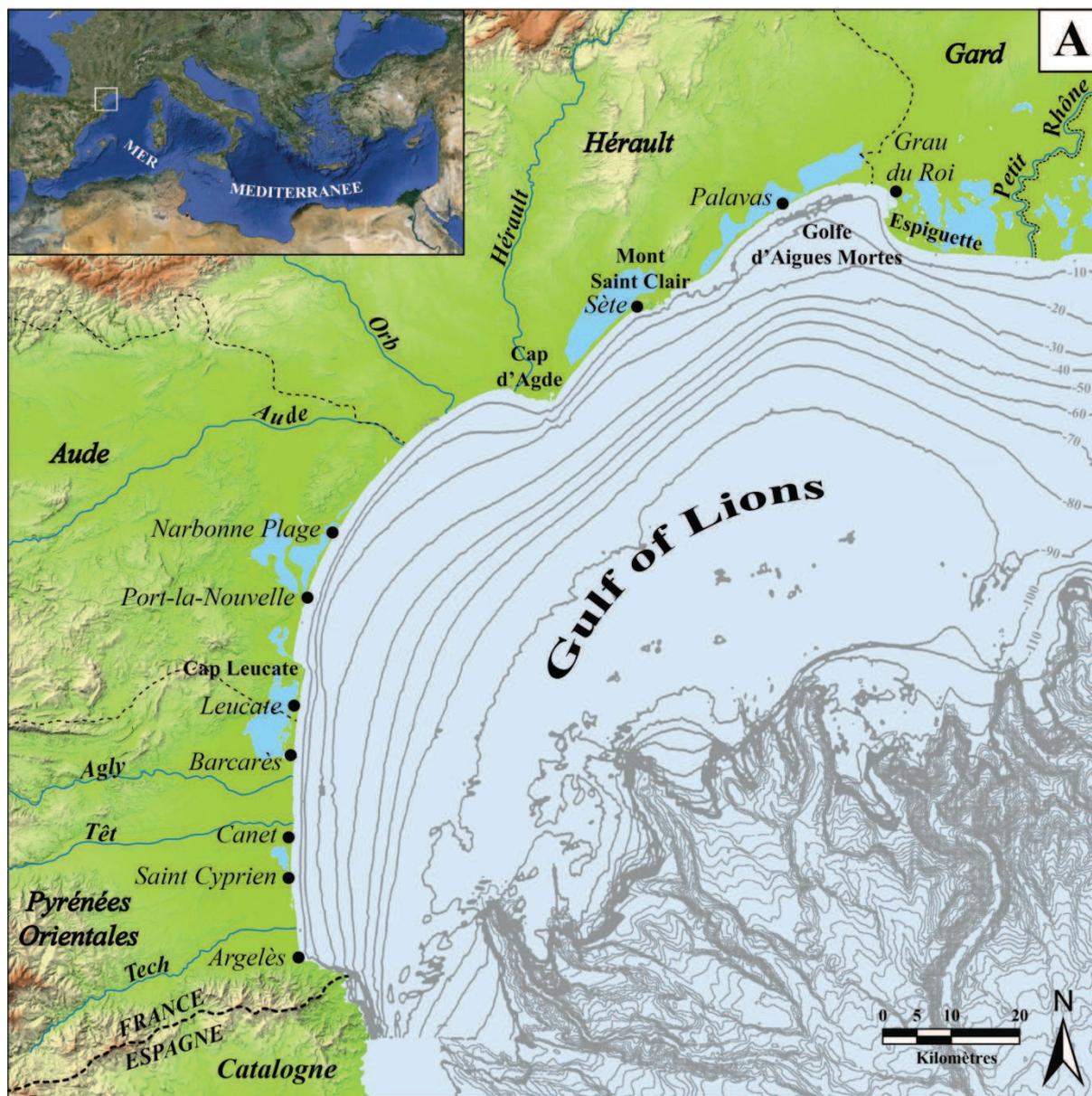


Fig. 1.1 : Carte de localisation du Golfe du Lion et des principales agglomérations.

1.1. Géologie régionale et cadre géomorphologique

1.1.1. Cadre géologique

Le plateau continental du golfe du Lion a été formé par le rifting résultant du mouvement relatif des plaques Africaine et Européenne. Ce rifting débute à l'Oligocène (-28 Ma) et se caractérise par une extension NO-SE (Séranne, 1999) marquée par la présence de failles normales, d'horsts et grabens et de blocs basculés (Raynal, 2008). La période de rifting se termine vers -23 Ma et laisse place à une phase d'expansion océanique jusqu'à -18/-15 Ma caractérisée par une subsidence thermique et de surcharge sédimentaire (Fig. 1.2). Une sédimentation importante se poursuit au cours du Miocène correspondant à des turbidites et

argilites dans les bassins profonds et à des dépôts deltaïques sur la plateforme (Gorini *et al.*, 1993).

La crise de salinité qui intervient à la fin du Miocène va profondément modifier la morphologie du plateau continental du golfe du Lion. La surrection du détroit de Gibraltar engendre la déconnection de la Méditerranée et de l'Océan Atlantique entre 5,96 et 5,33 Ma asséchant en partie la Mer Méditerranée (Gautier *et al.*, 1994; Clauzon *et al.*, 1996). Au cours de cet épisode, le plateau continental du golfe du Lion subit une importante érosion subaérienne et la marge passive est entaillée par de nombreux canyons (Guennoc *et al.*, 2000).

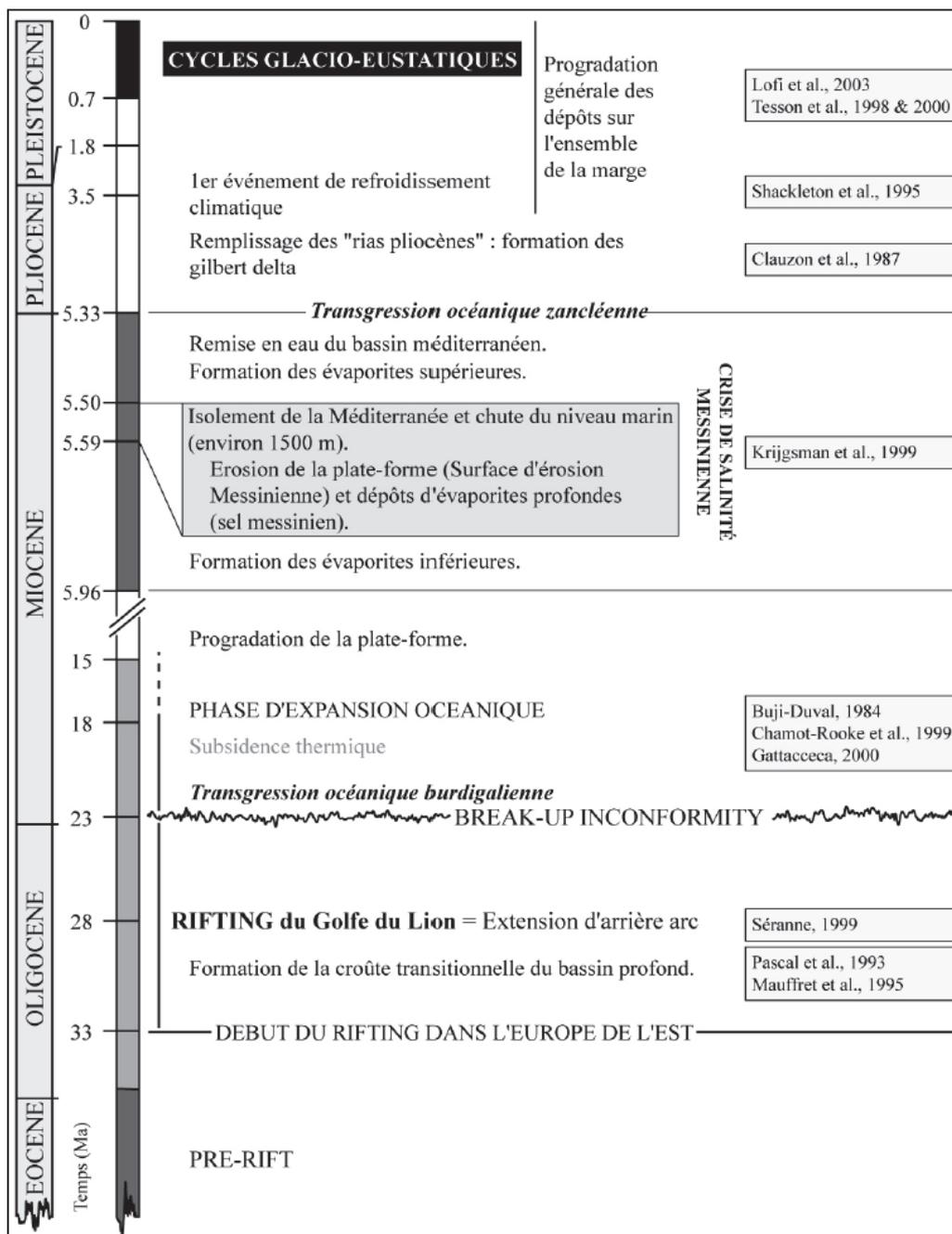


Fig. 1.2 : Chronologie des événements géodynamiques et sédimentaires responsables de la formation du Golfe du Lion (d'après Raynal, 2008).

Au Pliocène et Quaternaire, la surrection bordière, la subsidence du bassin et les changements climatiques permettent le dépôt d'une épaisse série sur la marge du golfe du Lion. La surface d'érosion messinienne est progressivement recouverte par les prismes sédimentaires progradants pouvant atteindre 2000 m d'épaisseur sur le rebord de la plateforme (Lofi *et al.*, 2003).

Lors de la dernière transgression post-glaciaire, un ensemble d'unités rétrogradantes se met en place surmonté par les dépôts progradants du haut niveau marin de la fin de l'Holocène (Gensous et Tesson, 2003). La surface d'inondation maximale marque la limite entre ces deux ensembles sédimentaires. Les cordons littoraux du Languedoc-Roussillon se mettent en place au cours de l'Holocène terminal, lorsque le niveau marin atteint son maximum vers 6500-5500 ans BP (Aloïsi *et al.*, 1978; Raynal, 2008; Ferrer, 2010). De grandes flèches sableuses enracinées aux pointements rocheux vont progressivement fermer les larges baies littorales. Les lagunes ainsi créées conservent des communications temporaires sous forme de petits chenaux appelés "graus".

1.1.2. Les unités géomorphologiques de l'avant-côte

Le littoral du Languedoc-Roussillon se compose de 40 km de côte rocheuse (côte Vermeille), de la frontière espagnole jusqu'au Sud d'Argelès-sur-Mer, poursuivie par 180 km de plages sableuses jusqu'au Petit Rhône. La côte sableuse est entrecoupée par quelques caps rocheux (Cap Leucate, Cap d'Agde et Mont Saint Clair) qui définissent des grands ensembles morphologiques distincts (Fig. 1.3). Ces promontoires rocheux constituent l'attache de grands cordons littoraux. Sous l'effet de la dérive littorale, ils ont isolé de vastes étangs et lagunes (Certain *et al.*, 2004).

La côte du Roussillon s'étire sur 42 km entre Argelès-sur-Mer et le cap Leucate. Elle est formée par une longue bande sableuse quasi-rectiligne d'orientation N-S. Le cordon dunaire isole les étangs de Canet et Salses-Leucate qui communique avec la mer par des graus artificialisés. Cette portion de côte accueille, du Sud vers le Nord, les embouchures des fleuves côtiers Tech, Têt et Agly. L'avant-côte est caractérisée par un système de doubles barres sédimentaires festonnées (Fig. 1.3). La pente du profil de plage (du trait de côte à 1 km au large) est en moyenne de 1,6° (entre 1,28 et 2,35°).

Du cap Leucate au cap d'Agde, la côte est curviligne (N-S à NE-SO) sur 58 km. Entre le cap Leucate et Narbonne Plage, la fermeture de l'ancien Golfe de Narbonne par le cordon dunaire a isolé les étangs de Lapalme, Sigean, Ayrolle, Grazel et Mateille. Plus au Nord, la présence des fleuves Aude, Orb et Hérault a entraîné le comblement progressif des étangs. Seul subsiste le petit étang de Pissevache. L'avant-côte présente un système de deux, parfois trois, barres sédimentaires avec une barre interne festonnée et une barre externe linéaire (Fig. 1.3). Le profil de plage présente une rupture de pente vers -15 m de bathymétrie formant un profil convexe au large. La pente est comprise entre 0,77 et 0,96° (1,8° en moyenne pour la partie plus pentue au large).

Du cap d'Agde au Mont Saint Clair s'étend le lido de Sète sur 18 km. Le cordon dunaire étroit sépare l'étang de Thau de la Méditerranée. La côte quasi rectiligne a une orientation NE-SO. On retrouve sur l'avant-côte un système à deux barres sédimentaires avec une barre interne festonnée et une barre externe linéaire (Fig. 1.3). La pente est relativement faible avec une valeur moyenne de 0,8° (entre 0,45 et 1,02°).

Du Mont Saint Clair à la Pointe de l'Espiguette, un cordon dunaire très étroit sur 38 km sépare la mer d'une série quasi continue d'une dizaine d'étangs de tailles variables (Ingril, Vic, Pierre Blanche, Arnel, Prévost, Pérols, Méjean, Grec, Mauguio et Ponant). Le littoral forme une grande courbe concave qui s'infléchit fortement au Nord-est en formant le Golfe d'Aigues-Mortes. Au niveau de la plage des Aresquiers et de Palavas-Maguelone, l'affleurement du substratum forme deux vastes plateaux rocheux vers -5 et -10 m de bathymétrie respectivement. Le système de barres d'avant-côte présente une à deux barres rectilignes (Fig. 1.3). La pente de l'avant-plage est comprise entre 0,51 et 1,11°.

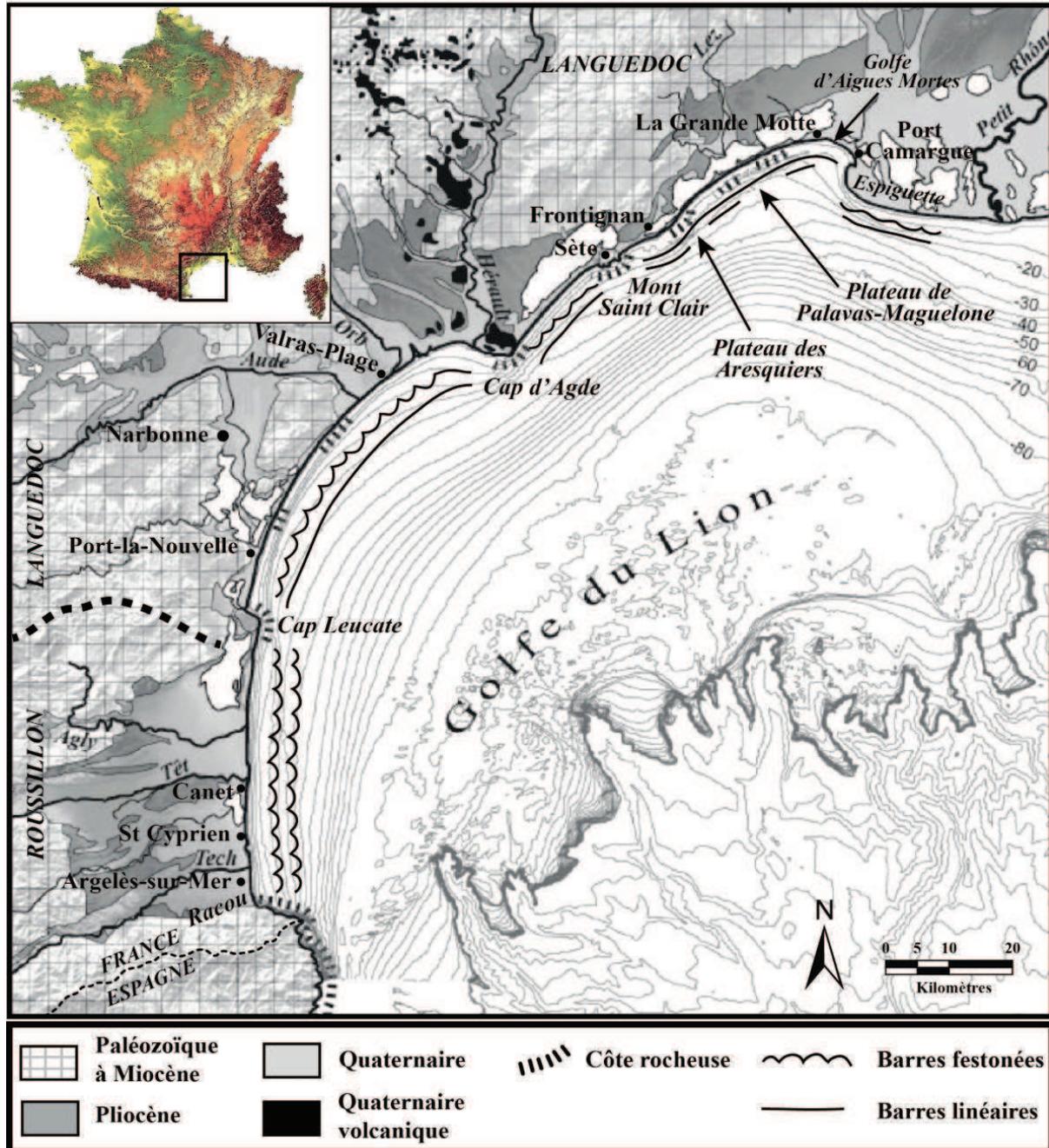


Fig. 1.3 : Carte géologique générale du Golfe du Lion (d'après Raynal, 2008) et morphologie du système de barres d'avant-côte (d'après Certain, 2002).

De la Pointe de l'Espiguette à l'embouchure du Petit Rhône, la plage très large contre la jetée du Grau du Roi s'amincit vers l'Est. Le cordon littoral forme la grande flèche sableuse correspondant à l'extrémité Ouest du Delta du Rhône et isole un ensemble de petits étangs et de marais. Dans cette zone, l'orientation de la côte est légèrement convexe (ONO-ESE à E-O). Sur l'avant-côte, le système de barres sédimentaires présente une barre interne festonnée et une barre externe rectiligne (Fig. 1.3). La valeur moyenne de la pente atteint $0,8^\circ$ (entre $0,66$ et $1,12^\circ$).

1.1.3. Classification des systèmes de barres d'avant-côte

Barusseau et Saint-Guily (1981) repris par Certain (2002) ont réalisé une classification générale des morphologies des barres d'avant-côte rencontrées sur le littoral du Languedoc-Roussillon (Fig. 1.3). Ces travaux ont été réalisés à partir de photographies aériennes de l'IGN permettant de reconnaître la morphologie des barres sédimentaires par transparence de l'eau. Plus récemment, la technologie LiDAR a permis d'améliorer les connaissances sur les morphologies des barres d'avant-côte (Robin *et al.*, 2010). Les résultats montrent qu'il existe une très grande variété de typologies de barres qui font de ce littoral un terrain d'étude idéal. Ce présent travail de thèse poursuit ces premières études.

Du Sud vers le Nord, on observe la plupart des typologies de barre sédimentaires recensées dans le monde. Sur la plage du Racou au Sud d'Argelès-sur-Mer, l'absence de barres d'avant-côte traduit un domaine réfléchissant. Dans le Roussillon, entre Argelès-sur-Mer et le cap Leucate, l'avant-côte est pourvue de deux barres festonnées continues. Ces plages sont dites intermédiaires avec des typologies de barre généralement TBR (*Transverse Bar and Rip*) ou RBB (*Rhythmic Bar and Beach*). Entre le cap Leucate et le cap d'Agde, le système exhibe deux à trois barres d'avant-côte. Une barre interne et/ou intermédiaire festonnée de type RBB et une barre externe dissipative de type LBT (*Longshore Bar-Trough*). Sur le lido de Sète, la barre interne peut alternativement être intermédiaire ou dissipative (RBB-LBT) alors que la barre externe est toujours dissipative de typologie LBT à D (*Dissipative*). Enfin, du Mont Saint Clair à la Pointe de l'Espiguette, on observe un système de deux barres rectilignes pouvant être LBT ou D.

1.2. Sédimentologie

1.2.1. Caractéristiques sédimentaires du littoral

Dans le **cadre de cette thèse** et afin d'améliorer la connaissance sur les sédiments du littoral du Languedoc-Roussillon, un **nouvel échantillonnage** de l'avant-côte des Pyrénées-Orientales et de l'Aude a eu lieu au cours de l'été 2012. Cette mission s'inscrit dans la campagne LittoSis financée par la DREAL-LR et pilotée par le laboratoire CEFREM.

Selon un pas d'environ un kilomètre, sept zones morphologiques (quand elles sont présentes) ont fait l'objet d'un échantillonnage : le haut de plage, la berme, le talus de collision, la barre interne, la barre intermédiaire, la barre externe et le glacis (cf. Fig. 1). Les échantillons sur les barres et le glacis ont été récoltés depuis un bateau à l'aide d'un cône Berthois. Un total de 528 échantillons sédimentaires a été prélevé. Les échantillons ont

ensuite été analysés en laboratoire à l'aide d'une colonne de tamis selon la norme AFNOR ($10^{1/10}$) afin d'obtenir les courbes granulométriques et de calculer les différents indices granulométriques (médiane, mode, sorting, skewness et kurtosis). La granulométrie des sédiments du littoral de l'Hérault provient d'une étude réalisée par l'UPVD en 2002 pour le Conseil Général 34 sur 268 échantillons. Le résultat de ce travail est présenté dans la [Fig. 1.4](#) et [Fig. 1.5](#).

L'évolution longitudinale de la granulométrie suit une tendance générale à la diminution du Sud vers le Nord mais plusieurs hétérogénéités apparaissent, notamment dans le Sud. Dans le Roussillon, le diamètre moyen du sédiment sur la barre interne est dans l'ensemble assez grossier (~0,41 mm en moyenne) avec un maximum sur la plage du Racou à l'extrême Sud de la zone (2,64 mm sur le talus et 1,06 mm sur le glacis). Les embouchures des fleuves Tech, Têt et Agly entraînent une augmentation de la taille du grain moyen sur le talus et la barre interne alors que celle-ci baisse légèrement sur la barre externe et le glacis.

Au passage du cap Leucate, le D_{50} des sédiments des barres interne et externe chute brutalement et se stabilise autour de 0,20 mm jusqu'à l'extrême Nord de la zone d'étude. Les sédiments du glacis sont légèrement plus fins, autour de 0,15 mm. Le talus et la berme présente également un sable fin (~0,20 mm) excepté à l'embouchure de l'Aude, sur les plages d'Agde, la plage des Aresquiers et la plage de Palavas-Maguelone où le sédiment est très grossier (présence de graviers et de galets).

La taille des grains des sédiments présente également des variations importantes transversalement à la côte déjà mise en évidence par [Barusseau \(2011\)](#). En général, les sédiments les plus grossiers de la plage émergée sont situés sur la berme alors que le haut de plage est constitué de sédiments plus fins. Sur la plage immergée, les sédiments les plus grossiers se rencontrent sur le talus de collision. La taille des sédiments s'affine vers le large, les sédiments les plus fins étant observés sur le glacis.

1.2.2. Les apports fluviaux

Six fleuves principaux alimentent le littoral du Languedoc-Roussillon ([Fig. 1.1](#)). Les fleuves Tech, Têt et Agly alimentent la côte Roussillonnaise. Le littoral Narbonnais est alimenté par les fleuves Aude, Orb et Hérault. Au Nord du cap d'Agde (Lido de Sète et Golfe d'Aigues Mortes), le littoral est actuellement dépourvu d'alimentation fluviale, ce sont les anciens dépôts du Rhône qui dominent bien que celui-ci n'alimente plus actuellement ce secteur.

Le climat méditerranéen (précipitations annuelles de 700 mm) conduit généralement à des périodes sèches de longue durée séparées par des crues de courte durée mais très puissantes. En raison de la proximité des montagnes, ces événements sont capables de transporter de grandes quantités de sédiments (plusieurs millions de tonnes) jusqu'au littoral. La crue exceptionnelle de 1940 a par exemple provoquée la mise en place de grands systèmes deltaïques à l'embouchure des fleuves roussillonnais ([Pardé, 1941](#)).

Cependant, depuis le milieu du XXe siècle, les actions anthropiques (reboisement, prélèvement de matériaux dans les lits et construction de barrages) ont entraîné une baisse drastique des apports de sédiments vers la côte, le débit fluvial maximum ayant été divisé par 20 ([Brunel, 2010](#)). Selon les auteurs, à partir de 1984, le débit solide (sables, graviers et

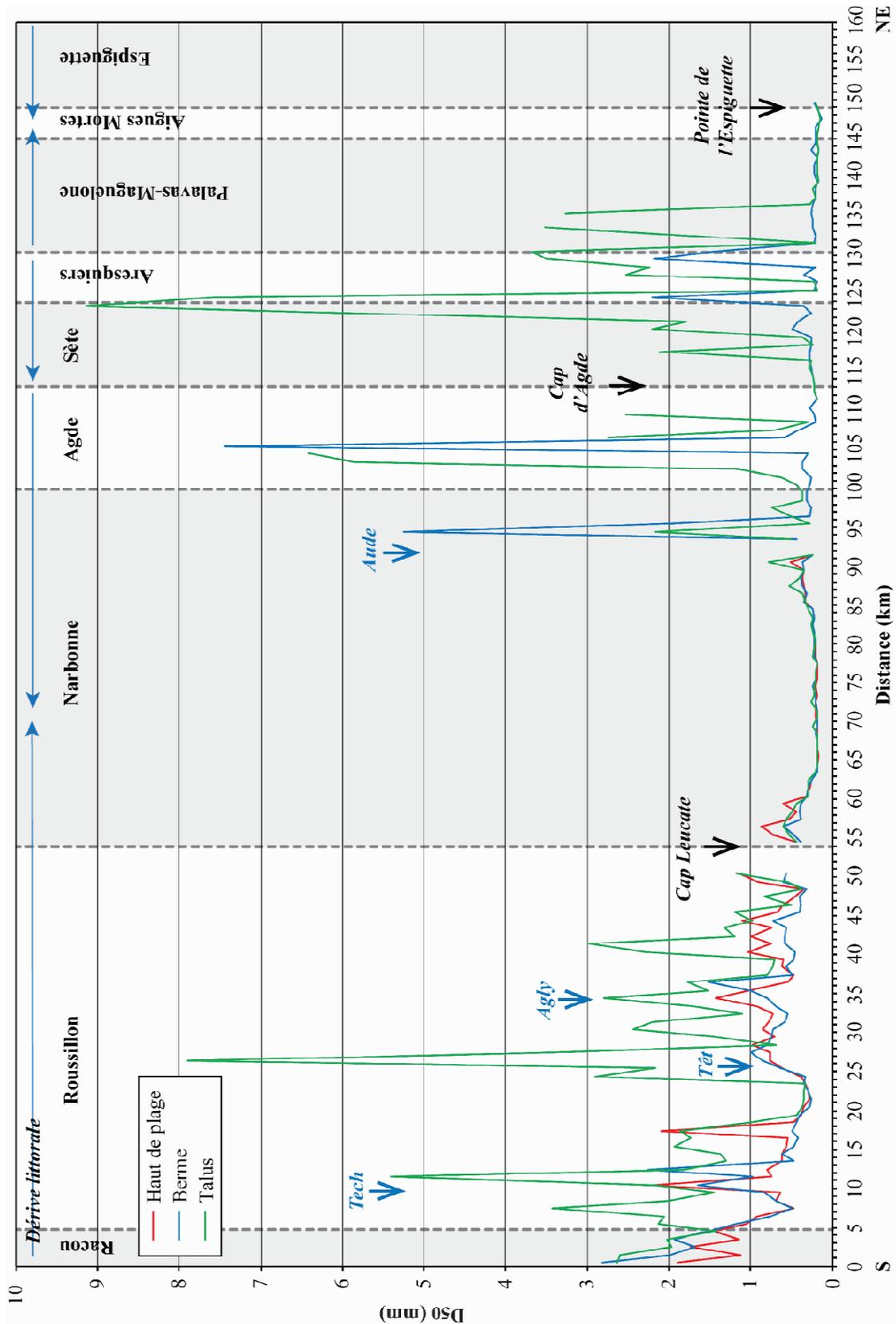


Fig. 1.4 : Evolution longitudinalement à la côte de la taille des grains du haut de plage, de la berme et du talus. Les zones grisées correspondent aux différentes cellules hydro-morphologiques. Les flèches bleues représentent les embouchures des principaux fleuves et les flèches noires indiquent la position des caps ou grandes structures interrompant le transit.

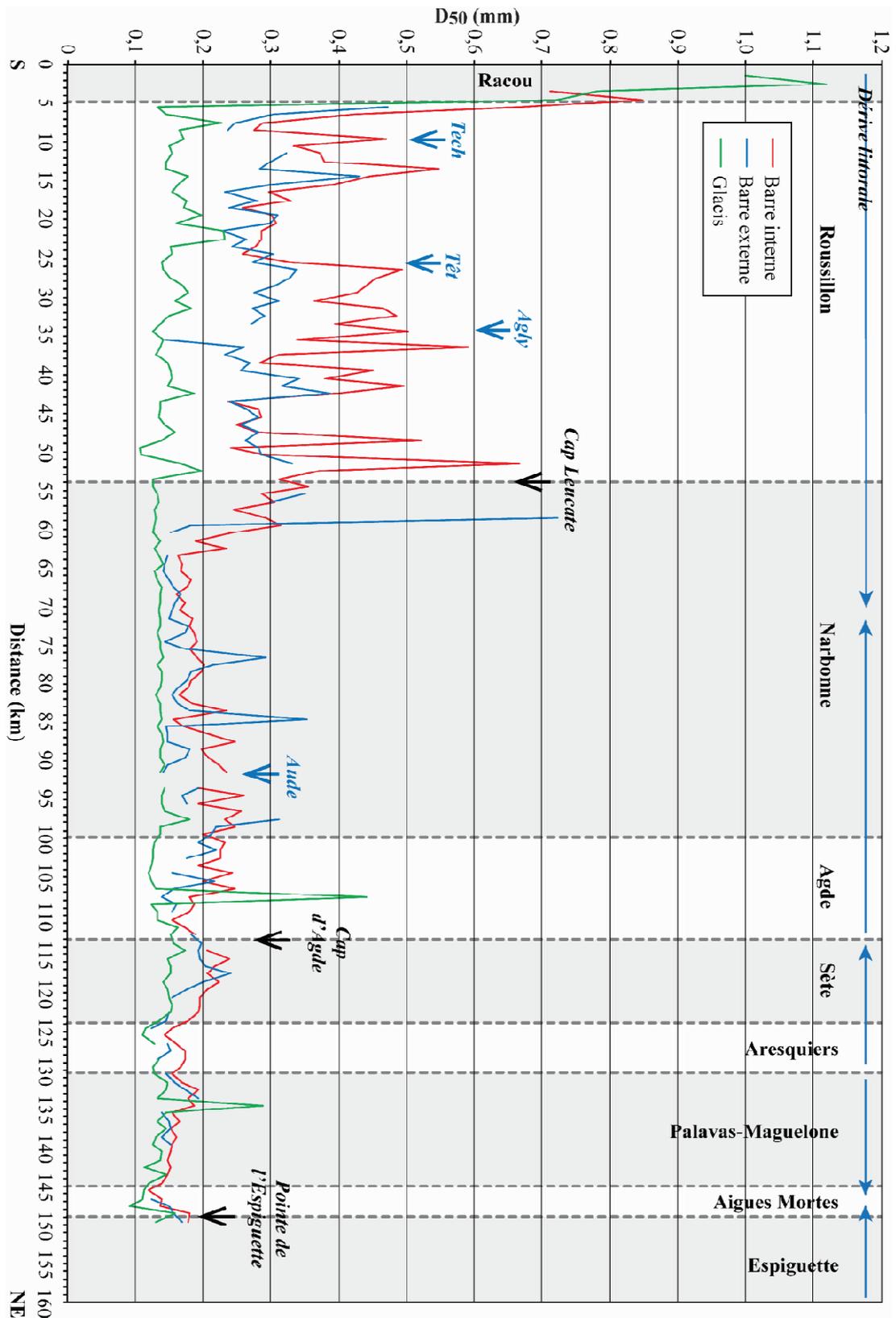


Fig. 1.5 : Evolution longitudinalement à la côte de la taille des grains de la barre interne, de la barre externe et du glacis. Les zones grisées correspondent aux différentes cellules hydro-morphologiques. Les flèches bleues représentent les embouchures des principaux fleuves et les flèches noires indiquent la position des caps ou grandes structures interrompant le transit.

galets) est estimé entre 1000 et 18 000 m³/an, 18 500 et 34 000 m³/an et 1000 et 5200 m³/an pour le Tech, la Têt et l'Agly respectivement, et 80 000 à 100 000 m³/an pour l'Aude, Orb et l'Hérault (Durand, 1999; Certain, 2002). Le débit total annuel serait estimé entre 260 000 et 358 000 m³, ce qui correspond à une quantité de sédiments de 6,5 à 8,9.10⁶ m³ fournis par les rivières de 1984 à 2009 dans la partie Sud du golfe.

1.2.3. Transits littoraux et organisation cellulaire

L'organisation cellulaire et le transport sédimentaire sur l'avant-côte du Golfe du Lion est principalement conditionnée par l'orientation de la côte (cf. section 2.1.2) et le régime de houle (cf. section 2.3.3). Ainsi, 6 cellules hydro-sédimentaires ont pu être mises en évidence (Raynal *et al.*, 2013) (Fig. 1.6).

A l'extrémité Sud du golfe, entre la côte rocheuse et l'embouchure du Tech, la cellule est alimentée par les apports du Tech avec une dérive littorale orientée localement vers le Sud en raison de la zone d'abri créée par les Albères et de la réfraction des houles par les caps rocheux plus au Sud. La limite supérieure de la cellule peut fluctuer autour de l'embouchure du Tech en fonction de la part relative des houles issues des vents de terre et des vents marins (Fig. 1.6).

De l'embouchure du Tech au grau de Vieille Nouvelle dans le Narbonnais, la cellule est alimentée par les fleuves roussillonnais (Tech, Têt et Agly). La dérive littorale s'effectue du Sud vers le Nord avec un transport sédimentaire estimé entre 10 000 et 40 000 m³/an (tous les chiffres de transit nécessiteraient une ré-actualisation). Le cap Leucate, dans la partie Nord de la cellule, constitue une barrière semi-imperméable au transit (Fig. 1.6).

Du grau de Vieille Nouvelle à l'embouchure de l'Hérault, la cellule est alimentée par les fleuves languedociens (Aude, Orb et Hérault). La dérive littorale est principalement orientée vers le SO avec un transport sédimentaire de l'ordre de 10 000 à 40 000 m³/an. Les limites inférieure comme supérieure sont également fluctuantes autour des graus de Vieille Nouvelle et d'Agde respectivement (Fig. 1.6).

De l'embouchure de l'Hérault au cap d'Agde, ce sont les sédiments rhodaniens qui dominant. La dérive littorale principale est orientée vers l'Est et l'on ne peut pas exclure une éventuelle redistribution des apports de l'Hérault vers cette cellule malgré les jetées construites de part et d'autre de l'embouchure qui doivent intercepter la majorité des faibles transferts résultants (Fig. 1.6).

Du cap d'Agde au Mont Saint Clair (Sète), la dérive littorale est orientée vers le SO avec un transport sédimentaire estimé entre 10 000 et 100 000 m³/an. Cette portion de littoral est dépourvue de fleuve et la limite supérieure de la cellule est imperméable du fait des aménagements du port de commerce de la ville de Sète. La limite inférieure constituée par le cap d'Agde est elle semi-perméable (Fig. 1.6).

Enfin, de Frontignan à l'Espiguette, la dérive littorale dominante actuelle est orientée vers l'Est privant ainsi le Languedoc d'une partie des apports provenant du Rhône. De plus, la limite supérieure de la cellule est constituée par la très grande digue de l'Espiguette qui bloque une grande partie des apports provenant de l'Est (Fig. 1.6). Le transport sédimentaire est estimé entre 10 000 et 100 000 m³/an. Les nombreux ouvrages de défense contre la mer mis

en place sur l'avant-côte n'ont pas réussi à enrayer le phénomène d'érosion qui affecte une grande partie de cette portion de littoral.

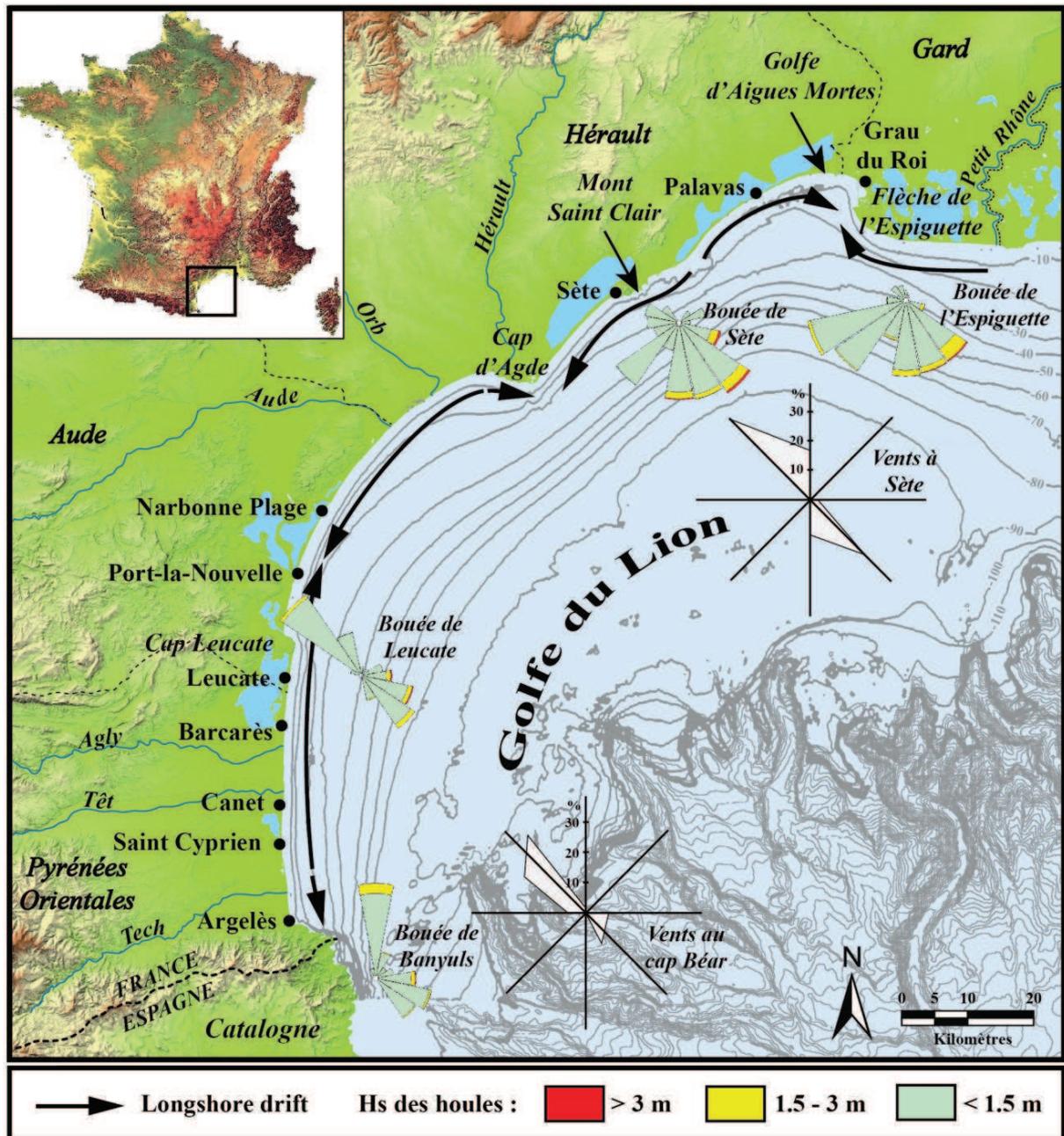


Fig. 1.6 : Carte du golfe du Lion présentant les principales cellules hydro-sédimentaire (flèches), la direction et la hauteur des houles annuelles à Banyuls, Leucate, Sète et l'Espiguette, et la direction et le pourcentage des vents au Cap Béar (Banyuls) et à Sète.

1.3. Hydrodynamique et météorologie

1.3.1. Marnage, surcote, *set-up* et *run up*

Le Golfe du Lion est soumis à une marée microtidale de type semi diurne avec des irrégularités diurnes. Le marnage est très faible avec une marée de vives eaux moyenne inférieure à 30 cm. La dynamique littorale est donc principalement contrôlée par la houle. Le Golfe du Lion est d'ailleurs défini comme un environnement dominé par les vagues selon la classification de Hayes (1979). Néanmoins, de fortes variations de niveau d'eau sont engendrées par les vents et les variations de pression atmosphérique. La surcote atmosphérique est un phénomène d'équilibre barométrique simple du niveau marin. La chute de pression atmosphérique entraîne une surélévation du niveau du plan d'eau (-1 Hpa = +1 cm). La friction du vent sur les masses d'eau (surcote résiduelle) peut influencer ces variations positivement ou négativement en fonction de sa direction. Des surcotes extrêmes supérieures à 70 cm peuvent survenir sur le littoral du Languedoc-Roussillon (Gervais, 2012). Le setup est la surélévation du plan d'eau dû au transfert d'énergie sur la colonne d'eau lorsque les vagues déferlent. Gervais (2012) observe par modélisation un setup pouvant atteindre 72 cm à Sète lors de tempêtes extrêmes. Enfin, le run up est l'effet conjugué de ces phénomènes auquel s'ajoute le jet de rive. C'est l'altitude maximale atteinte par le plan d'eau. Dans les cas les plus extrêmes, le run up peut dépasser 3 m (Gervais, 2012).

1.3.2. Régime des vents

Le Languedoc-Roussillon est balayé par deux régimes de vent dominant : la Tramontane et le Marin (Casanobe, 1961; Person, 1973; Mayençon, 1992) (Fig. 1.6).

La Tramontane est un vent de terre de secteur NO à O. Elle est le vent le plus fréquent dans le golfe avec 2/3 des enregistrements au Cap Béar et 1/3 à Sète (Certain, 2002). Elle est générée par la présence d'un anticyclone sur le proche Atlantique et une dépression dans le Golfe de Gênes qui engendrent un flux de Nord-ouest à Nord-est sur la France. Le couloir du Lauragais, entre les Pyrénées et le Massif Central canalise et amplifie la Tramontane qui peut souffler avec violence sur les côtes du Languedoc-Roussillon (60 km/h près de 120 jours par an à Perpignan et 100 km/h au Cap Béar 60 jours par an).

Le Marin est moins fréquent. Il souffle d'un secteur SE à E et est généralement engendré par les dépressions formées sur le Golfe de Gascogne et qui traversent l'Espagne. La vitesse du vent est généralement plus faible que la Tramontane. Cependant, il peut souffler violemment lors des épisodes de fortes tempêtes (les rafales atteignent 170 km/h à Sète en novembre 1982). Chargé d'humidité par sa traversée de la Méditerranée, le Marin peut être à l'origine de fortes précipitations sur les versants des reliefs montagneux exposés au SE.

1.3.3. Régime de houle

Les analyses statistiques de la hauteur significative annuelle de la houle et de la période de pic à Banyuls, Leucate, Sète et Espiguette (3 à 5 ans d'enregistrements) montrent que les

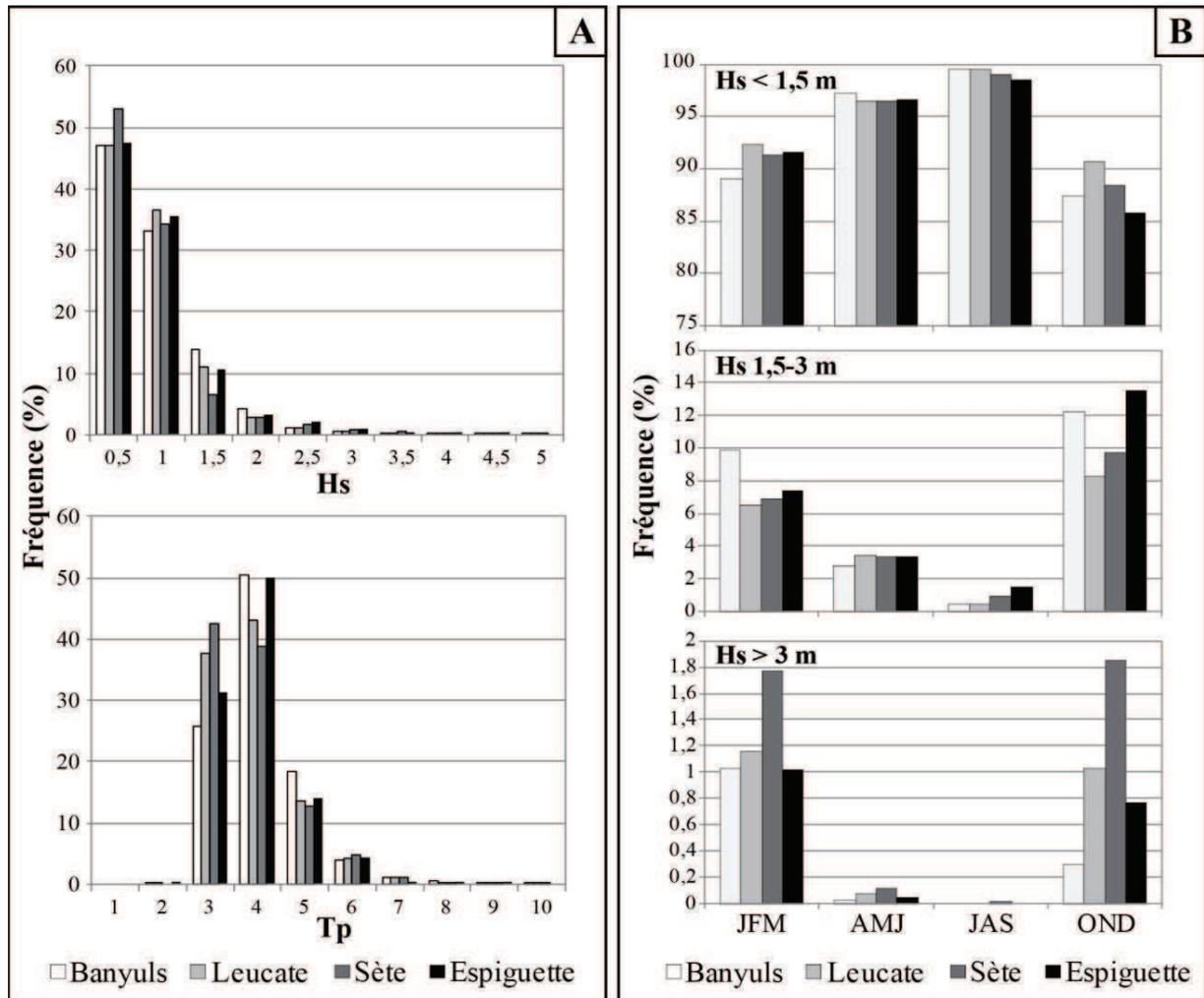


Fig. 1.7 : (A) fréquence des hauteurs et des périodes de pic de la houle à Banyuls, Leucate, Sète et Espiguette et (B) fréquence des hauteurs significatives de la houle supérieures à 1,5 m, entre 1,5 m et 3 m et supérieures à 3 m en fonction des saisons (JFM: Janvier, Février et Mars; AMJ : Avril, Mai et Juin; JAS : Juillet, Août et Septembre; OND : Octobre, Novembre et Décembre) à Banyuls, Leucate, Sète et Espiguette.

conditions de houles annuelles dans le Golfe du Lion sont peu énergétiques. Plus de 90% des houles ont une hauteur significative inférieure à 1,5 m et une période inférieure à 5 s (Fig. 1.7A). De plus, la moyenne annuelle de la hauteur significative des houles est inférieure à 1 m sur les quatre sites. Cependant, la H_s des houles peut dépasser les 3 m au cours des événements de tempête. Ces événements sont plus fréquents à Sète avec environ 1% des enregistrements contre 0,5% pour les autres sites. Les houles entre 1,5 et 3 m sont par contre un peu plus fréquentes à Banyuls et Espiguette (~ 6%) qu'à Leucate et Sète (~ 5%). Le site d'étude peut être considéré comme un système dominé par les houles de très faible énergie mais ponctué par des épisodes de tempêtes très énergétiques (Certain, 2002).

Les événements les plus énergétiques ont lieu en automne et en hiver avec les hauteurs de houle et les périodes les plus importantes bien que leur fréquence reste faible (Fig. 1.7A). Trois saisons énergétiques peuvent être établies. En été, la hauteur des vagues n'atteint pas les 3 m (sauf à Sète avec une fréquence très faible de 0,02%) et 0,5 à 1,5% de la hauteur des vagues se situe entre 1,5 et 3 m. Au printemps, les houles supérieures à 3 m apparaissent, mais

avec des fréquences encore faibles (entre 0,02 et 0,12%), 3,3% des vagues atteignent une hauteur comprise entre 1,5 et 3 m pour les quatre sites. Enfin, c'est au cours de l'hiver et de l'automne que la fréquence des fortes houles est la plus grande avec 1 à 2% des hauteurs supérieures à 3 m et 6 à 12% pour les houles comprises entre 1,5 et 3 m. La même tendance est observée pour les périodes de pic moyennes qui oscillent entre 5 et 7s (Fig. 1.7B).

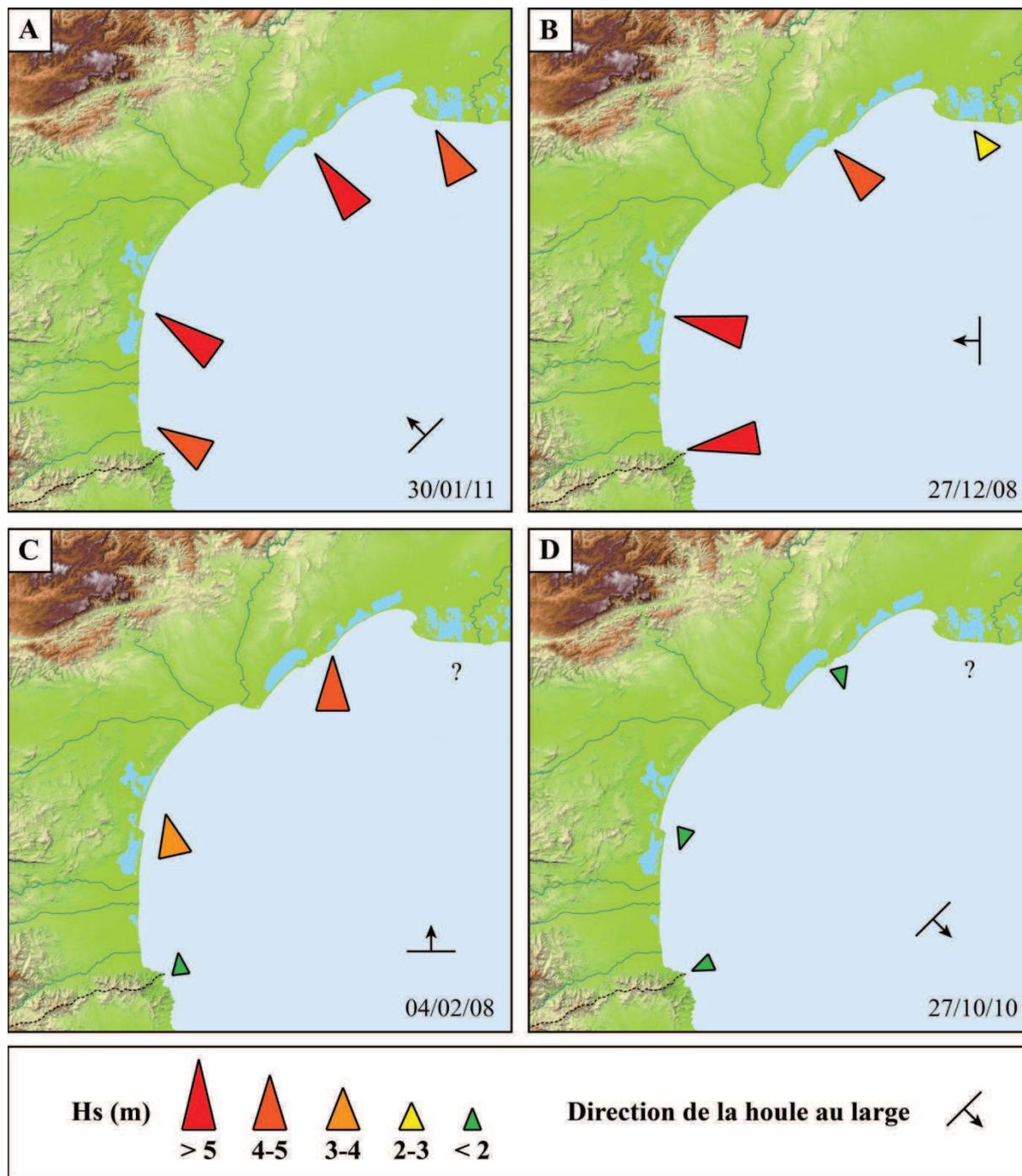


Fig. 1.8 : Hauteur significative et direction de la houle au niveau des houlographes du Languedoc-Roussillon lors de condition de vent marin générant (A) une tempête de SE, (B) une tempête d'Est et (C) une tempête de Sud et (D) lors de condition de vent de terre générant des petites houles à la côte.

Les houles atteignent les côtes du Golfe du Lion selon deux directions préférentielles (Fig. 1.6 et Fig. 1.8); les houles de NE à ENE sont engendrées par réfraction des lignes de crêtes des houles formées par le Mistral et la Tramontane et les houles d'E à S sont générées par le Marin. Les houles issues des vents de terre (Mistral et Tramontane) sont les plus fréquentes mais ont des hauteurs très faibles (80% inférieures à 1 m, (Certain, 2002)). Elles ont un rôle très limité en termes de transport sédimentaire sur l'avant-côte, la Tramontane pouvant tout de même générer d'importants transports éoliens sur la plage émergée. Les houles générées par les vents marins sont les plus énergétiques. Leur H_s annuelle se situe autour de 3 m avec des maxima centennaux pouvant atteindre près de 7 m (Certain, 2002). Les houles de SE, les plus fréquentes, sont très énergétiques dans la partie centrale et Nord du golfe, la partie Sud (Roussillon) étant protégée par la côte rocheuse formée par la terminaison de la chaîne des Pyrénées. Cette partie Sud est cependant fortement impactée par les houles d'Est qui atteignent le rivage de manière frontale (Fig. 1.6 et Fig. 1.8).

1.4. Aménagement du littoral et protection côtière

L'aménagement du littoral du Golfe du Lion à grande échelle débute en 1963 lorsque le gouvernement français lance la Mission interministérielle pour l'aménagement du littoral du Languedoc-Roussillon pilotée par Pierre Racine (Mission Racine). Cette mission avait pour objectif de développer le tourisme dans la région par la construction de grandes stations balnéaires (Sagnes, 2001). Dès lors, de nombreux ouvrages portuaires ont été également construits et, du fait des phénomènes croissants de situations d'érosions, les côtes ont vu fleurir d'importants dispositifs de défense contre la mer (épis, brise-lames...). Actuellement, une grande majorité du littoral du Golfe du Lion est équipé d'ouvrages de protection (402 recensés sur le littoral du Languedoc-Roussillon) (Samat, 2007; Raynal *et al.*, 2011).

La construction des stations balnéaires et des infrastructures attenantes (routes, marinas, parcs de loisir...) au plus près du rivage a entraîné la disparition d'une grande partie du cordon dunaire sur la haute plage. Celui-ci a été remplacé en de nombreux endroits par des murets en dur séparant les habitations de la plage. Son rôle de stockage sédimentaire et de tampon face aux événements de forte énergie a ainsi totalement disparu dans les zones urbanisées (Certain, 2002; Gervais, 2012)

Le développement des stations balnéaires a mené par ailleurs à la construction de ports sur l'avant-côte. On dénombre aujourd'hui un total de 22 ports sur la façade maritime du Languedoc-Roussillon (Fig. 1.9 et Fig. 1.10), principalement destinés aux navires de plaisance excepté les ports commerciaux de Port-la-Nouvelle et de Sète. La dimension des ouvrages varie fortement, notamment en fonction des stations balnéaires qu'ils desservent. Les jetées des ouvrages constituent une barrière pour le transit sédimentaire le long de la côte et on assiste à des accumulations sédimentaires en amont-dérive alors que de fortes érosions affectent l'aval-transit (Durand, 1999). On a ainsi compartimenté et fortement modifié les orientations de nombreux segments du trait de côte (Fig. 1.9) jusqu'alors relativement linéaire.

Les effets conjugués de l'anthropisation du littoral et de la réduction des apports sédimentaires par les fleuves dû aux interventions humaines engendrent d'importants phénomènes d'érosion sur une majeure partie du littoral du Golfe du Lion. D'importants dispositifs de défense contre la mer (épis, brise-lames...) ont été mis en place pour tenter de



Fig. 1.9 : Photographie aérienne oblique de Sainte Marie Plage et ses ouvrages de défense contre la mer (DREAL-LR). Le blocage des sédiments en amont du port (bas de la photo) a engendré une forte érosion stabilisée par les ouvrages de défense. Cette érosion s'est décalée en aval transit (haut de la photo).

contrer, ou du moins de fixer, cette érosion mais n'ont pour la plupart fait que décaler latéralement l'érosion (Durand, 1999; Certain, 2002; Samat, 2007) (Fig. 1.9). Les ouvrages de défense sont peu nombreux dans le Roussillon et principalement concentrés à proximité des ports. La partie centrale du golfe, du cap Leucate au cap d'Agde, est dépourvue d'ouvrages (excepté à l'extrémité Nord au niveau d'Agde) contrairement à la partie Nord, de Frontignan à la pointe de l'Espiguette, où ils sont très nombreux en raison de l'important recul du trait de côte.

Plusieurs rechargements en sédiments ont également été effectués depuis le début des années 70 pour palier l'érosion des côtes sableuses (Fig. 1.11). Cependant, la comparaison

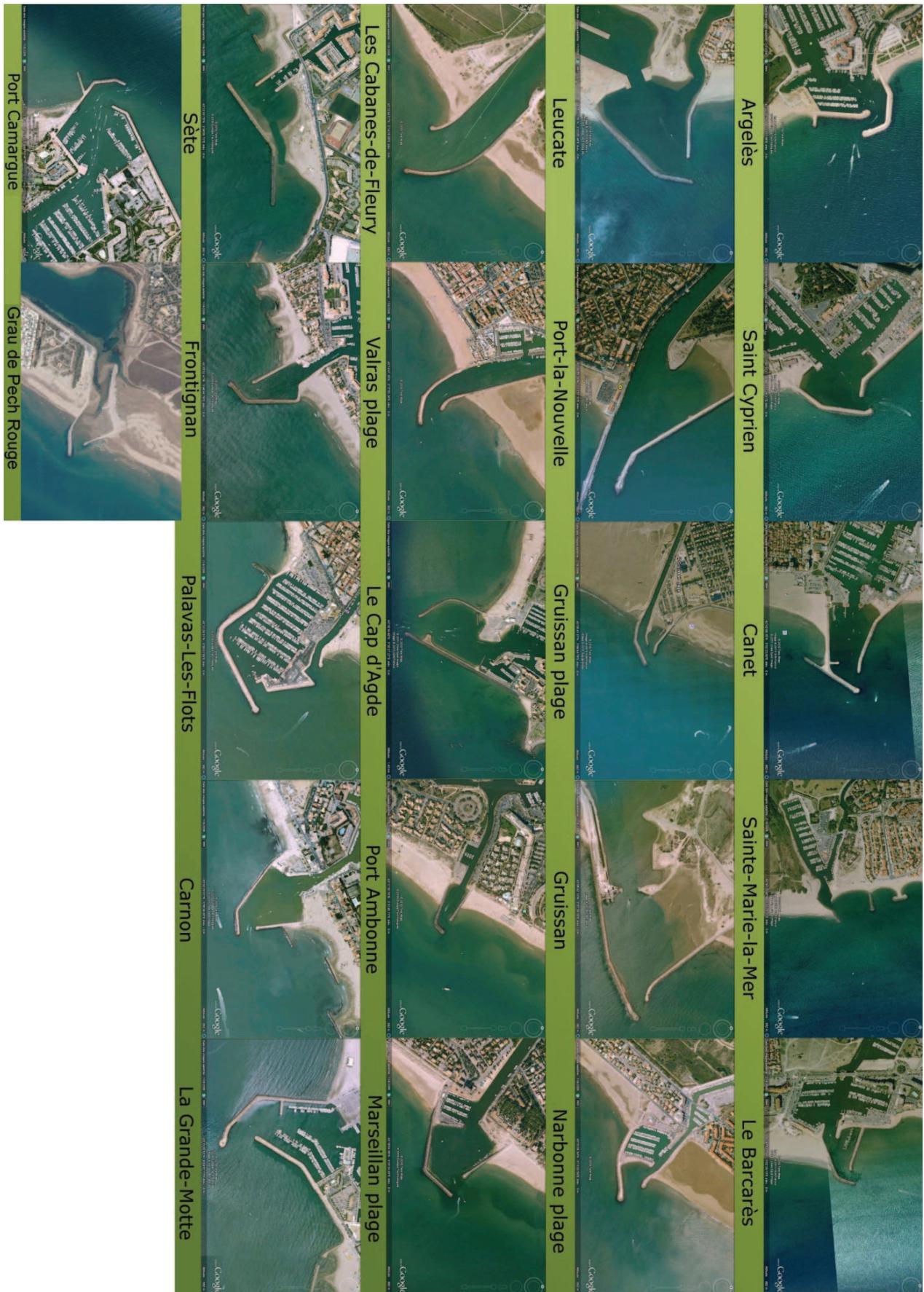


Fig. 1.10 : Photographies aériennes des 22 ports du Languedoc-Roussillon (Google Earth).

des diminutions des apports fluviaux au volume des rechargements artificiels montre que ces derniers n'apportent que des réponses locales et à court terme à l'érosion (Raynal *et al.*, 2011). L'idée d'un rechargement de grande ampleur à l'échelle de la région pose également le problème des sources et du rétablissement des flux sédimentaires naturels (Raynal *et al.*, 2013).

Depuis peu, de nouveaux concepts de protection "plus douce" sont mis en œuvre dans le Languedoc-Roussillon. Un tube géotextile de 240 m a été installé en 2009 au large de Vendres (Hérault) et près de 1 km de tube ont été installés sur le lido de Sète en 2011 pour renforcer le rôle d'atténuation des houles par les barres d'avant-côte (Raynal *et al.*, 2011). De même, plusieurs chantiers de restauration du cordon dunaire ont été lancés au cours de ces dernières décennies. L'objectif étant de restaurer son rôle écologique et paysager, mais avant tout sa fonction protectrice face à la submersion marine et l'érosion (Raynal *et al.*, 2011).

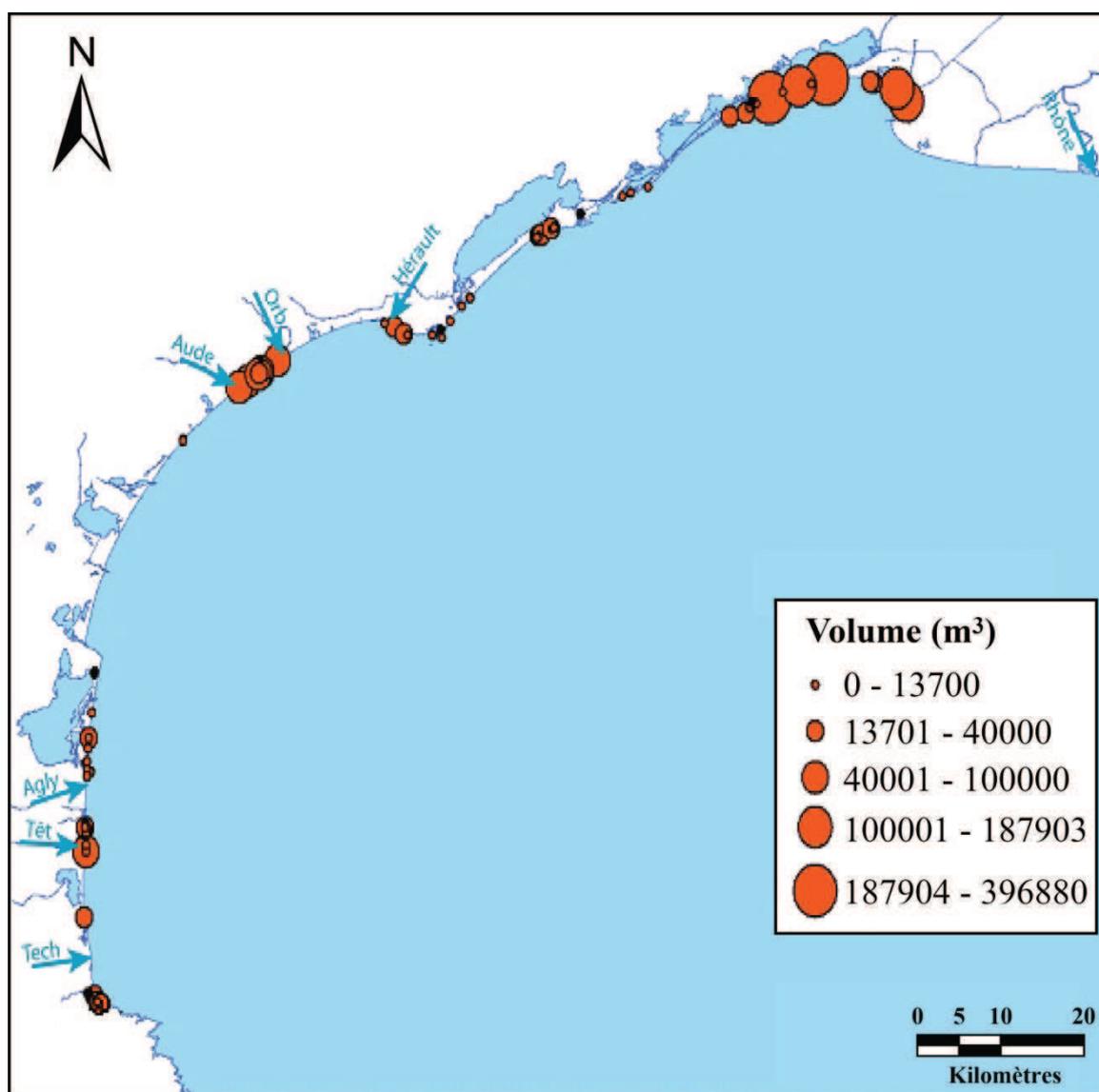


Fig. 1.11 : Carte des rechargements artificiels réalisés sur le littoral du Languedoc-Roussillon depuis 1972 (Raynal *et al.*, 2011).

Chapitre 2

LE LIDAR TOPO-BATHYMETRIQUE

Les campagnes de cartographie bathymétrique réalisées jusqu'à présent dans le Golfe du Lion étaient essentiellement basées sur l'utilisation de sondeur mono ou multifaisceaux. Cependant, l'évaluation de cette méthodologie de suivi du littoral a montré certaines faiblesses. En effet, la réalisation de profils bathymétriques à l'aide d'un sondeur embarqué sur une embarcation limite fortement l'extension spatiale des levés en raison principalement du temps de mise en œuvre. De ce fait, les zones cartographiées sont parcellaires et présentent de grands écarts temporels.

Dès 2007, la Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement du Languedoc-Roussillon (DREAL-LR) s'est penchée sur de nouvelles techniques afin de poursuivre le suivi de la morphologie du littoral engagé depuis plus de 20 ans. Un premier levé à l'aide du LiDAR topo-bathymétrique a été expérimenté dans le Golfe d'Aigues-Mortes et a confirmé l'intérêt de cette nouvelle technologie. En 2009, un nouveau levé a permis cette fois-ci la cartographie de l'ensemble du littoral de la région permettant d'obtenir une vision 3D continue de la morphologie de l'avant-côte. L'opération est répétée l'été 2011.

Ce chapitre présente les caractéristiques du LiDAR topo-bathymétrique utilisé, la précision des données et la mise en place de l'opération ainsi que la consistance du levé. Les données LiDAR topo-bathymétriques (essentiellement 2009) ont servi de base à ce travail de thèse. Les données complémentaires utilisées font l'objet d'une description méthodologique dans les parties appropriées.

2.1. Le LiDAR topo-bathymétrique LADS MKII

Le système LiDAR LADS MKII comprend deux sous-systèmes principaux (Fig. 2.1) : le système embarqué (Airbone System, AS) (Fig. 2.2A) utilisé pour acquérir les données bathymétriques brutes et le système au sol (Ground Système, GS) (Fig. 2.2B) qui est utilisé entre-autres pour planifier les opérations, calculer les valeurs d'altitude depuis les données brutes, appliquer les corrections de marées, etc. (Fig. 2.1).

Les points de mesure sont obtenus par la transmission d'impulsions laser à partir d'un avion (Fig. 2.2C) à travers un système de balayage et de détection des signaux de retour depuis le sol, la surface de la mer, la masse d'eau et le fond marin. Les sources d'émission et de réception sont montées sur une plate-forme stabilisée qui compense le tangage et le roulis de l'appareil (Fig. 2.2D). Les signaux de retour sont amplifiés électroniquement et conditionnés avant d'être numérisés et enregistrés.

Un laser Nd:Yag (grenat d'yttrium-aluminium dopé au néodyme) produit de l'énergie infrarouge (IR) à une longueur d'onde de 1064 nm à 990 impulsions par seconde. Un coupleur optique est utilisé pour diviser le faisceau IR. Une partie du faisceau infrarouge est transmis verticalement sur la surface de la mer. La fréquence de l'autre partie du faisceau est doublée pour produire des impulsions laser vert de 532 nm de longueur d'onde. Un miroir oscillant permet un balayage par le laser vert. Les signaux de retour IR et vert sont détectés par deux récepteurs optiques distincts. Le retour IR de la surface de la mer est utilisé pour établir une donnée de hauteur. Le retour du laser vert correspond à l'énergie renvoyée par la surface et les fonds marins et est utilisé pour déterminer la profondeur d'eau (Fig. 2.3).

Deux récepteurs GPS sont utilisés à bord de l'appareil pour déterminer la position des instruments de mesure. Un récepteur GPS mono-fréquence Ashtech GG24 fournit le positionnement de l'aéronef et un récepteur GPS double fréquence Ashtech Z12 est utilisé pour calculer les positions KGPS post-traitement.

Enfin, une caméra numérique est installée sur la plateforme stabilisée et permet l'obtention d'orthophotographies (format JPG à une résolution de 752x582) en même temps que le levé laser.

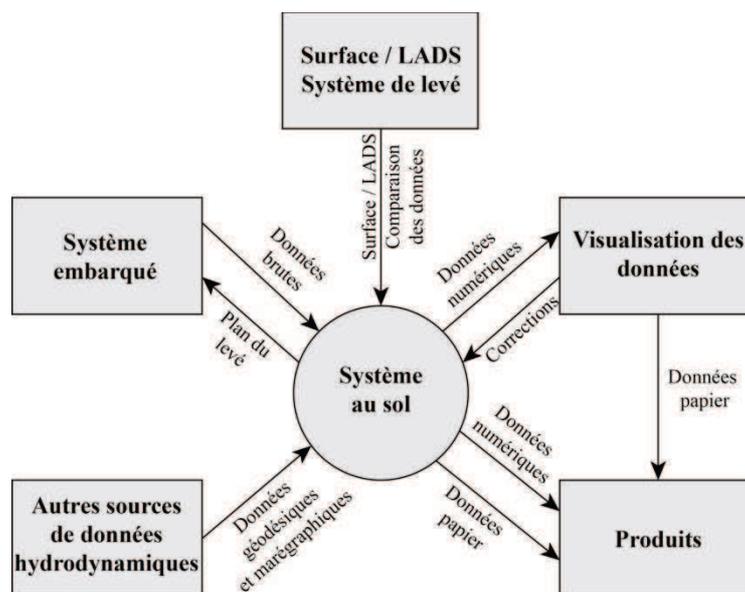


Fig. 2.1 : Organisation générale du système LADS MKII (d'après FUGRO, 2010).



Fig. 2.2 : Photographies (A) du poste de commande du levé (AS), (B) du bureau temporaire de validation des données (GS), (C) de l'avion Dash 8 utilisé par la compagnie FUGRO et (D) du laser sur sa plateforme de stabilisation (AS).

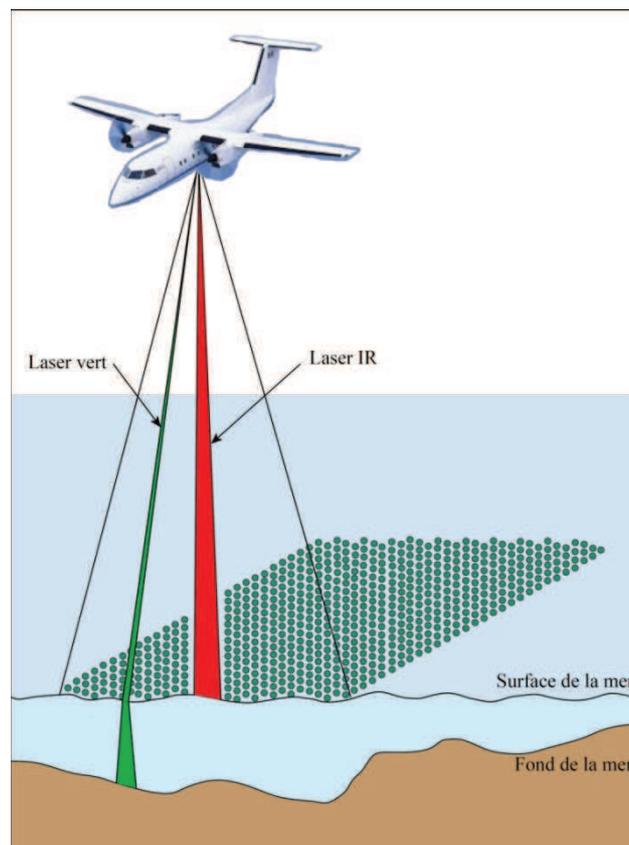


Fig. 2.3 : Représentation schématique d'une opération de levé LiDAR. Le laser IR fixe indique l'altitude de la surface de la mer, le laser vert balaye la zone et donne l'indication de profondeur d'eau.

2.2. Les levés LiDAR dans le Golfe du Lion

La maîtrise d'ouvrage du levé régional LiDAR 2009 a été réalisée par la DREAL-LR avec l'assistance technique et l'expertise, dans le domaine de l'hydrographie, du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM). Après consultation, le groupement d'entreprises EUROSENSE/FUGRO LADS Corporation a été retenu. Le système employé pour la réalisation du levé bathymétrique est le système LADS Mk II installé dans un avion DeHavilland Dash 8-202. A la surface de l'eau, l'empreinte du laser a une surface de 2,5 m². Le levé a porté sur la côte sableuse de la région Languedoc-Roussillon comprise entre la plage du Racou à Argelès-sur-Mer et le débouché du Petit-Rhône (Fig. 2.4A). En mer, la profondeur -20 m a été atteinte dans la majorité des cas. A terre, le levé a couvert l'arrière du cordon dunaire. Au total, la superficie couverte est de 300 km². La collecte des données a commencé le lundi 24 août 2009 et s'est terminée le lundi 7 septembre 2009. La durée des vols planifiée était de 7 heures. Un total de 9 vols pour une durée globale de travail aérien de 44,6 heures a été nécessaire pour achever le levé. Les altitudes de travail sont comprises entre 1200 et 2200 pieds. La vitesse utilisée pour le levé est de 175 nœuds. La fréquence du laser est de 900 Hz pour une résolution du levé de 5 m x 5 m et une largeur de fauchée de 240 m. Pour ce levé, l'espace entre les lignes de vol a été de 220 m permettant ainsi un recouvrement de 20 m entre les lignes. Des lignes de vol transversales ont été réalisées tous les 5 000 m afin de contrôler la précision des mesures. Le nombre de points de mesure total est de 25 millions.

Un nouveau levé LiDAR topo-bathymétrique a été réalisé en 2011. L'opération a été pilotée par l'Institut national de l'Information Géographique et forestière (IGN) et le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) en partenariat avec la DREAL-LR dans le cadre du projet de constitution de la base de données Litto3D[®]. Ces données ont

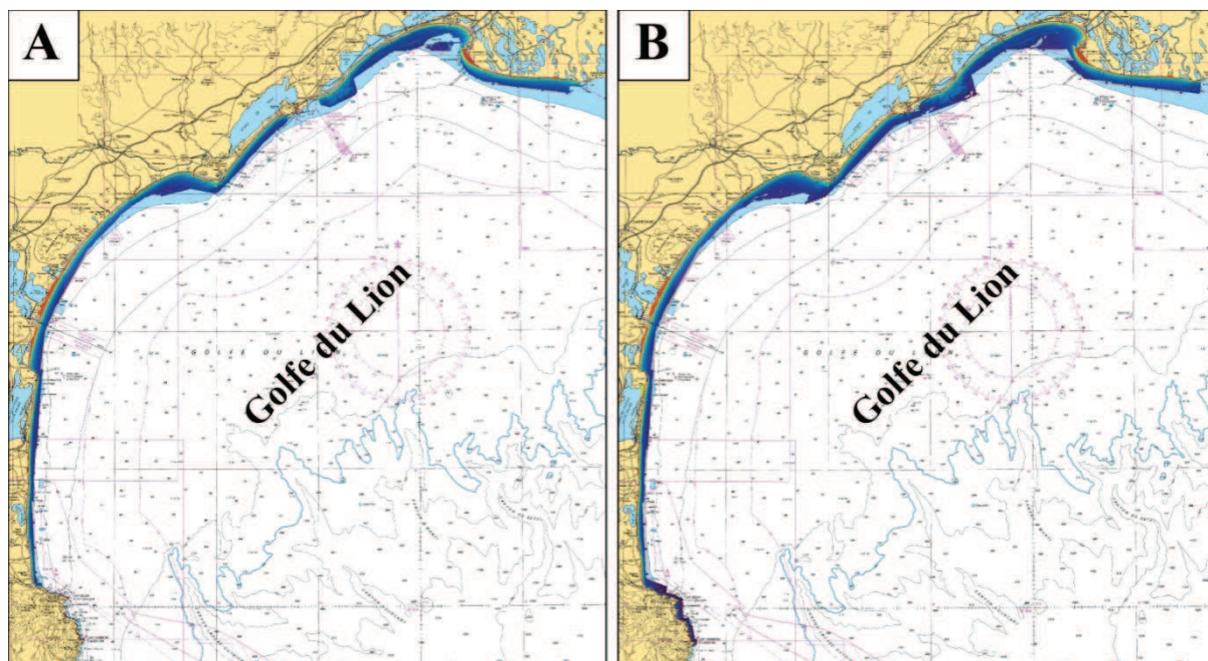


Fig. 2.4 : Plan de position du (A) levé LiDAR 2009 et (B) LiDAR 2011 au sein du golfe du Lion (Fond de carte marine du SHOM).

été acquises par un système LiDAR LADS MKIII au cours d'une campagne menée entre le 6 septembre et le 3 octobre 2011. Ce levé s'est étendu à la côte rocheuse entre la frontière espagnole et la plage du Racou et à l'avant-côte du Mont Saint Clair à Sète (Fig. 2.4B). La masse des informations recueillies par le LIDRA 2009 et la livraison des données 2011 ayant été retardée par les opérations de post-traitement, ces dernières n'ont pas été intégrées à l'ensemble de ce travail de thèse mais uniquement sur quelques études spécifiques.

Ces levés ont permis la réalisation de modèles numériques de terrain à l'aide de logiciels de cartographie (ArcGIS10 et Fledermäus) représentant en trois dimensions l'ensemble de la morphologie du littoral du Languedoc-Roussillon (Fig. 2.5).

2.3. Précision verticale et horizontale des mesures LiDAR

Dans la littérature, la précision des données fournies par les systèmes LiDAR est généralement indiquée comme meilleure que l'ordre 1a prescrit par l'Organisation Hydrographique Internationale (International Hydrographic Organization, 2008) de $\pm 0,52$ m en Z et $\pm 5,50$ m en XY (Tab. 2.1) (e.g. Sinclair et Spurling, 1997; Sinclair *et al.*, 1999; Guenther *et al.*, 2000; Wellington, 2001; Guilford, 2008; Quadros *et al.*, 2008). Seuls quelques auteurs ont fait des comparaisons entre les données issues de LiDAR aéroportés et celles obtenues par sondeurs multifaisceaux reliés à des DGPS RTCM (Nairn, 1994; Setter et Willis, 1994; Sinclair et Spurling, 1997; Perry, 1999; Sinclair, 1999; Costa *et al.*, 2009; Chust *et al.*, 2010). La position horizontale et verticale des mesures LiDAR présentent des incertitudes liées aux appareils de mesures et aux conditions environnementales et morphologiques lors du levé.

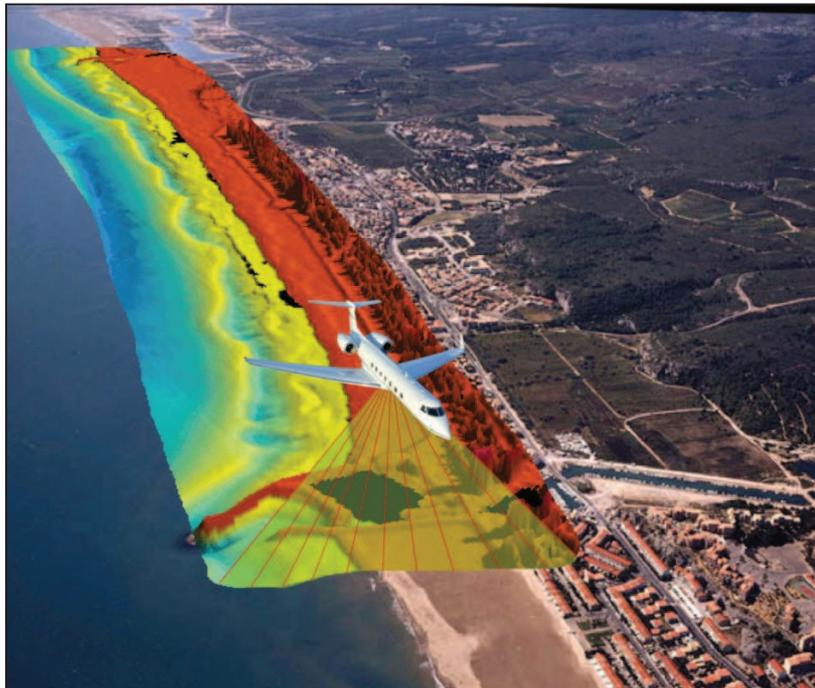


Fig. 2.5 : Représentation schématique du vol LiDAR 2009 dans le Golfe du Lion. Passage au-dessus du port de Narbonne Plage.

Tab. 2.1 : Précision horizontale et verticale des données bathymétriques des différents systèmes LiDAR (IHO ordre 1 : $\pm 0,52$ m en Z et $\pm 5,50$ m en XY)

	LADS MkII (Fugro LADS)	Hawk Eye II (AHAB)	SHOALS 3000 (Optech)
Précision des données bathymétrique	Horizontale : IHO Ordre 1	Horizontale : IHO Ordre 1	Horizontale : $\pm 1-3$ m
	Verticale : IHO Ordre 1	Verticale : IHO Ordre 1	Verticale : $\pm 0,30$ m

Pour le système LADS MkII, ces incertitudes ont été identifiées et quantifiées par le prestataire Fugro. Afin de compléter ce travail, une comparaison de la position verticale des données LiDAR avec des données topo-bathymétriques classiques a également été réalisée localement.

2.3.1. Précision théorique horizontale des mesures du LiDAR 2009

Une indication de la précision horizontale des mesures est fournie par le prestataire Fugro dans son rapport final du levé (FUGRO, 2010). Le contrôle horizontal du levé est basé sur le système géodésique WGS84. La position en temps réel du récepteur Ashtech GG24 WADGPS (Wide Area Differential GPS) est corrigée par le système Fugro Omnistar. La précision de la position WADGPS a été déterminée par FUGRO à 2,943 m (95% de confiance) lors du contrôle de la position statique le 23 août 2009. Lors du levé, deux bases GPS locales (pour couvrir l'ensemble de la région) ont été utilisées pour permettre un post-traitement cinématique des positions GPS et réduire les erreurs sur la mesure GPS (Egps). Ces stations de base ont été implantées temporairement sur le toit de l'Hôtel Novotel à Montpellier et sur le toit du bâtiment de l'administration technique du port industriel de Port-la-Nouvelle. Les positions post-traitement KGPS de deux récepteurs GPS Z12 bi-fréquence L1/L2 par rapport à la station de base GPS ont été calculées à l'aide du logiciel GrafNAV de Novatel. Lors du levé, la distance maximale de référence entre le réseau local de station de base GPS et l'avion était d'environ 60 km permettant une précision des corrections post-traitement de 0,36 mètre.

L'erreur horizontale totale prévue du système de LADS MkII est, par ailleurs, une combinaison des erreurs suivantes :

- Les erreurs du GPS (Egps), indiquées précédemment, atteignent un maximum théorique de $\pm 0,36$ mètres (95% de confiance - KGPS).
- Les erreurs de calage des positions des bases GPS fixes de référence (Eref) ont été évaluées à $\pm 0,66$ mètres (95% de confiance).
- Les erreurs de positionnement de la plateforme et du laser (Eplat). L'erreur résultante pour la position a été évaluée à $\pm 1,3$ mètres (95% de confiance).
- Des erreurs de position des objets détectés en raison de la distance entre les faisceaux laser (Efais). Avec un espacement du faisceau laser de 5x5m, l'écart considéré est de $\pm 2,5$ m (95% de confiance).

Tab 2.2 : Écart horizontal des mesures en mètres en fonction de l'état de la mer et de la profondeur d'eau. État de mer : 0 = calme ($H_s = 0$ m); 1 = ridée ($H_s = 0$ à 0,1 m); 2 = belle ($H_s = 0,1$ à 0,5 m); 3 = peu agitée ($H_s = 0,5$ à 1,25 m); 4 = agitée ($H_s = 1,25$ à 2,5 m); 5 = forte ($H_s = 2,5$ à 4 m); 6 = très forte ($H_s = 4$ à 6 m); 7 = grosse ($H_s = 6$ à 9 m); 8 = très grosse ($H_s = 9$ à 14 m); 9 = énorme ($H_s = 14$ m et plus).

Profondeur (m)	État de mer 1	État de mer 2	État de mer 3	État de mer 4
5	0	0,03	0,31	0,55
10	0,01	0,06	0,62	1,10
15	0,01	0,09	0,93	1,65
20	0,02	0,12	1,24	2,20
30	0,04	0,18	1,86	3,30

- Enfin, les erreurs de surface de la mer ($E_{surface}$) dues à la houle. Les écarts sont variables et dépendent de l'angle d'incidence du faisceau laser à la limite air-mer, de la profondeur d'eau et de l'état de la mer. Ils ont été évalués et présentés dans la [Tab 2.2](#).

L'erreur horizontale totale des mesures s'écrit alors :

$$[(E_{gps})^2 + (E_{ref})^2 + (E_{plat})^2 + (E_{fais})^2 + (E_{surface})^2]^{1/2}$$

Dans le scénario suivant, à 60 kilomètres de la station GPS de base la plus proche, à une profondeur de 10 mètres et avec un état de mer de 3, l'erreur totale devrait être :

$[(0,36)^2 + (0,66)^2 + (1,3)^2 + (2,5)^2 + (0,62)^2]^{1/2} = 2,98$ mètres avec un niveau de confiance de 95%. Cette marge d'erreur entre dans l'ordre 1 de l'IHO pour la précision de la position horizontale des mesures.

2.3.2. Précision théorique verticale des mesures

La précision verticale des mesures est fournie par le prestataire Fugro dans son rapport final du levé (FUGRO, 2010). L'incertitude liée au capteur LADS MkII est de $\pm 0,15$ m (68% de confiance). Cette valeur provient des données de référence recueillies lors des levés précédents et pendant les essais réalisés par Fugro. Au cours de la mission, la marée a été mesurée à partir de plusieurs marégraphes positionnés tout au long de la zone d'étude et le marnage observé était faible. Ainsi, l'erreur résiduelle en raison des marées est faible et une valeur de précision de 0,10 m (68% de confiance) a été donnée pour la marée observée lors du levé. La houle a eu un effet minime sur les opérations de lever LiDAR dans la zone d'étude. Les opérations de prospection ont été menées dans des conditions de houles inférieures à un mètre pour un état de mer de 1 à 3. Une incertitude de 0,10 mètres (68% de confiance) a été imputée aux effets résiduels de la houle et de l'état de la mer. La clarté de l'eau était généralement bonne tout au long de la campagne et, quand cela était possible, les données affectées par la variation de la clarté de l'eau ont été supprimées. Une incertitude de 0,15 mètres (68% de confiance) a été incluse dans le modèle de précision. Une évaluation de la précision totale du levé peut être déterminée en combinant les erreurs dues au système LADS MkII, à la marée, à la houle et à la clarté de l'eau.

Tab. 2.3 : Précision théorique du levé pour une profondeur de 10 m (FUGRO, 2010).

Profondeur	LADS MkII total 1σ	Clarté de l'eau 1σ	Houle résiduelle 1σ	Hauteur de la marée 1σ	Précision du levé (68% conf.)	Précision du levé (95% conf.)	IHO Ordre 1
10 m	±0.15m	±0.15m	±0.10m	±0.10m	±0.25m	±0.49m	±0.52m

Elles sont combinées en utilisant un modèle gaussien comme suit:

$$\sigma^2 \text{ Levé} = \sigma^2 \text{ Système LADS Mk II} + \sigma^2 \text{ Clarté de l'eau} + \sigma^2 \text{ Houle} + \sigma^2 \text{ Marée}$$

avec une limite de confiance de 95% = 1.96σ

Comme le montre la **Tab. 2.3**, la précision théorique des mesures obtenues ne devrait pas dépasser ±0,49 mètres (95% de confiance) à une profondeur de 10 mètres (0,25 m pour 68% de confiance). Cette valeur est compatible avec l'ordre 1 de l'IHO pour la précision verticale des données.

2.3.3. Comparaison aux données topo-bathymétriques classiques locales

En complément des précisions théoriques fournies par Fugro, les données verticales LiDAR ont été comparées aux données topographiques (DGPS) et bathymétriques (sondeur mono ou multifaisceaux) acquises à différentes dates, les plus proches possible de la campagne d'acquisition des données LiDAR (Septembre 2009). 14 profils topo-bathymétriques et 1 levé sondeur multifaisceaux ont été utilisés pour ce travail :

- 3 profils sur la plage du Boucanet (Grau du Roi) réalisés par l'EID en septembre 2009 jusqu' à -6 m de bathymétrie (DREAL-LR).
- 2 profils (2 dates) sur la plage de Saint-Cyprien Nord réalisés par InfoConcept VRD le 8 mai 2009 et le 9 juillet 2010 jusqu' à -15 m de bathymétrie (DREAL-LR).
- 2 profils sur la plage de Carnon Ouest réalisés par l'EID en avril 2009 jusqu' à -7 m de bathymétrie (DREAL-LR).
- 3 profils sur les plages du Petit et Grand Travers (Carnon-Grande Motte) réalisés par l'EID en juillet 2009 jusqu' à -6 m de bathymétrie (DREAL-LR) (**Fig. 2.6**).
- 2 profils sur la plage de la Corniche (Sète) réalisés par l'UPVD-BRGM le 03 novembre 2009 jusqu' à -8 m de bathymétrie.
- 1 bathymétrie sondeur multifaisceaux sur la plage du Racou (Argelès-sur-Mer) réalisée en 2007 par l'UPVD jusqu' à -16 m de bathymétrie (T. Courp) (**Fig. 2.7**).

La totalité des profils bathymétriques ont été réalisés à l'aide d'un sondeur mono-faisceau couplé à un DGPS en mode RTK. La précision verticale des sondeurs mono-faisceau est généralement décimétrique pour des profondeurs inférieures à 10 mètres.

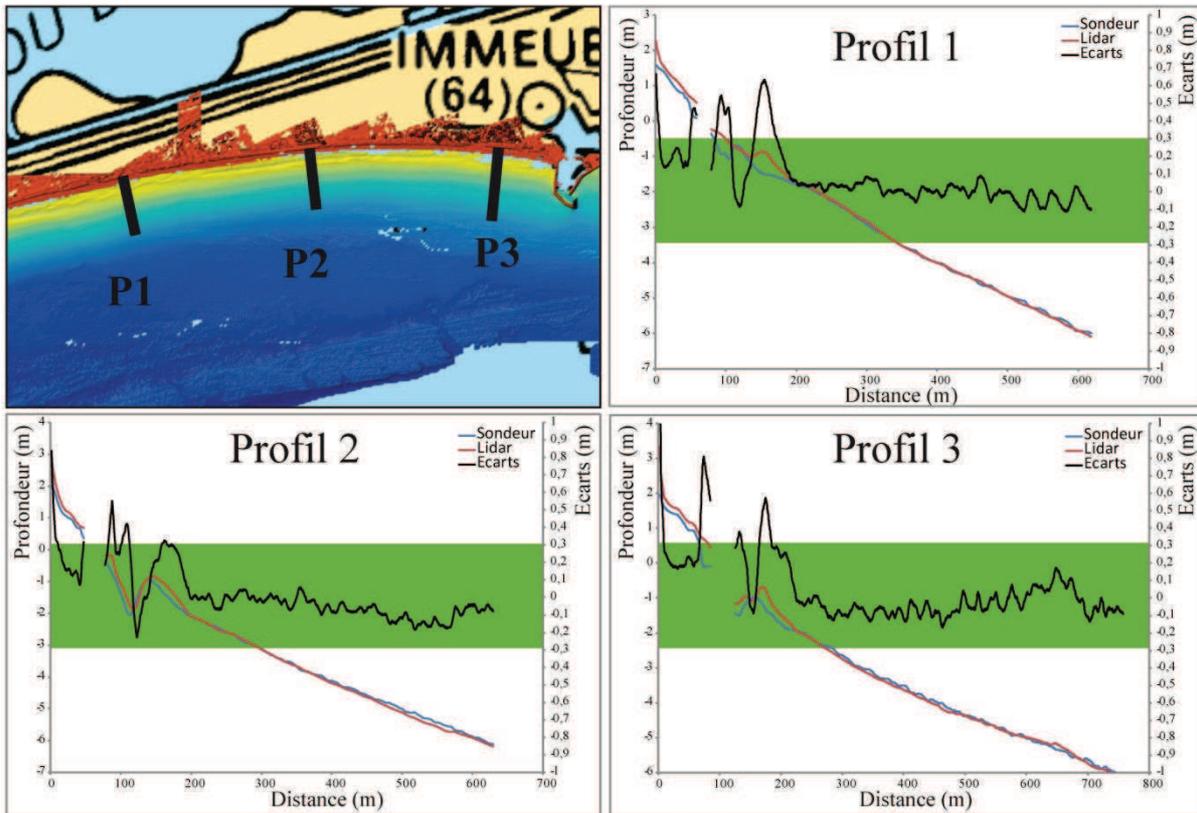
Chaque profil topo-bathymétrique a été comparé à un profil extrait des données LiDAR. Une courbe représentant les écarts entre les profils a également été construite. En exemples, les

résultats obtenus pour les plages du Petit et Grand Travers sont présentés dans la Fig. 2.6. La totalité des profils sont présentés en annexe. Par la suite, et dans un souci de précision, l'ensemble des écarts obtenus pour la totalité des profils a été divisé en trois grands ensembles : les écarts sur la partie émergée des profils (topographie) supérieurs à 0 m NGF, les écarts sur l'avant-côte comprenant la zone morphogène du système de barres et les écarts au large sur le glacis. Pour chaque profil, la profondeur entre la zone morphogène et la zone stable a été déterminée graphiquement en fonction des connaissances sur la zone en question. Pour chacun de ces secteurs, un ensemble de données statistiques ont été calculées (moyenne, variance, écart-type, intervalle de confiance à 95%, maximum, minimum, étendue, intervalle interquartile et coefficient de variation). Les données de sondeur multifaisceaux de la plage du Racou acquises par T. Courp en 2007 ont été comparées aux données LiDAR selon trois approches différentes. Un différentiel de Modèle Numérique de Terrain (MNT) a été généré à l'aide de la suite de logiciel Fledermaus IVS 7. Une comparaison point par point a été réalisée pour le glacis (au-delà de -7 m). Enfin, deux profils ont été extraits et comparés aux données LiDAR (Fig. 2.7).

Ces analyses de comparaison des profils topo-bathymétriques aux données du LiDAR 2009 montrent des variations importantes des écarts en fonction de la distance à la côte. Trois zones distinctes ont été identifiées : la plage émergée pour des altitudes supérieures à 0 m, l'avant-côte et le système de barres sédimentaires entre 0 et -3/-7 m de bathymétrie selon les secteurs (zone morphogène) et le large sur le glacis au-delà de -3/-7 m (zone stable). En topographie, les écarts sont importants sur la plupart des profils (annexe) avec des écarts maximums compris entre -0,51 et 1,37 m. L'écart calculé est de $0,26 \pm 0,41$ m (intervalle de confiance de 95%) (Tab. 2.4). En bathymétrie, les écarts observés dans la zone morphogène sont très variables et généralement important pour l'ensemble des profils étudiés. Les écarts varient entre -0,68 et 0,96 m. L'écart obtenu par calcul est de $0,08 \pm 0,40$ m (intervalle de confiance de 95%) (Tab. 2.4). Enfin, sur le glacis, les écarts verticaux sont réduits et atteignent des valeurs extrêmes de -0,31 et 0,29 m. L'écart calculée est de $-0,07 \pm 0,20$ m (intervalle de confiance de 95%) (Tab. 2.4). Le MNT différentiel et la comparaison des profils de la plage du Racou (SMF et LiDAR) montrent que les écarts sont plus importants dans les zones où le relief est accidenté. Les écarts les plus faibles sont rencontrés au-delà de 10 m de bathymétrie et uniquement sur les zones sableuses. La comparaison point par point (290 306 points de mesure) présente un écart moyen de $-0,05 \pm 0,38$ m entre les deux techniques (Fig. 2.7).

En conclusion, ce travail de comparaison des données bathymétriques classiques aux données LiDAR montre une grande disparité des écarts. Cette disparité est en partie liée aux caractères morpho-dynamiques et morphologiques de l'avant-côte. Sur la plage émergée, les écarts importants sont néanmoins à moduler car certains secteurs étudiés ont fait l'objet de rechargements ou d'aménagements au cours de la période étudiée. De plus, certains de ces écarts sont directement imputables au maillage large utilisé lors du levé LiDAR (5x5 m). Les formes étroites sont généralement lissées et la présence d'aménagements anthropiques (ganivelles, poteaux, murets...) peut créer des artefacts. Au niveau du système de barres d'avant-côte, les écarts relativement importants peuvent être expliqués par le caractère très morphogène de cette zone et par les écarts temporels entre les différents levés.

PLAGE DU PETIT ET GRAND TRAVERS juillet 2009
EID Méditerranée Sondeur monofaisceaux + DGPS



	Profil 1 (juillet 2009)			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	1196	117	464	615
Moyenne	0,080	0,255	0,163	-0,015
Variance	0,027	0,016	0,036	0,002
Ecart-type	0,164	0,128	0,191	0,044
Int. de Confiance	0,322	0,251	0,374	0,086
Maximum	0,666	0,666	0,633	0,091
Minimum	-0,114	0,136	-0,085	-0,114
Etendue	0,780	0,530	0,718	0,204
Inte. inter-Quartile	0,111	0,147	0,242	0,050
Coef. de variation	2,051	0,503	1,174	-2,875

	Profil 2 (juillet 2009)			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	1197	92	423	682
Moyenne	0,013	0,231	0,109	-0,075
Variance	0,024	0,022	0,026	0,003
Ecart-type	0,155	0,150	0,163	0,054
Int. de Confiance	0,304	0,293	0,319	0,105
Maximum	0,841	0,841	0,553	0,059
Minimum	-0,229	0,071	-0,229	-0,187
Etendue	1,070	0,770	0,782	0,245
Inte. inter-Quartile	0,124	0,136	0,262	0,076
Coef. de variation	11,652	0,646	1,495	-0,712

	Profil 3 (juillet 2009)			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	1434	168	399	867
Moyenne	0,046	0,350	0,095	-0,035
Variance	0,036	0,061	0,036	0,005
Ecart-type	0,189	0,249	0,191	0,068
Int. de Confiance	0,370	0,487	0,375	0,134
Maximum	1,374	1,374	0,574	0,172
Minimum	-0,169	0,169	-0,127	-0,169
Etendue	1,543	1,205	0,701	0,341
Inte. inter-Quartile	0,177	0,305	0,312	0,086
Coef. de variation	4,075	0,710	2,015	-1,961

	Total			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	3827	377	1286	2164
Moyenne	0,047	0,292	0,124	-0,042
Variance	0,030	0,041	0,034	0,004
Ecart-type	0,173	0,202	0,184	0,062
Int. de Confiance	0,340	0,396	0,361	0,122
Maximum	1,374	1,374	0,633	0,172
Minimum	-0,229	0,071	-0,229	-0,187
Etendue	1,603	1,303	0,862	0,359
Inte. inter-Quartile	0,151	0,147	0,267	0,082
Coef. de variation	3,720	0,692	1,488	-1,485

Fig. 2.6 : Résultats obtenus pour la comparaison des profils bathymétriques réalisés au sondeur mono-faisceau et le LiDAR pour les plages du Petit Travers et Grand Travers (La Grande Motte).

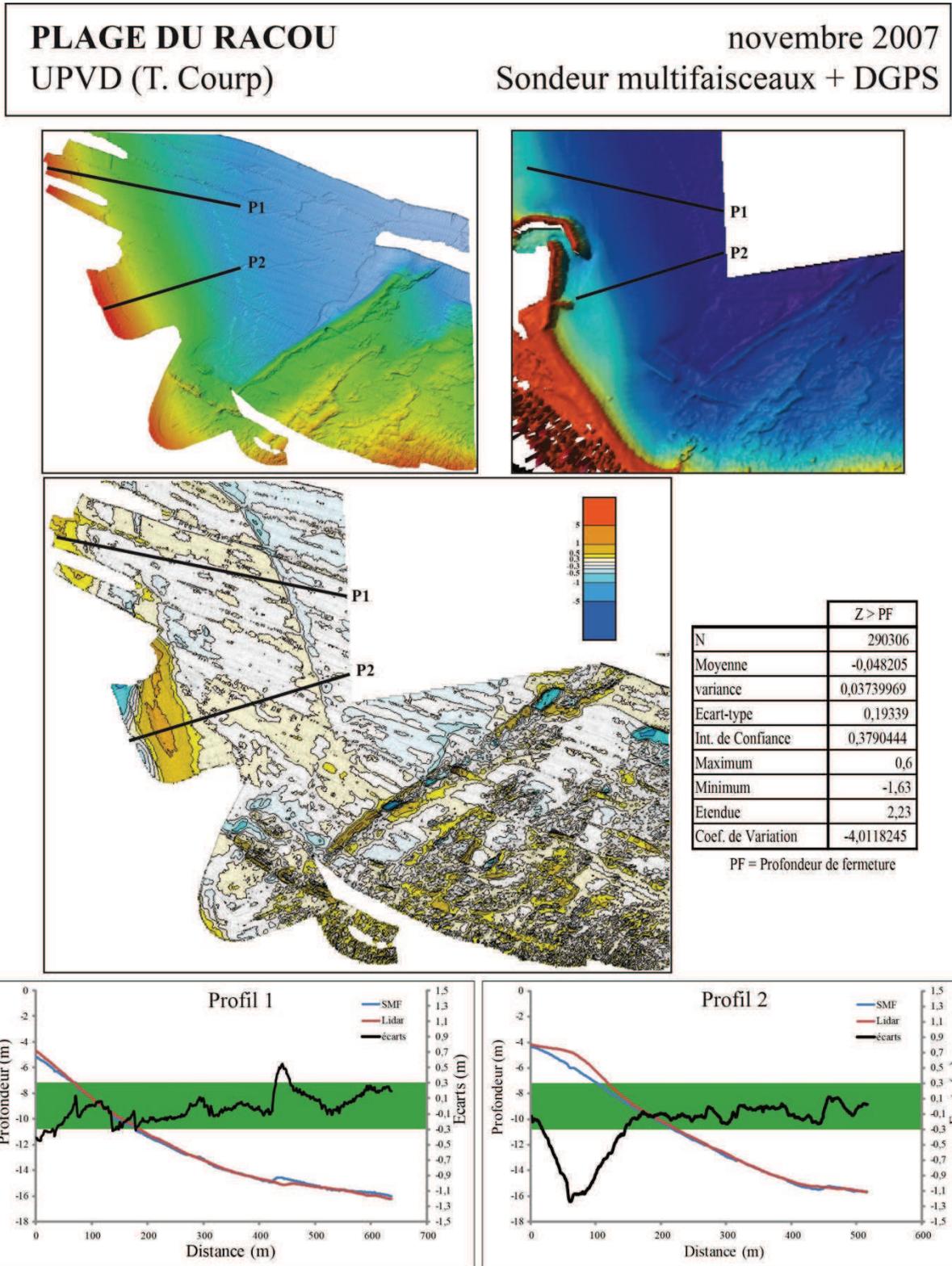


Fig. 2.7 : Résultats obtenus pour la comparaison des données bathymétriques enregistrées au sondeur multifaisceaux et le LiDAR sur la plage du Racou (Argelès-sur-Mer).

Tab. 2.4 : Données statistiques pour l'ensemble des profils étudiés. Trois zones sont distinguées : la plage émergée (Z topo), la zone morphogène des barres (Z morpho) et la zone stable au-delà de la profondeur de fermeture (Z glacis).

Stat.	Total	Z topo	Z morpho	Z glacis
Moyenne	-0,004	0,26	0,08	-0,07
Variance	0,03	0,04	0,04	0,01
Écart-type	0,18	0,21	0,21	0,10
Int. de Confiance (95%)	0,35	0,41	0,40	0,20
Maximum	1,37	1,37	0,96	0,29
Minimum	-0,68	-0,51	-0,68	-0,31
Étendue	2,05	1,88	1,64	0,60
Int. interquartile	0,20	0,24	0,27	0,13
Coef. de variation	-45,37	0,82	2,49	-1,40

C'est sur le glacis que les écarts sont réellement représentatifs des biais entre les deux techniques de mesure car cette zone est quasi stable pour l'échelle temporelle de comparaison considérée. L'écart mesuré atteint $-0,07 \pm 0,20$ m. Pour deux mêmes points, les mesures LiDAR sont généralement plus profondes que les mesures obtenues par sondeur mono-faisceau. [Costa et al. \(2009\)](#) ont indiqué que ce biais provient probablement de la phase de traitement automatique des profondeurs mesurées par le LiDAR. Certains profils montrent que les données verticales LiDAR deviennent progressivement plus importantes avec l'augmentation de la profondeur. Ce phénomène pourrait être lié à une augmentation de la turbidité ([EID Méditerranée, 2008](#)) ou à des variations de la réflectance en fonction de la rugosité du substrat ([Lesaignoux et al., 2007](#)). Les écarts les plus importants se concentrent dans les zones présentant un relief accidenté. Ces écarts de mesure sont essentiellement dus à la différence de résolution entre le LiDAR (5x5 m) et celle du sondeur multifaisceaux (2x2 m). La profondeur calculée par le LiDAR est la valeur la plus profonde de l'empreinte du laser sur le fond marin (environ 2,5 m de diamètre). La profondeur donnée par le LiDAR est donc en général plus importante que celle du SMF dans les zones de relief ([Costa et al., 2009](#)). Si l'on prend en considération l'incertitude intrinsèque à la donnée sondeur mono-faisceaux avec DGPS-RTK, généralement considérée décimétrique dans les petits fonds, l'incertitude verticale de la donnée LiDAR paraît meilleure que celle annoncée par le prestataire (± 49 cm). Il apparaît que cette marge d'erreur peut être ramenée à ± 30 cm en partant du principe que le sondeur mono-faisceaux présente une incertitude intrinsèque de ± 10 cm ($\Delta_{\text{LiDAR}} = \Delta_{\text{Erreur}} + \Delta_{\text{Mono-faisceau}}$).

2.3.4. Conclusion générale

La précision horizontale du capteur LADS MkII fournie par le prestataire est basée sur le calcul des différentes incertitudes liées aux appareils de mesures. La précision horizontale obtenue est de $\pm 2,98$ m et est cohérente avec les incertitudes décrites dans la littérature. L'évaluation de la précision verticale du capteur est plus délicate. La qualité des mesures est en effet fonction des paramètres environnementaux de la zone étudiée (houle, marées, clarté de l'eau, réflectance...). La valeur obtenue par Fugro est $\pm 0,49$ cm en se basant sur des

incertitudes verticales relatives pour chaque paramètre. La comparaison des données LiDAR aux données de bathymétrie obtenues par sondage mono- et multifaisceaux a montré que cette valeur est certainement meilleure en réalité. Les écarts verticaux entre les deux techniques sont en effet assez faibles sur le glacis ($-0,07 \pm 0,20$ m). La marge d'erreur des mesures verticales du LiDAR peut être rapportée à $\pm 0,30$ m en prenant en compte une incertitude de la mesure monofaisceau de ± 10 cm. Cette analyse montre également que les données LiDAR sont comparables aux bathymétries réalisées avec des techniques conventionnelles.

Chapitre 3

MORPHOLOGIE DE L'AVANT-CÔTE

3.1. Introduction

Plusieurs modèles conceptuels ont été proposés pour caractériser les différents états de plage observés sur les plages à barres à travers le monde. Wright et Short (1984) ont développé un modèle de classification des états de plage (Australian Beach Model) basé sur l'observation pendant plusieurs années des configurations de barres sur les plages et avant-côtes australiennes à une barre soumise à diverses conditions hydrodynamiques (Fig. 3.1). Ce modèle est actuellement le plus reconnu et utilisé dans le monde. Les plages sont classées en fonction des morphologies observées et du paramètre Ω (Dean, 1973) : $H_b/w_s T$ où H_b représente la hauteur des brisants, w_s la vitesse de chute des sédiments et T la période de la houle. Les états de plage identifiés varient du domaine réfléchissant (R) avec un Ω autour de 1 au domaine dissipatif (D) avec un Ω autour de 6. Ces états de plage résultent généralement de la persistance de conditions d'agitation faible (R) ou fortes (D). Entre ces deux extrêmes, quatre stades intermédiaires ont été définis : *Low Tide Terrace* (LTT), *Transverse Bar and Rip* (TBR), *Rhythmic Bar and Beach* (RBB) et *Longshore Bar and Trough* (LBT). Plus récemment, ce modèle a été adapté aux côtes à barres multiples (Short et Aagaard, 1993) et aux environnements à forte marée (Masselink et Short, 1993; Levoy *et al.*, 2000).

Les barres d'avant-côte sont des morphologies communes à de nombreux littoraux sableux micro- à macrotidaux et jouent un rôle prépondérant dans le comportement pluri-décennal de l'avant-côte (Wijnberg et Terwindt, 1995). Les systèmes de barres peuvent être constitués d'une ou plusieurs entités (Greenwood et Davidson-Arnott, 1979). Elles ont une morphologie dissymétrique comportant un front à forte pente côté terre, une crête correspondant au sommet de la barre et un revers à pente douce côté mer. Leur morphologie varie selon les paramètres physiques (marée, houle...), météorologiques (intensité et direction du vent...) ou géologiques (granulométrie...). Ces barres sableuses présentent des motifs réguliers sous forme de crêtes

rectilignes parallèles à la côte (barres linéaires) ou irréguliers, parfois rythmiques, (barres en croissants ou en festons) avec une alternance de cornes (haut-fond dirigé vers la côte) et de ventres (creux dirigé vers le large) longitudinalement à la côte (voir revue dans Van Enkevort *et al.*, 2004). Les barres en croissants sont parfois associées à des formes rythmiques similaires qui affectent le trait de côte, appelées sinuosités de plage (*megacusps*). Les barres d'avant-côte ont fait l'objet de nombreuses études et continuent d'attirer l'attention des chercheurs en dynamique littorale en raison de leur comportement morphodynamique impliquant une grande variabilité spatio-temporelle (Price, 2013).

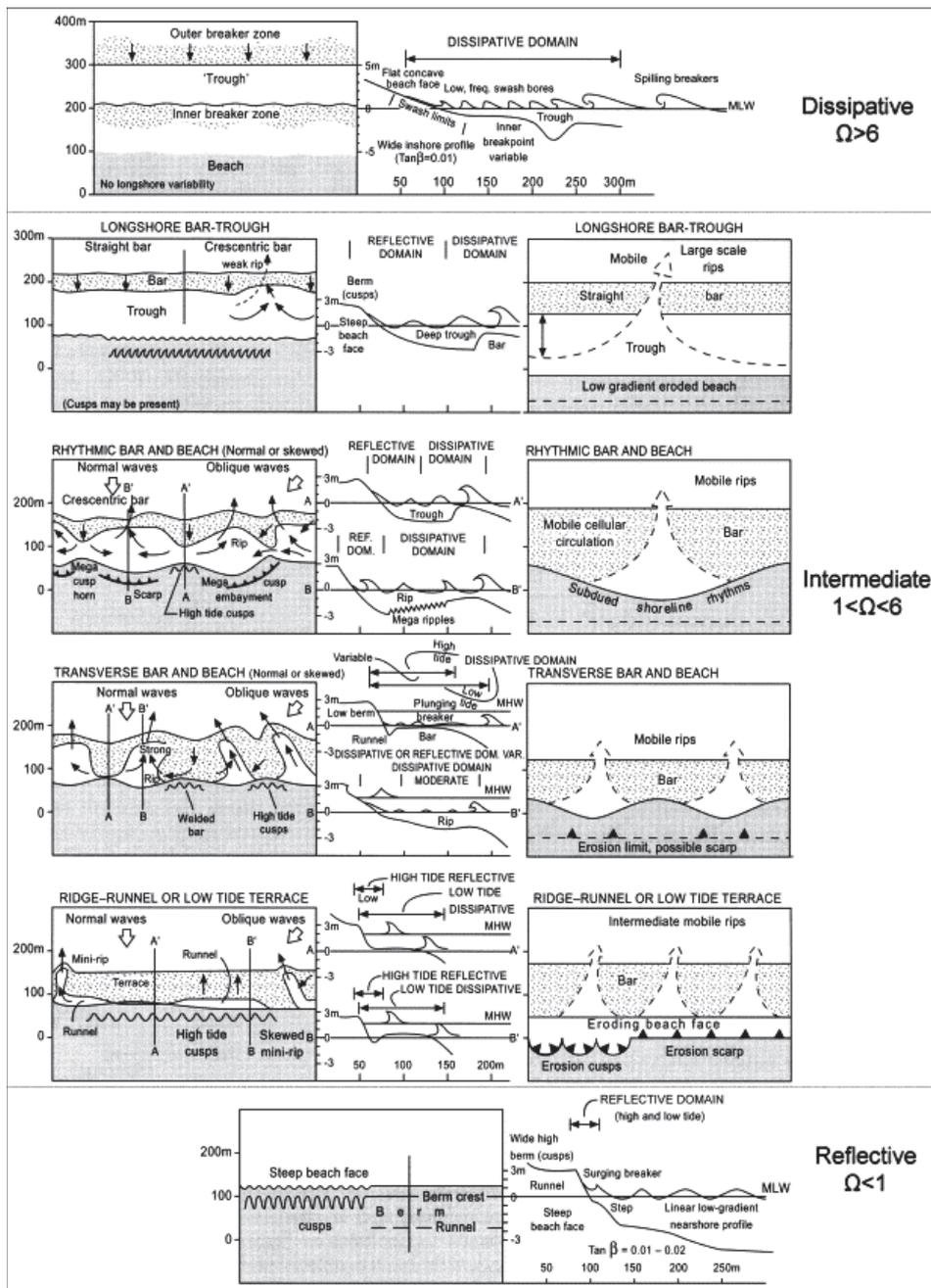


Fig. 3.1 : Classification des états de plages en fonction de la morphologie du système de barre et du paramètre adimensionnel Ω (d'après Short, 1999).

Les systèmes à barres festonnées ont été observés dans des environnements principalement a-tidaux à microtidaux, sur des plages de poche comme sur de vastes linéaires côtiers sableux. En général, cette morphologie apparaît sur des avant-côtes présentant une faible pente de la zone des barres, inférieure à 3 degrés (Van Enckevort *et al.*, 2004). Les barres festonnées sont caractérisées par la longueur d'onde L des festons, distance séparant deux cornes consécutives et pouvant varier de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres (Van Enckevort *et al.*, 2004). Elle semble être liée à des paramètres qui tiennent compte du niveau de forçage de la houle, de la géométrie du système et du couplage de mécanisme hydro- et morphodynamique (Coco *et al.*, 2002). En général, L augmente avec l'éloignement de la barre du rivage.

Les études menées sur l'avant-côte et les classifications des états de plage et des typologies de barres se basent cependant sur des observations de terrain réalisées dans des environnements soumis à des conditions énergétiques modérées à fortes. L'utilisation du paramètre de Dean dans des environnements autres que celui dans lequel il a été défini est de plus en plus remise en question en raison des spécificités géo-environnementales inhérentes à chaque site d'étude (Wright *et al.*, 1987; Sanderson et Eliot, 1999; Jackson *et al.*, 2005; Gómez-Pujol *et al.*, 2007). De plus, les zones d'étude ont généralement une extension longitudinale relativement limitée du fait de la méthodologie employée (levés bathymétriques, vidéo...). Enfin, les études sur l'impact des ouvrages portuaires sur l'avant-côte sont très limitées et concernent généralement l'ingénierie portuaire. Ainsi, plusieurs grandes questions scientifiques demeurent :

- Quelle est l'**organisation des états de plage et des typologies de barres sur de grandes étendues** dans un **environnement microtidal de faible énergie** comme la Méditerranée ?
- Comment s'effectuent les **transitions longitudinales entre les différents états de plage et les typologies de barre** à l'échelle régionale ?
- Quelle est la **capacité du paramètre de Dean** pour prédire les états de plages dans un **environnement microtidal avec une forte variabilité des conditions d'agitation**.
- Comment évoluent longitudinalement les **paramètres morphométriques** des barres et le **couplage entre la barre interne et externe**.
- Les **ouvrages portuaires** exercent-ils une influence sur l'**avant-côte et la morphologie même des barres** ?

Dans ce cadre, l'objectif de ce chapitre est 1) d'analyser l'**organisation des états de plages et leurs transitions à une échelle régionale**, 2) d'évaluer la **capacité de prédiction du paramètre de Dean** dans un environnement microtidal de faible énergie en fonction de la variabilité connue des conditions hydrodynamiques, des caractéristiques sédimentaires et du contexte géologique, 3) d'identifier les **différentes typologies de barres et leurs transitions** à l'échelle de la cellule hydro-sédimentaire, 4) de déterminer l'**évolution longitudinale des paramètres morphométriques et du couplage des barres en festons** pour mieux cerner les paramètres de forçage qui en sont responsables et 5) d'apporter de nouveaux éléments sur l'**influence des ports sur les systèmes de barres sédimentaires**. La vision longitudinale à l'échelle régionale des systèmes de barres est assurée par l'imagerie LiDAR 3D. Ce jeu de données est complété par un vaste échantillonnage sédimentaire et les enregistrements de quatre houlographes directionnels permettant de caractériser avec précision les sédiments et l'hydrodynamique sur l'avant-côte et de les confronter aux états de plage et aux typologies de barre observées.

3.2. Variabilité spatiale des états de plage

Ce chapitre a fait l'objet d'une publication en cours de révision dont la référence est la suivante :

N. Aleman, N. Robin and R. Certain (Submitted in *Marine Geology*, 10/05/13). Large-scale longshore variability of beach classes in a microtidal and low wave-energy environment.

3.2.1. Résumé de l'article

Un des axes principaux de la recherche côtière est d'identifier les liens existants entre les états de plage, les changements morphologiques et les paramètres environnementaux. Les études sur les états de plage ont été principalement conduites sur des plages sableuses dominées par des conditions de houle modérées à fortes. L'objectif de cet article est d'analyser la variabilité spatiale des états de plage et les transitions qui se produisent sur la côte sableuse microtidale du Golfe du Lion soumise à une faible énergie et de déterminer l'efficacité du paramètre adimensionnel Ω pour prédire les états de plage et les typologies de barre dans ce genre d'environnement.

- Une classification 3D des états de plage (6) à l'échelle régionale est proposée avec deux états de plage inhabituels : les plages dissipatives non barrées et les plages avec plate-forme rocheuse subtidale.

- Les transitions longitudinales entre les états de plage ont pu être identifiées grâce à l'imagerie LiDAR. La majorité de celles-ci se réalise et s'effectue de manière abrupte sur une courte distance au niveau des caps rocheux en raison de leur influence sur le transit sédimentaire. Une seule transition se fait progressivement sur une plus grande distance et sur une plage sableuse continue du fait du changement plus progressif des conditions d'agitation et des caractéristiques sédimentaires.

- Le cadre géologique est identifié comme un facteur important des typologies de plage. Les caps rocheux jouent un rôle prépondérant par leur influence directe sur le transit sédimentaire, les changements de granulométrie induits et sur les conditions hydrodynamiques. L'affleurement du substratum sous forme de plateaux rocheux sur l'avant-côte influence également les typologies de plage par son impact sur le disponible sédimentaire et sur la propagation de la houle.

- Enfin, il apparaît que le paramètre de Dean n'est pas adéquat pour prédire toutes les typologies de plage observées dans les environnements microtidaux soumis à une forte variabilité des conditions d'agitation comme en Méditerranée. L'importance de la localisation des échantillons sédimentaires et de la période hydrodynamique est mise en avant. Le paramètre Ω nécessite des ajustements pour être efficace dans ce type d'environnement mais peut être cependant utilisé comme prédicteur grossier des états de plage généraux (Dissipatif, intermédiaire et réfléchif).

3.2.2. Introduction

A major focus of coastal research is to relate environmental parameters to beach state and morphological change. Many beach studies assume that a system can move towards a state of dynamic equilibrium under steady forcing conditions (wave climate, tidal regime, and beach sediment characteristics) (Wright et Thom, 1977). Thus, several conceptual models with or without simple semi-quantitative terms are proposed and allow an advance on the understanding of morphological systems (Wright et Short, 1984; Lippmann et Holman, 1990; Short, 1991; Short, 1992; Masselink et Short, 1993; Short et Aagaard, 1993; Levoy *et al.*, 1998; Scott *et al.*, 2011). These models also help scientists to look at beaches through variations in beach volume, basic hydrodynamic signatures and sediment movement. Wright et Short (1984) developed an empirical beach model (“Australian beach model”) to characterize beach states and their changes over a short period of time. This model was designed thanks to a detailed study of beach morphodynamic changes over several years, mostly in sandy microtidal high wave-energy environments. It classified beach profiles according to the Dean (1973) parameter, Ω , also commonly known as the dimensionless fall velocity given by: $\Omega = H_b/w_s T$

where H_b represents wave breaker height, W_s is the sediment fall velocity, and T is the wave period. These works suggest that Ω must be less or equal to 1 for a beach to be fully reflective and greater or equal to 6 in order for it to be in a fully dissipative state. Intermediate beach states tend to occur for Ω between 1 and 6, inducing variable nearshore bars typologies: Low Tide Terrace (LTT), Rhythmic Bar and Beach (RBB), Transverse Bar and Rip (TBR) and Longshore Bar-Trough (LBT). More recently, Masselink et Short (1993) proposed a beach state model for meso- and macro-tidal beaches and established characteristic values of Ω . Other dimensionless indices (surf similarity parameter (Battjes, 1974) and surf scaling parameter (Guza et Inman, 1975)) based on wave and beach slope characteristics are less used. The Wright et Short (1984) model has been widely accepted to provide a reliable framework to study beach and nearshore changes. Hence, it can supply general support for the development of regional or local beach states (Short, 1992; Calliari *et al.*, 1996; Benedet *et al.*, 2004b; Costas *et al.*, 2005; Short, 2006; Castelle *et al.*, 2007; Sénéchal *et al.*, 2009; Price et Ruessink, 2011). Because most beach state studies are conducted on sandy beaches dominated by moderate to high wave conditions, only little research has been undertaken on lower-wave-energy beaches. However, these systems respond very differently to changing wave conditions (Hegge *et al.*, 1996; Jackson *et al.*, 2002; Costas *et al.*, 2005; Gómez-Pujol *et al.*, 2007).

In all cases, several authors have found low correlations between the predicted and observed morphologies (Wright *et al.*, 1987; Sanderson et Eliot, 1999; Jackson *et al.*, 2005; Gómez-Pujol *et al.*, 2007). They have justified these differences by the weaknesses of the discriminatory capacity of the Dean parameter under unusual conditions. Indeed, the original sediment and wave parametric characterizations used by the beach state model of Wright et Short (1984) were essentially drawn from swell-dominated Australian beaches enclosed between bedrock headlands and fed by sand from the nearshore zone. It can lead to differences in other specific types of environments. Moreover, the use of sediment-wave parameters to characterize beaches induces questions about the significance of derived values (Anthony, 1998). In some circumstances, incident wave height and periods may vary temporally and alongshore, probably as a result of harmonic decoupling and wave reforming over a complex changing nearshore morphology, coastline orientation or seasonal effect. Mean grain size and settling velocity may also vary sensibly over time and no standardized rules on sediment sampling locations are clearly recommended. Such procedural

considerations have received little attention but do have a relevant representativeness of sediment-wave parametric combinations in relation to the beach environment (Anthony, 1998; Scott *et al.*, 2011). Recently, geological setting has been highlighted as another control of beach states, such as headland, rock flats or accommodation space (Cooper et Pilkey, 2004; Jackson *et al.*, 2005; Vousdoukas *et al.*, 2005; Short, 2006; Backstrom *et al.*, 2009; Jackson et Cooper, 2009; Muñoz-Perez et Medina, 2010; Short, 2010). Consequently, the discrimination and influence of each control parameter is difficult to determine and only more case studies of contrasting environments will clarify their role.

This paper complements recent works on the typologies of nearshore bars in the study area (Aleman *et al.*, 2011) and analyzes spatial beach state variability along 200 km of microtidal low-energy sandy coast of the western Gulf of Lions (France). The main approach adopted here lies in the use of 3D LiDAR topo-bathymetric data, which has the advantage of representing beach states and their transitions with good accuracy on a regional scale compared to traditional technologies (bathymetric and video survey). The objectives are (1) determine if there are other beach states with respect to classification proposed in the literature, (2) illustrate and describe how to occurs the spatial transition between the different beach states and (3) evaluate the influence of the hydrodynamic and sediment size variability on the Dean parameter (Ω). Temporal variation in beach morphology and dynamics is not reported here.

3.2.3. Study area

The study area is located along the Languedoc-Roussillon coast, in the Gulf of Lions (southern part of the French Mediterranean coast, Fig. 3.2). It is a large sand unit stretching over 200 km with a large set of morphologies and coastal environments. The area mainly consists of coastal lowlands drawing narrow coastal barriers that isolate many lagoons. Since the 1970's, large touristic complexes have often been built on these barriers. The low sandy coast is disturbed by a few rocky headlands, coastal rivers and several harbours. The coastline orientation is slightly curvilinear (concave) (Fig. 3.2). The upper shoreface displays a succession of 1 to 3 bars and troughs varying in number, shape (linear or crescentic) and depth from one site to another (Barousseau et Saint-Guily, 1981; Aleman *et al.*, 2011) (Fig. 3.2A).

Aleman *et al.* (2011) accurately defines their typologies (Dissipative (D), Longshore Bar-Trough (LBT), Transverse Bar and Rip (TBR), Rhythmic Bar and Beach (RBB), Low Tide Terrace (LTT) and Reflective (R)) and distributions, pointing out different intermediate complex bar types. In the southern part (40.5 km of coastline), the inner bar (IB) and the outer bar (OB) are crescentic. The inner bar type alternates between TBR and RBB with many transitional shapes TBR/RBB. In the central part (78.3 km), the inner bar is mainly crescentic RBB or TBR with 47% of oblique configuration. The outer bar displays mainly a straight configuration with LBT or D morphology. The northern part (69.4 km) is different from the other ones. To the West, the system presents a double straight bar configuration (LBT or D). The bar system then displays one or no bar to the eastern end.

The most frequent wind in the area is a north-westerly wind; but a north-easterly to south-easterly wind may prevail under winter storm conditions. The whole area is microtidal and characterized by a very low tidal range (< 0.30 m at mean spring tide). Nevertheless, high water level variations are observed in response to setups and setdowns under the influence of

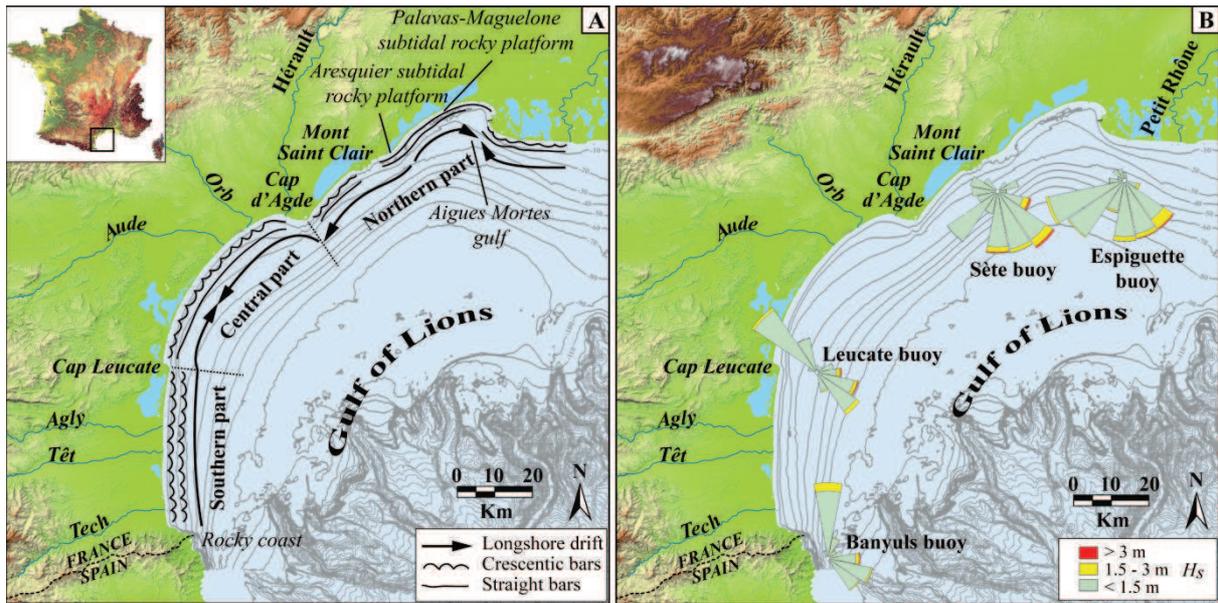


Fig. 3.2: Map of the Gulf of Lions with (A) the environmental parameters and (B) beach class areas and profile locations

wind and atmospheric pressure fluctuations. Under specific conditions, setups can reach 1 m near the shore (Certain, 2002) under the added action of waves. The significant wave height (H_s) is generally low with a peak period between 3 and 4 s but may exceed 4 m during winter storms (Fig. 3.2B). The field site is a typical wave dominated system (Certain, 2002).

3.2.4. Methods

3.2.4.1. Topo-bathymetric data

A topo-bathymetric LIDAR survey of the Gulf of Lions sandy coast was conducted in summer 2009 at the request of the DREAL-Languedoc-Roussillon. This period was chosen due to the coastal features that were well stabilized after a several-week-long summer episode. The equipment deployed by EUROSENSE and the FUGRO LADS Corporation was the LADS Mk II, hosted on a Dash 8-202 aircraft, flying between 360 and 670 m. The green laser (e.g. bathymetric beam) frequency was 900 Hz, for a minimal spatial resolution of approximately 5 m and for a 240-m-wide swath. For this survey, the distance between flight lines was 220 m (with a 20 m overlap). Transversal flight lines over the coastline were also performed every 5000 m. The collection of data extended from the aeolian dune to 20 m water depth. The total area covered was 300 km² and included 25 million measured points. Airborne LiDAR systems like LADS MkII are particularly suitable for the surveys of large coastal areas such as wide embayments, or wide corridors such as long beaches (Saye *et al.*, 2005; Shrestha *et al.*, 2005). At present, this is the only opportunity to get instantaneous characterizations of large coastal zones based on accurate and dense measurements. Data processing was carried out by EUROSENSE and the FUGRO LADS Corporation. Tides were monitored at two control points in Port-la-Nouvelle and Port Camargue harbours. Tide data from the French navy (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) (Port-

Vendres, Sète and Saintes-Maries de la Mer) were also used. Technical support and expertise, as well as data validation, were provided by the SHOM (Vanroye, 2009). As there were rock intrusions, the authors carried out a specific control of the accuracy of the LiDAR data set on stable subtidal areas. This work shows a vertical and horizontal accuracy of ± 0.30 m and ± 2.98 m respectively. A Digital Elevation Model was performed from the LiDAR data set with Fledermaus IVS7 software using a "Number of Sample" and "Neighbourhood" algorithm.

3.2.4.2. Sediments

Sediment samples were collected every kilometer in the same place that the profiles. Aerial beach samples were taken from the surface layer (1-2 cm). The nearshore samples of 5 cm in thickness were taken with a conical dredge. Six morphological zones were sampled: 1) the upper beach, 2) the active berm at the landward limit of the swash, 3) the beach step, 4) the crest of the inner bar, 5) the crest of the outer bar when it was present, and 6) the lower shoreface at around -6 to -8 m, which marked the transition to a more regular and gentler slope than the bar zone. A total of 805 samples were collected and analysed in the laboratory. Short stretches of rocky coast were excluded from sampling. The sieving method was chosen because most laboratory grain-size archives have been obtained in this way. The sediment was sifted thanks to the AFNOR column with corrected mesh to obtain the mean particle size. The average particle size of supratidal area (upper beach, berm and collision zone) and subtidal area (inner bar, outer bar and lower shoreface) were also computed. The settling fall velocity was calculated using the Gibbs equation (Gibbs *et al.*, 1971).

3.2.4.3. Slope

The beach slope was determined from 161 beach profiles extract every kilometre from the LiDAR using ArcGIS 10 Spatial Analyst and 3D Analyst tools. The profiles covered the emerged beach (excluding urban areas) up to the maximum depth reached by the LiDAR data (between -15 and -25m depth). For each profile, slope values were calculated for three shoreface areas: the upper-shoreface included the nearshore bar system, the lower-shoreface from the end of the bar system to 1 km offshore, and the entire shoreface (from the shore to the offshore zone).

3.2.4.4. Hydrodynamic

Hydrodynamic data (significant wave height (H_s), peak period (T_p) and direction) were obtained and analysed by statistical methods from four stations along the Gulf of Lions coast (Fig. 3.2B). At Banyuls (50 m depth, $42^{\circ}29.370'$ N, $03^{\circ}10.060'$ E), the parameters of waves were recorded every 30 minutes by a non-directional wave buoy (Tryaxys® surface accelerometer) from 03/06/2002 to 27/06/2005 and by a directional wave buoy (Datawell Waverider MKIII®) since 28/11/2007. At Leucate (40 m water depth, $42^{\circ}55.000'$ N, $3^{\circ}07.500'$ E), the data have been recorded every 30 minutes by a directional wave buoy (Datawell Waverider MKIII®) since 16/12/2006. At Sète (30 m water depth, $43^{\circ}22.290'$ N, $3^{\circ}46.777'$ E), waves were monitored every 3 hours using a non-directional wave buoy (Datawell® surface accelerometer) from 22/05/2003 to 15/02/2006 and every 30 minutes by a

directional wave buoy (Datawell Waverider MKIII®) since 16/02/2006. Finally, a directional wave buoy (Datawell Waverider MKIII®) located at Espiguette (32 m water depth, 47°24.660' N, 04°09.750' E) has recorded the wave characteristics every 30 minutes since 17/08/2008. These offshore wave data are used to characterize offshore conditions. Several expressions for compute breaking wave height (H_b) were tested by comparison with *in situ* wave data in the breaker zone (Certain *et al.*, 2005a; Gervais, 2012). The Sunamura relationship (Sunamura et Horikawa, 1974) gives the best results and was used to compute H_b from offshore waves:

$$\frac{H_b}{H_0} = (\tan\beta)^{0.2} \left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{-0.25}$$

where H_b is the breaker height, H_0 and L_0 are respectively the deepwater wave height and length, and $\tan\beta$ is the beach gradient.

3.2.4.5. Beach states classification

Aleman *et al.* (2011) have used LiDAR imagery to determine the number and typologies of nearshore bars in the Languedoc-Roussillon. These observations were completed by identifying local specificities of the shoreface (vicinity of a rocky coast or bedrock outcrops and general shape of the beach profile) and an extensive analysis of the sediment size and nearshore slope. Beach states classification was then performed by combining these results and according to the Australian beach model (Wright *et Short*, 1984).

3.2.4.6. Dean Parameter

Dean parameter (Ω) was used to predict the morphological beach state. Wright *et al.* (1985) showed that beach morphology may be best related to average wave conditions, rather than the instantaneous wave forcing. Due to low-energy systems, such as those along the Gulf of Lions beaches, the morphological response is more sensitive to changing wave conditions (Hegge *et al.*, 1996; Jackson *et al.*, 2002; Costas *et al.*, 2005; Gómez-Pujol *et al.*, 2007). That is why time averages representative of the different energetic conditions are calculated to establish the Dean parameter, using average annual, seasonal, storm and monthly hydrodynamic conditions. In order to ascertain the effects of cross-shore sediment gradation, several sample positions on the beach profile (upper beach, berm, beach step, inner bar, outer bar and lower shoreface) were used. These predicted beach states were then compared to the observed beach states.

3.2.5. Results

3.2.5.1. Sediment

The results of sediment analysis show that superficial sediment between the beach and the upper shoreface is well sorted with a gradual finer-grained sand northward. This leads to the

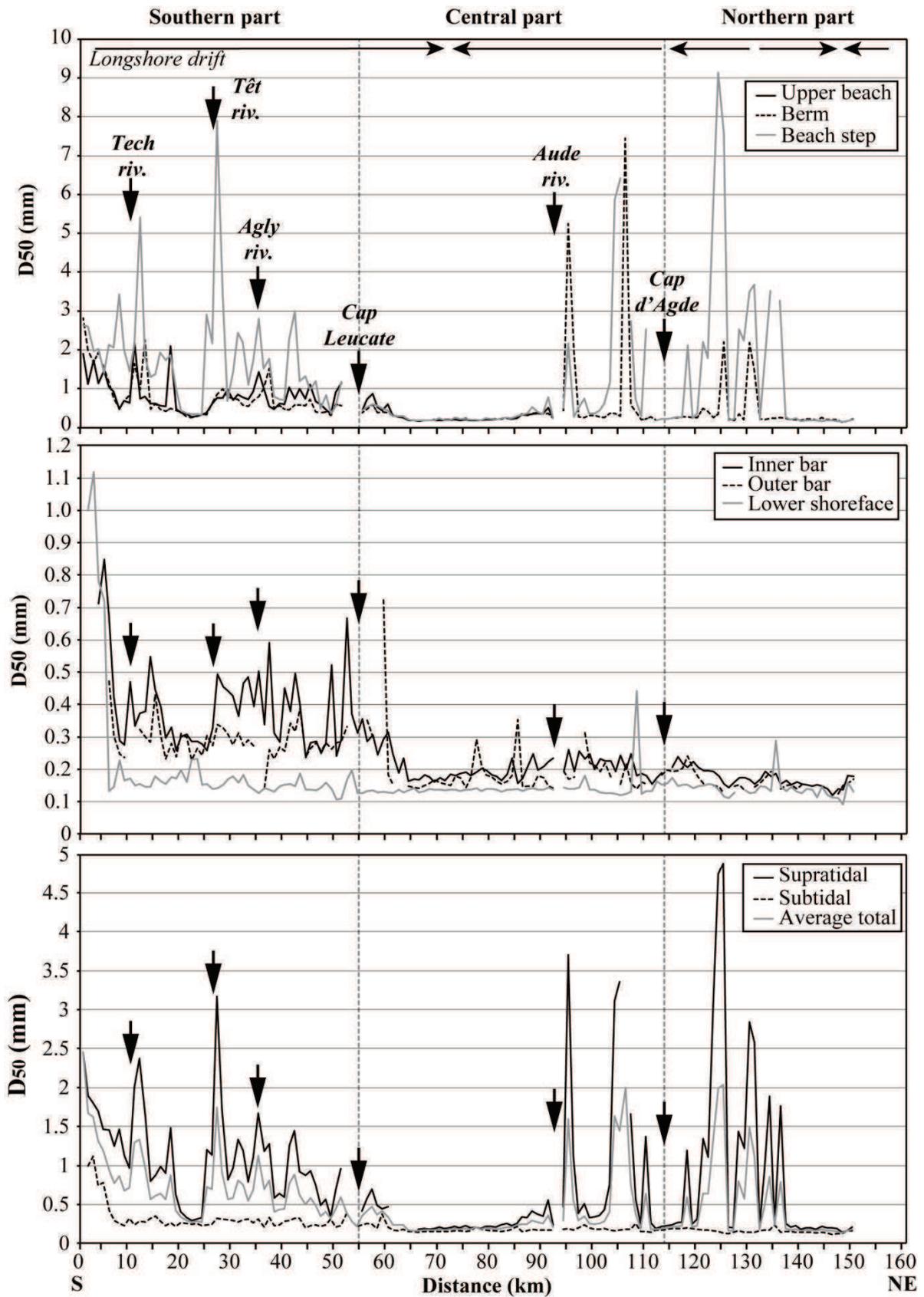


Fig. 3.3 : Longshore distribution of grain size for 9 sample locations: upper beach, berm, beach step, inner bar, outer bar, lower shoreface, supratidal average, subtidal average and total average.

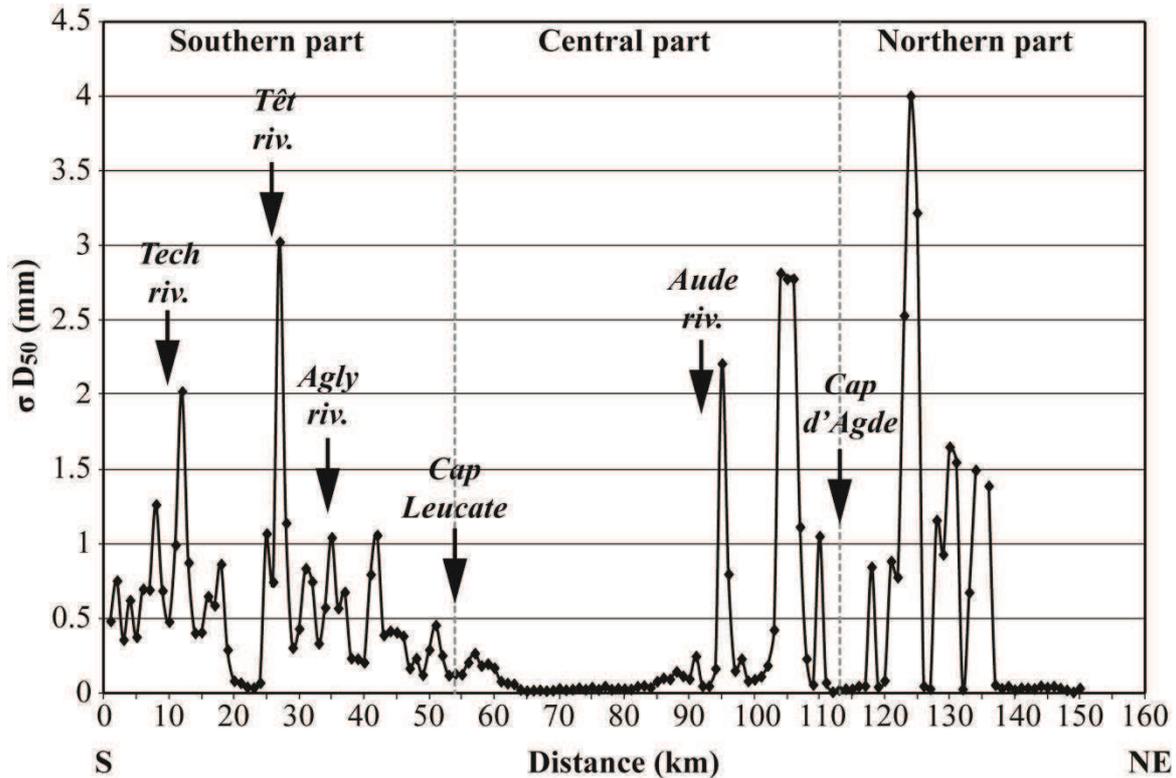


Fig. 3.4: Longshore evolution of the D50 standard deviation for the 6 sedimentary samples (upper beach, berm, beach step, inner bar, outer bar and lower shoreface).

difference between the southern part (medium-coarse sands, 0.25-1.60 mm), where the influence of river input is larger, and the central and northern part (fine-medium sands 0.170 mm) (Fig. 3.3). Boundary between these two environments is represented by the Cap Leucate which corresponds to a semi-impermeable barrier to longshore sediment transport (Fig. 3.3). Longshore variations can be also observed on a small scale, for example in the vicinity of deltaic mouths or in front of nearshore rock flats. The sediment of the beach step shows greater heterogeneity than other compartments of the system (berm and nearshore zone) (Fig. 3.3).

Cross-shore variations are observed with an overall seaward decrease in grain size. This variation is greater in the southern and northern part where the standard deviation between each box of the system is lower (Fig. 3.4). In contrast, the lower shoreface is very homogeneous on a regional scale (Fig. 3.3). On the adjacent shelf, sediment is mostly composed of sand down to 25-30 m water depth and muddy silts between 25 to 40 m depth (Aloïsi *et al.*, 1973).

3.2.5.2. Nearshore slope

A new analysis of LiDAR bathymetric data allows the observation of the nearshore slope pattern along the Gulf of Lions (Fig. 3.5). The upper-shoreface has significant longshore variation on the local and regional scales (between 0.37° and 2.47°) due to the presence of large bar patterns, the geological context (prodelta or bedrock outcropping) and anthropogenic structures (harbours or coastal defences). The lower shoreface and the entire

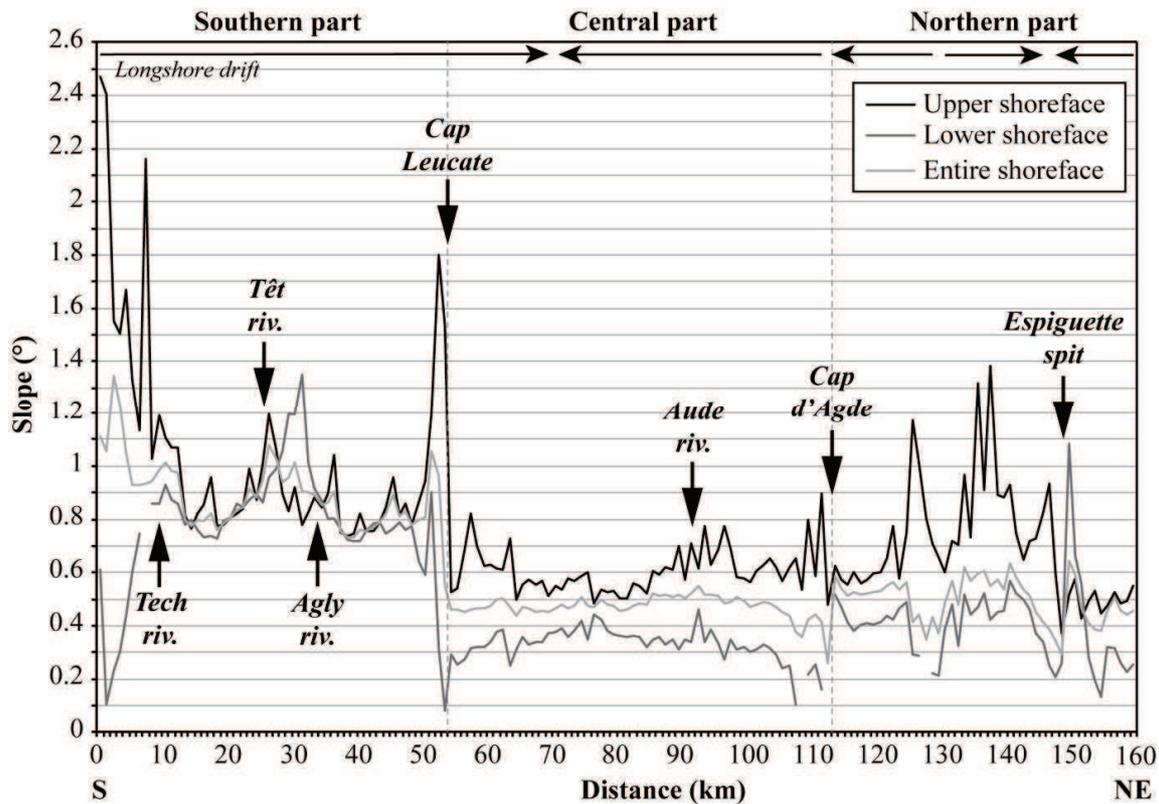


Fig. 3.5: Longshore evolution of the slope for the upper shoreface, lower shoreface and entire shoreface (up to 1 km offshore).

shoreface are very similar between 0.08° and 1.35° . Gentle slopes (0.1° to 0.2°) correspond to different zones where the bedrock outcrops (south end near the rocky coast, Cap Leucate, Aresquiers and Palavas-Maguelone subtidal rocky platforms). Overall, the three environments follow the same northward longshore decreasing then increasing trends (Fig. 3.5). The slope of the entire shoreface will be considered representative in the following work. In the southern part, the gradient of the entire shoreface varies between 0.74° and 1.32° , while in the central and northern part they oscillate around 0.46° . This difference appears as a net decrease at Cap Leucate (Fig. 3.5). The influence of the cape is also observed for other environmental parameters such as bar patterns or sediment characteristics. Generally, an increase of the slope on the right side of coastal rivers (except for the Orb and Hérault in the central part) is observed, updrift of the capes (Cap Leucate and Cap d'Agde) and to the end of spit (Espiguette) (Fig. 3.5). Conversely, the slope decreases downdrift of both capes. Regarding the morphodynamics, the mean closure depth is around -6 and -8 m (Durand, 1999; Sabatier *et al.*, 2004).

3.2.5.3. Hydrodynamics

The Gulf of Lions is a typical wave-dominated microtidal environment according to Hayes (1979) classification. Two wind orientations prevail in the study area: the NW offshore winds (60% of the time) and the E-SE onshore winds (30% of the time) (Casanobe, 1961; Person, 1973; Cattaliotti-Valdina, 1978; Mayençon, 1992). At the coast, the significant waves height (H_s) is generally low ($H_s < 0.3$ m for 75% of the time and $H_s < 1.5$ m for 94%), with peak

Tab 3.1: Annual and seasonal statistics of significant wave height (H_s) in the Gulf of Lions for the four wave buoys (4-10 yr record period). N : number of records; Min: minimum significant wave height; Max: maximum significant wave height; \bar{X} : mean significant wave height; σ : Standard deviation of significant wave height; 0-1.5 m: percentage of wave height between 0 and 1.5 m; 1.5-3 m: percentage of wave height between 1.5 and 3 m; >3 m: percentage of wave height higher than 3 m. JFM: January, February and March (winter); AMJ: April, May and June (spring); JAS: July, August and September (summer); OND: October, November and December (autumn).

Buoy	Period	N	Min (m)	Max (m)	\bar{X} (m)	M (m)	σ (m)	0-1.5 m (%)	1.5-3 m (%)	>3 m (%)
Banyuls	Annual	97 678	0.07	7.55	0.67	0.54	0.49	94.05	5.65	0.30
	JFM	22 129	0.08	4.93	0.84	0.71	0.58	89.09	9.88	1.03
	AMJ	28 675	0.08	3.54	0.58	0.47	0.40	97.20	2.78	0.02
	JAS	27 294	0.07	2.08	0.46	0.37	0.29	99.51	0.49	0.00
	OND	19 580	0.10	7.55	0.89	0.78	0.57	87.45	12.26	0.30
Leucate	Annual	104 850	0.01	5.57	0.65	0.53	0.50	94.88	4.57	0.55
	JFM	24 608	0.08	5.57	0.77	0.66	0.57	92.35	6.49	1.16
	AMJ	25 536	0.01	3.67	0.60	0.49	0.43	96.46	3.47	0.08
	JAS	28 229	0.06	2.27	0.45	0.39	0.27	99.54	0.46	0.00
	OND	26 477	0.08	5.47	0.80	0.67	0.58	90.72	8.25	1.03
Sète	Annual	125 546	0.01	5.58	0.63	0.48	0.53	93.90	5.16	0.94
	JFM	33 721	0.01	5.58	0.76	0.58	0.63	91.33	6.90	1.77
	AMJ	29 368	0.01	3.67	0.54	0.44	0.39	96.53	3.36	0.11
	JAS	33 099	0.01	3.35	0.42	0.36	0.25	98.04	0.95	0.02
	OND	29 358	0.01	4.80	0.82	0.62	0.65	88.44	9.71	1.85
Espiguette	Annual	48 917	0.01	4.26	0.67	0.53	0.50	93.63	5.95	0.41
	JFM	11 362	0.10	4.26	0.77	0.61	0.57	91.61	7.37	1.02
	AMJ	13 797	0.09	3.21	0.58	0.47	0.40	96.59	3.36	0.04
	JAS	13 294	0.01	2.85	0.50	0.41	0.32	98.50	1.50	0.00
	OND	10 464	0.01	3.81	0.90	0.77	0.61	85.73	13.50	0.76

periods (T_p) between 3 and 4 s. Wave heights larger than 3 m are observed less than 1 % of the time, with T_p between 5-10 s. They can reach 7 m during exceptional storms (1982, 1997 and 2003) with periods around 12 s. The maximum waves height (H_{max}) at Sète is 5, 7.8 and 9 m, for return periods of 1, 10 and 100 years, respectively (L.C.H.F., 1984). Waves from SW to N are associated with offshore winds and have low energy. Waves from E to S are associated with onshore winds and are the most energetic (Fig. 3.2B).

Temporal variation can be assessed from the monthly and annual wave characteristics for four stations along the Gulf of Lions (Tab 3.1). Summer (April-September) is the period of low waves (0.42-0.60 m monthly mean height) with few major storms (3.67 m max height at Leucate and Sète). The standard deviation is weak, between 0.25 and 0.43 (Tab 3.1). July, August and September are the months with the lowest waves (0.42-0.50 m monthly mean height) (Tab 3.1). The winter period (October-March) displays the highest waves, although the monthly mean height is not much higher (0.76-0.90 m). During this period, the number of

major storms is much greater, leading to a standard deviation between 0.57 and 0.65 (Tab 3.1).

In the study area, wave energy has seasonal but also spatial variability, especially during storm events with higher energy in the northern part (Sète station). The southern part of the Gulf of Lions is protected from S-SE storms by the rocky coast. Eastern storm-waves are frontal in the southern part and oblique in the central and northern part, while the most frequent SE storm-waves are oblique in the southern part and more or less frontal in the central and northern part.

Furthermore, the Gulf of Lions is characterized as microtidal with sea level fluctuations due to changes in atmospheric pressure and wind stress (Certain, 2002). These physical settings define the coastal area in the Gulf of Lions as low-energy systems where significant morphological changes are restricted to occasional storm episodes, mainly during the winter period.

3.2.5.4. Morphological beach state

The classification of Languedoc-Roussillon beaches was performed by analysing the LiDAR data set according to the beach state of the Australian beach model (Wright et Short, 1984). Six beach typologies were identified (Fig. 3.6) based on bar typologies, profile shape (Fig. 3.7), sediment characteristics and local specificities of the shoreface. Several compartments were thus identified along the 200 km of coastline (Fig. 3.8). Specific attention was paid to the inter-classes transitions (Fig. 3.9).

Reflective beaches

The reflective beaches are characterized by an abrupt profile and the absence of nearshore bars (Aleman *et al.*, 2011) (Fig. 3.6 and Fig. 3.7). This kind of environment is only observed in a confined cell in the southern part of the study area, near the rocky coast (5 profiles, 1.1% of the coastline) (Fig. 3.8). The sediment is coarse in the supratidal zone (1.863 mm) and medium in the subtidal zone (0.912 mm) (Fig. 3.6). The slope is steep and attains an average of 1.16° (Fig. 3.6). The southern limit is defined by the rocky coast and the northern limit by harbour jetties (Fig. 3.9A).

Intermediate beaches

Intermediate beaches present well-developed rhythmic bars RBB to TBR. Usually two bars are present but we can also observe the formation of another bar close to the beach. This bar displays complex features with a long platform that extends the beach, and small transverse bars that can occasionally be connected with the inner bar (Aleman *et al.*, 2011) (Fig. 3.6). The median value of the grain is high in the supratidal zone (1.035 mm) and fine in the subtidal zone (0.275 mm) (Fig. 3.6). The slope of the beach is 0.87° on average (Fig. 3.6 and Fig. 3.7). This beach state occurs only on the southern part (47 profiles, 23.6% of the coastline) (Fig. 3.8). The southern boundary (with the reflective area) is represented by harbour jetties (Fig. 3.9A). To the north, the boundary with the dissipative area is marked by Cap Leucate (Fig. 3.9B).

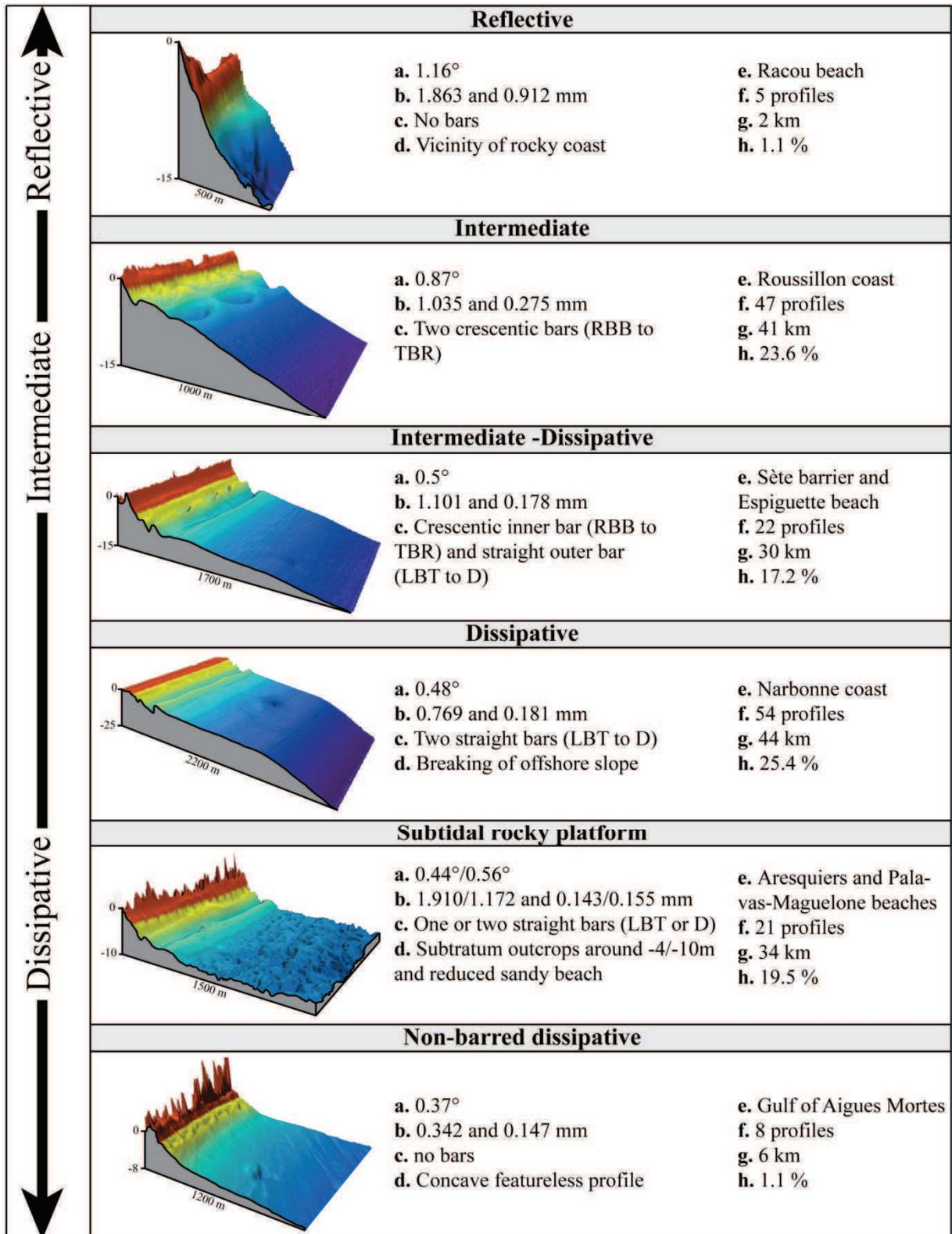


Fig. 3.6: 3D classification of beaches observed in the Gulf of Lions. (a) Shoreface slope, (b) supratidal and subtidal particle size, (c) number of bars, (d) profile shape, (e) location of beach class area, (f) number of profiles, (g) kilometres of coast and (h) percentage of coast.

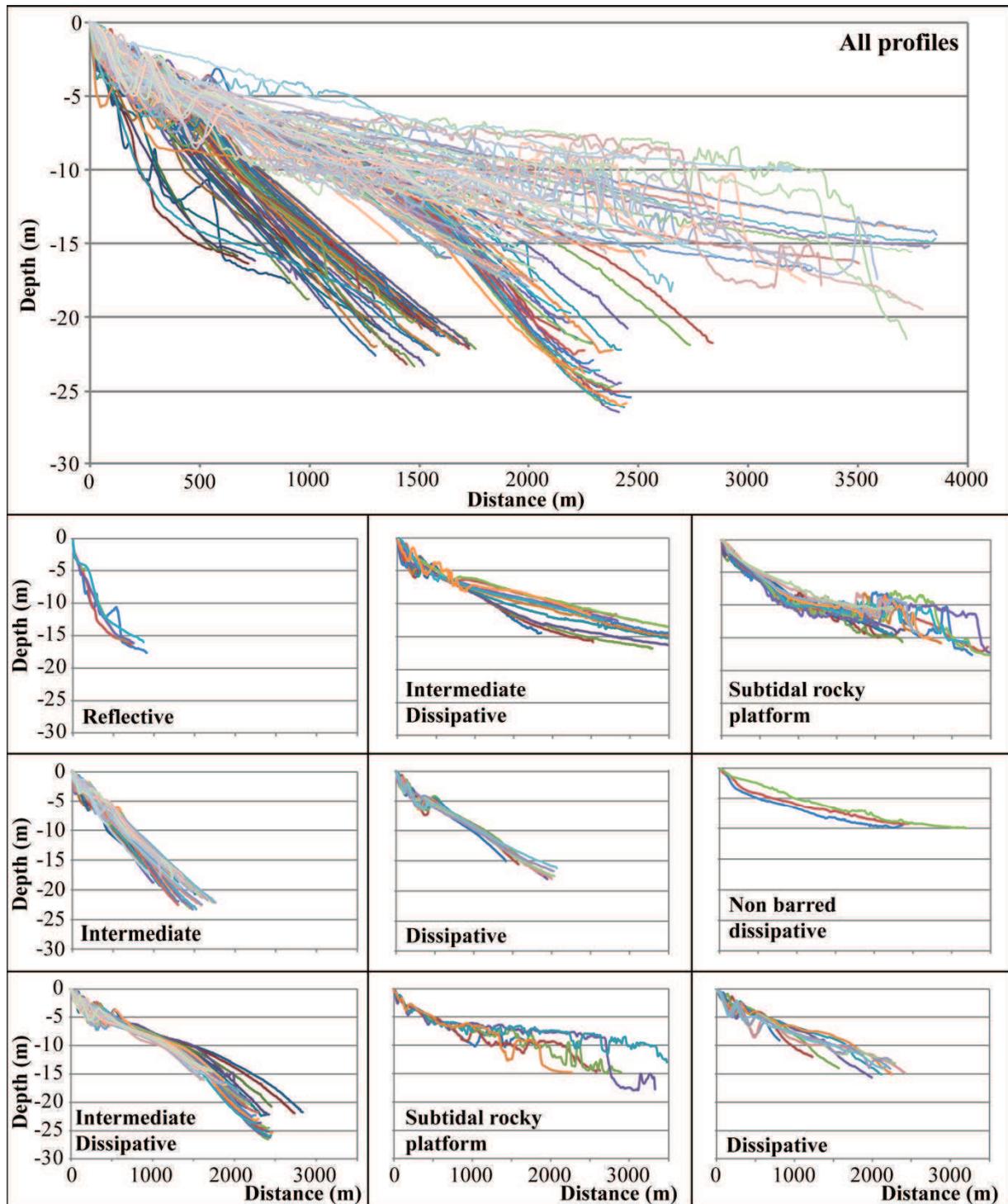


Fig. 3.7: All beach profiles extracted from LiDAR data and selected profiles according to the different morphological compartments (see Fig. 3.8 for localisation).

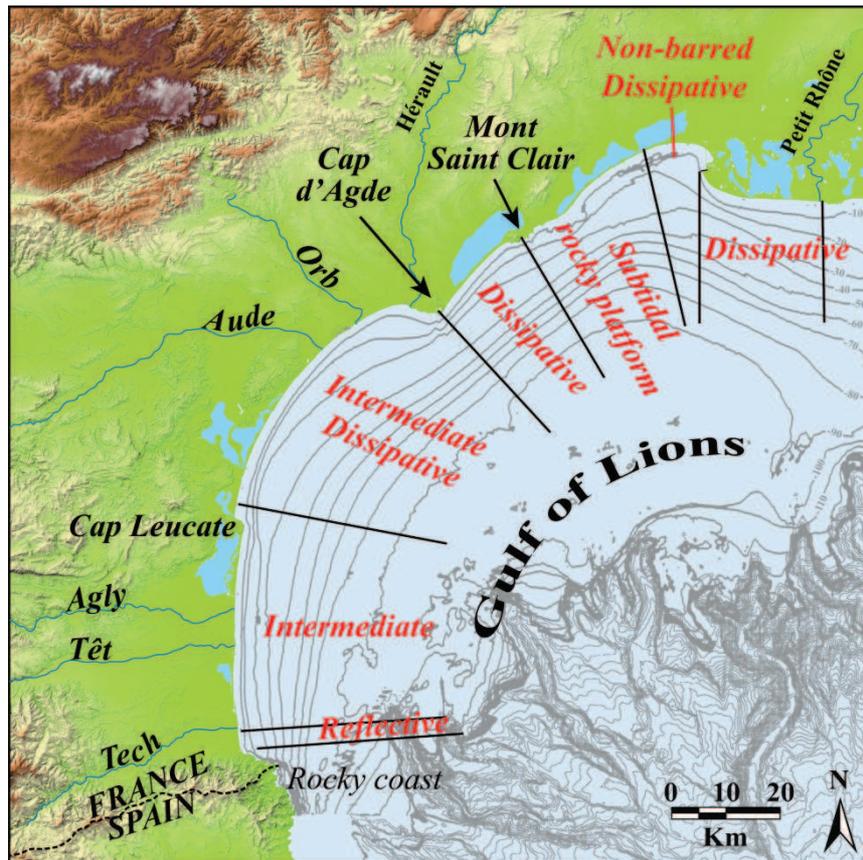


Fig. 3.8: Location of morphological compartments identified on the Languedoc-Roussillon coast.

Intermediate-Dissipative beaches

The intermediate-dissipative beaches are characterised by an inner intermediate bar RBB and an outer dissipative bar LBT to D (Aleman *et al.*, 2011) (Fig. 3.6). The sediment is composed of fine sand in the subtidal zone (0.178 mm) and medium sand in the supratidal zone (1.101 mm) (Fig. 3.6) and the slope is lower with an average of 0.5° (Fig. 3.6 and Fig. 3.7). This configuration was observed in a barrier at the beginning of the northern part (11 profiles, 10.3% of the coastline) (Fig. 3.8) where the boundaries are located between two capes (Agde and Mont Saint Clair, fig. 8C and 8D) as well as at the end of the northern part (Espiguette spit, 11 profiles, 6.9% of the coastline) where the boundary consists of harbour jetties which intersect the sand spit (Fig. 3.9F).

Dissipative beaches

Dissipative beaches develop two straight bars LBT to D. Another small bar can be observed close to the shore (Aleman *et al.*, 2011) (Fig. 3.6). The beach profile differs from the previous one by a break in the slope of -15 m, forming a convex offshore profile (Fig. 3.6 and Fig. 3.7). Subtidal sand is fine with a D50 of 0.181 mm while supratidal sand is medium (0.769) (Fig. 3.6). The average slope is 0.48° (1.03° for the steepest offshore profile) (Fig. 3.6). These states can only be seen in the central part (54 profiles, 25.4% of the coastline)

(Fig. 3.8). The area is bounded by Cap Leucate to the south (Fig. 3.9B) and Cap d'Agde to the north (Fig. 3.9C).

Subtidal rocky platform beaches

The subtidal rocky platform beaches are marked by the presence of bedrock outcrops on the shoreface. For the Aresquiers area (7 profiles, 5.7% of the coastline) (Fig. 3.2), the substratum appears between 3 to 5 m deep due to a very thin sandy prism. These beaches present 1-2 straight bars with a slightly marked outer bar. The sediment is characterized by supratidal coarse sand (1.910 mm) and subtidal fine sand (0.143 mm) (Fig. 3.6). The slope of the sand system is 0.44° (Fig. 3.6). In the Palavas-Maguelone area (14 profiles, 13.8% of the coastline) (Fig. 3.2), the substratum appears at a depth of -10 m (Fig. 3.6 and Fig. 3.7). The sandy prism is reduced but wider than in the previous zone due to the greater depth of the rocky plateau. The supratidal particle size is slightly finer (1.172 mm) (Fig. 3.6) and the beach gradient is higher (0.56°) than in the Aresquiers area (Fig. 3.6 and Fig. 3.7). These two areas are contiguous and the transition occurs progressively over 2 km. The southern boundary corresponds to Mont Saint Clair (Fig. 3.9D). The northern boundary with the non-barred dissipative area is gradual over a few kilometres, despite the occurrence of several coastal structures (Fig. 3.9E).

Non-barred dissipative beaches

Non-barred dissipative beaches develop a characteristic concave profile with the gentlest slope (0.37°) (Fig. 3.6 and Fig. 3.7) and the finest grain size (0.342 and 0.147 mm for the supratidal and subtidal zone respectively) (Fig. 3.6). This state does not usually have bars, but one dissipative may occur (Fig. 3.6 and Fig. 3.7). These beaches are only observed in the inner bay of the Aigues Mortes gulf (4 profiles, 0.6% of the coastline) (Fig. 3.8). While the southern boundary is gradual (Fig. 3.9E), the northern limit with the intermediate-dissipative area is the jetty of Espiguette spit (Fig. 3.9F).

Spatial transitions and extension of beach class compartments

The longshore transition between each beach class compartment is generally abrupt and limits are often constituted by rocky headlands (fig. 8B, C, D and F and tab. 2). Only the reflective-intermediate transition is marked by the presence of a harbour (fig. 8A). However, this transition was already noticeable on aerial photographs taken before the harbour construction. On the other hand, the other harbours and coastal defences do not influence beach (Fig. 3.9G and H). The transitions control the size of the compartment that extends from a few kilometres to several tens of kilometres (Fig. 3.8). Transitions are marked by a change in slope and sediment size, except between Intermediate-Dissipative to Dissipative compartments (Tab. 3.2). The number of occurrences and percentages of the occurrence of each observed beach state is shown in Fig. 3.6. In the Gulf of Lions, the most frequent beach state is the dissipative state (25.9%), followed by the intermediate, subtidal rocky platform and intermediate-dissipative, with respectively 23.6%, 19.5% and 17.2% of occurrence.

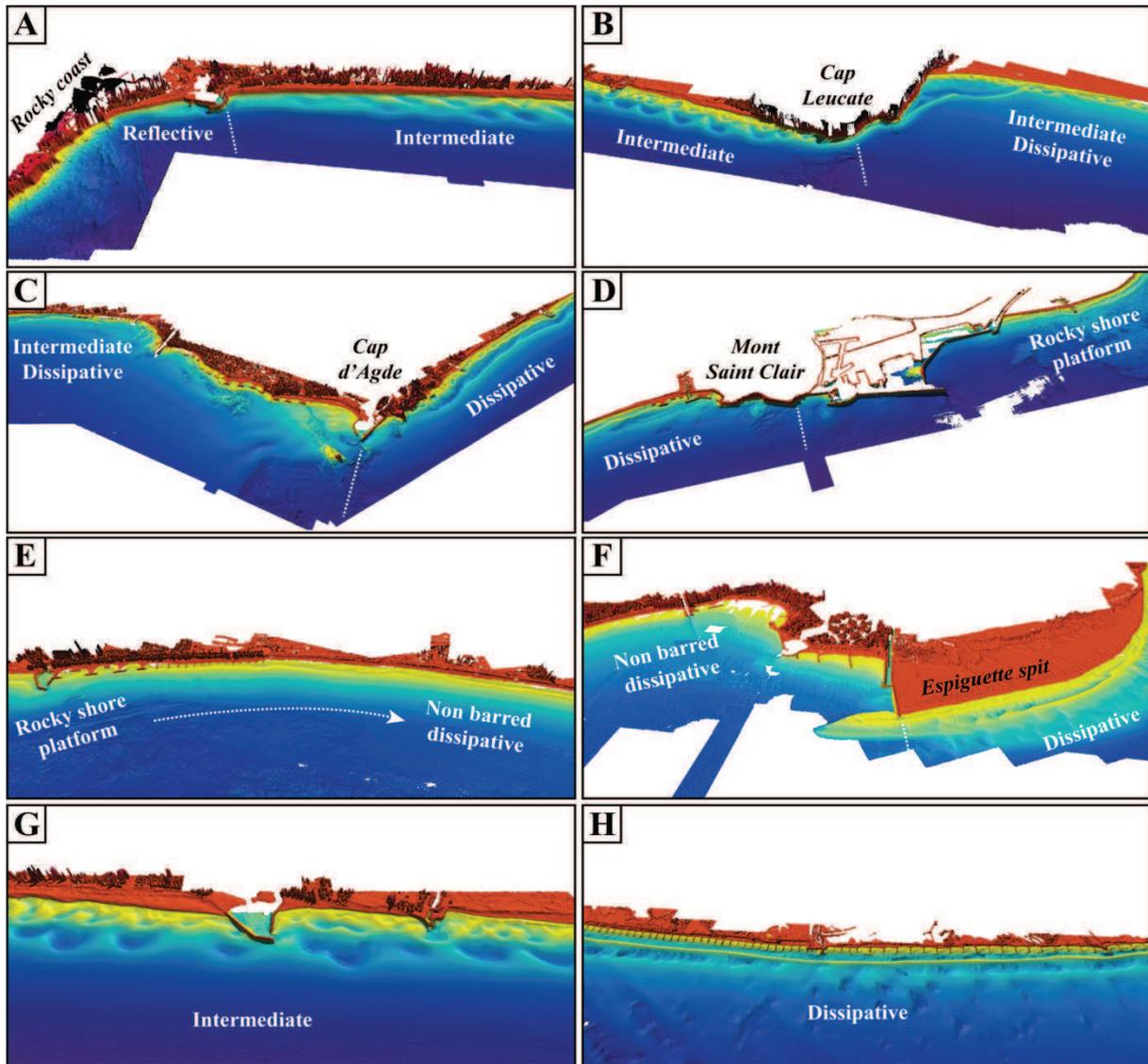


Fig. 3.9: LiDAR imagery of beach state transitions: (A) reflective to intermediate, (B) intermediate to dissipative, (C) dissipative to intermediate-dissipative, (D) dissipative to subtidal rocky platform, (E) subtidal rocky platform to non-barred dissipative and (F) non-barred dissipative to intermediate-dissipative. The last two images show beach states uninfluenced by (G) harbours or (H) coastal defences.

Tab. 3.2: Characteristics of the boundaries and variations in sediment particle size and slope between each morphological compartment.

Transition	Boundaries	Particle size	Slope
Reflective to Intermediate	Harbour / Progressive	Decreases	Decreases
Intermediate to Intermediate-Dissipative	Cape	Decreases	Decreases
Intermediate-Dissipative to Dissipative	Cape	Constant	Constant
Dissipative to Rocky shore platform	Cape	Increases	Increases
Rocky shore platform to Non barred dissipative	Progressive	Decreases	Decreases
Non barred dissipative to Dissipative	Harbour	Increases	Increases

3.2.5.5. Observed/predicted beach states

The morphodynamic state for the studied beaches was predicted calculating the Dean parameter (Ω) with different wave statistics (average annual, spring, summer, autumn, winter, storm and august 2009) and sediment sample locations (upper beach, berm, beach step, inner bar, outer bar, lower shoreface, all environment average, supratidal average and subtidal average) for all LiDAR profiles (every kilometre). For example, Fig. 3.10 show the Ω values obtained for different combinations between hydrodynamic period and sediment samples at two profiles in the intermediate-dissipative and subtidal rocky platform compartments. The gray background indicate the bar typology observed on the LiDAR imagery. The results showed a great heterogeneity of Ω according to the sedimentary environment and hydrodynamic period considered. The results may indicate both higher or lower states (Fig. 3.10). The best predictions seem to be provided with the use of subtidal sediment samples while storm conditions give poor results.

To accurately assess the best settings for the Ω calculation, results of all conditions are compared to the observed beach states (Reflective, intermediate and dissipative) defined in the previous paragraph and to the bar typologies (R, LTT, RBB, TBR, LBT and D) described by Aleman et al. (2011). The ratios between Ω observed (Ω_o) and Ω predicted (Ω_p) for beach states are presented in the Tab. 3.3 and ratios between Ω_o/Ω_p for bar typologies are presented in the Tab. 3.4.

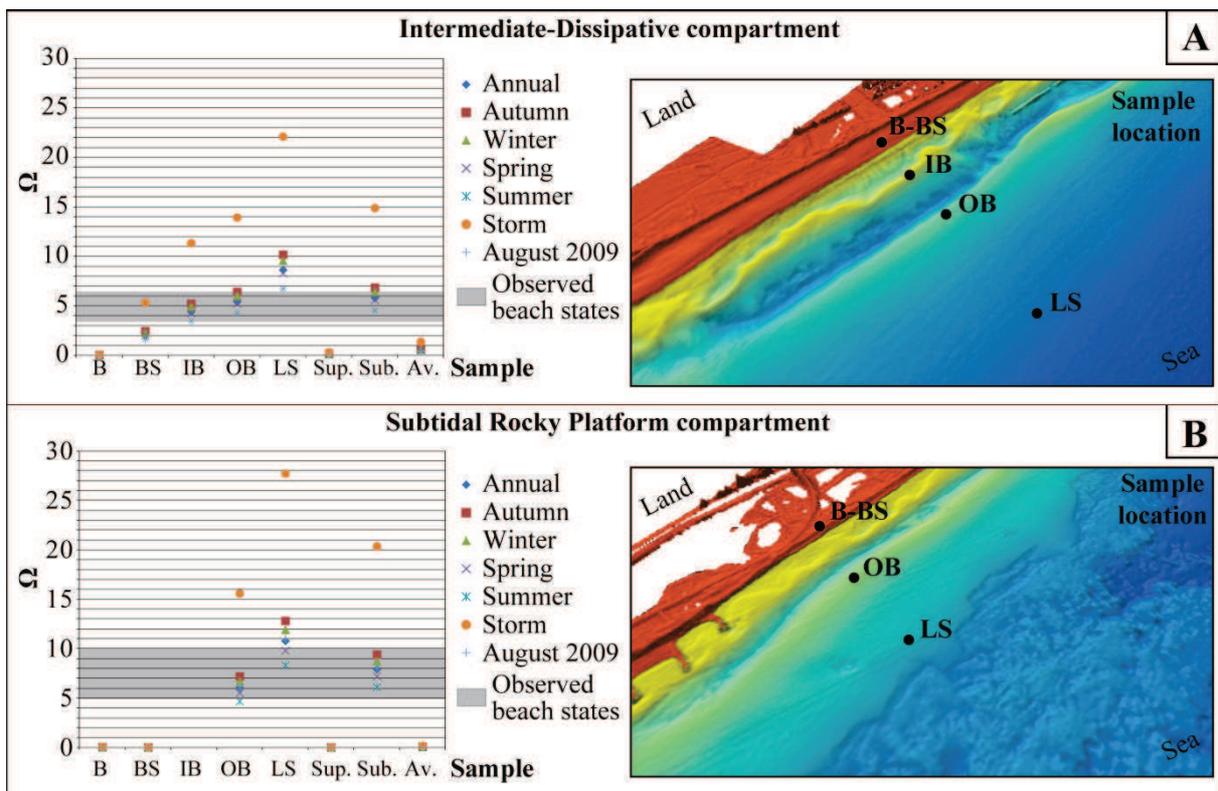


Fig. 3.10: Cross-shore variation of Ω values calculated with several hydrodynamic periods for two profiles in (A) intermediate-dissipative and (B) subtidal rocky platform compartments. Greyscale area corresponds to observed beach state.

Tab. 3.3: Beach classes ratios of Ω predicted / Ω observed (Reflective, Intermediate, and Dissipative) in percentage for all sediment sample locations and hydrodynamic periods.

		Hydrodynamic conditions							Nsample	%
		Annual	Winter	Spring	Summer	Autumn	August 2009	Storm ($H_s > 2m$)		
Sediment samples	Upper Beach	47.7	47.7	46.6	43.2	47.7	42.0	44.3	88	
	Berm	44.8	47.6	44.1	37.2	49.7	36.6	60.7	145	<10
	Beach step	33.6	39.2	32.9	30.1	38.5	28.7	41.3	143	10-25
	Inner Bar	73.3	75.3	71.9	67.1	74.0	65.1	58.2	146	25-50
	Outer Bar	64.8	67.2	71.3	76.2	63.1	77.0	45.1	122	50-60
	Lower Shoreface	31.8	31.1	37.2	37.8	30.4	43.2	27.0	148	>60
	Supra. av.	34.7	35.4	34.0	31.3	37.5	30.6	42.4	144	
	Sub. av.	77.0	72.3	77.0	83.8	70.3	84.5	43.9	148	
	Total av.	60.7	60.7	58.7	51.3	58.7	52.7	56.0	150	

Tab. 3.4: Bar typologies ratios of Ω predicted / Ω observed (R, LTT, TBR, RBB and D) in percentage for all sediment sample locations and hydrodynamic periods.

		Hydrodynamic conditions							Nsample	%
		Annual	Winter	Spring	Summer	Autumn	August 2009	Storm ($H_s > 2m$)		
Sediment samples	Upper Beach	13.6	20.5	5.7	3.4	26.1	3.4	11.4	88	
	Berm	5.5	11.0	4.8	1.4	15.9	2.1	36.6	145	<10
	Beach step	9.8	16.1	7.0	2.1	16.8	0.7	24.5	143	10-25
	Inner Bar	52.1	52.1	41.1	21.2	60.3	22.6	39.0	146	25-50
	Outer Bar	53.3	64.8	54.9	43.4	60.7	42.6	36.9	122	50-60
	Lower Shoreface	29.7	28.4	31.8	39.9	31.1	41.9	2.7	148	>60
	Supra. av.	6.9	9.7	4.2	2.1	16.0	1.4	23.6	144	
	Sub. av.	72.3	69.6	66.2	62.8	66.9	67.6	37.8	148	
	Total av.	24.7	30.7	22.0	10.0	31.3	8.7	29.3	150	

Concerning beach states and for whatever hydrodynamic period (Tab. 3.3), the use of upper beach, berm, beach step, lower shoreface and supratidal average sediment samples give poor Ω_o/Ω_p correlations (<50%), except for the berm with storm conditions (60.7%). Better ratios are found with sediments of inner or outer bar crests (between 63.1 and 77.0%) and with the subtidal average (72.3 to 84.5%) and total average (51.3 to 60.7%). The better ratio (84.5%) is obtained using the subtidal average sediment size with average hydrodynamic conditions over a period of 1 month prior the observation of typologies (August 2009) (Tab. 3.3). The storm conditions give low ratios except with berm sediments that give slightly better results (60.1%) (Tab. 3.3).

For the bar typologies, Ω_o/Ω_p correlations are weaker than for the beach states. Values of Ω_p computed with sediment samples collected on the upper beach, berm, beach step and lower shoreface give poor relationships with Ω_o . The ratio is less than 50% (most less than 10%) (Tab. 3.4). Better correlations are obtained with sediment samples of the inner or outer bars, especially for autumn and winter periods (60.3 to 64.8%). Omega best predictions are given using the average particle size of the subtidal area, with a ratio of 72.3% using annual average hydrodynamic conditions over a period of 1 month before the observation of typologies (August 2009). As beach states, storm conditions give poor results whatever the sediment sample location (<50%).

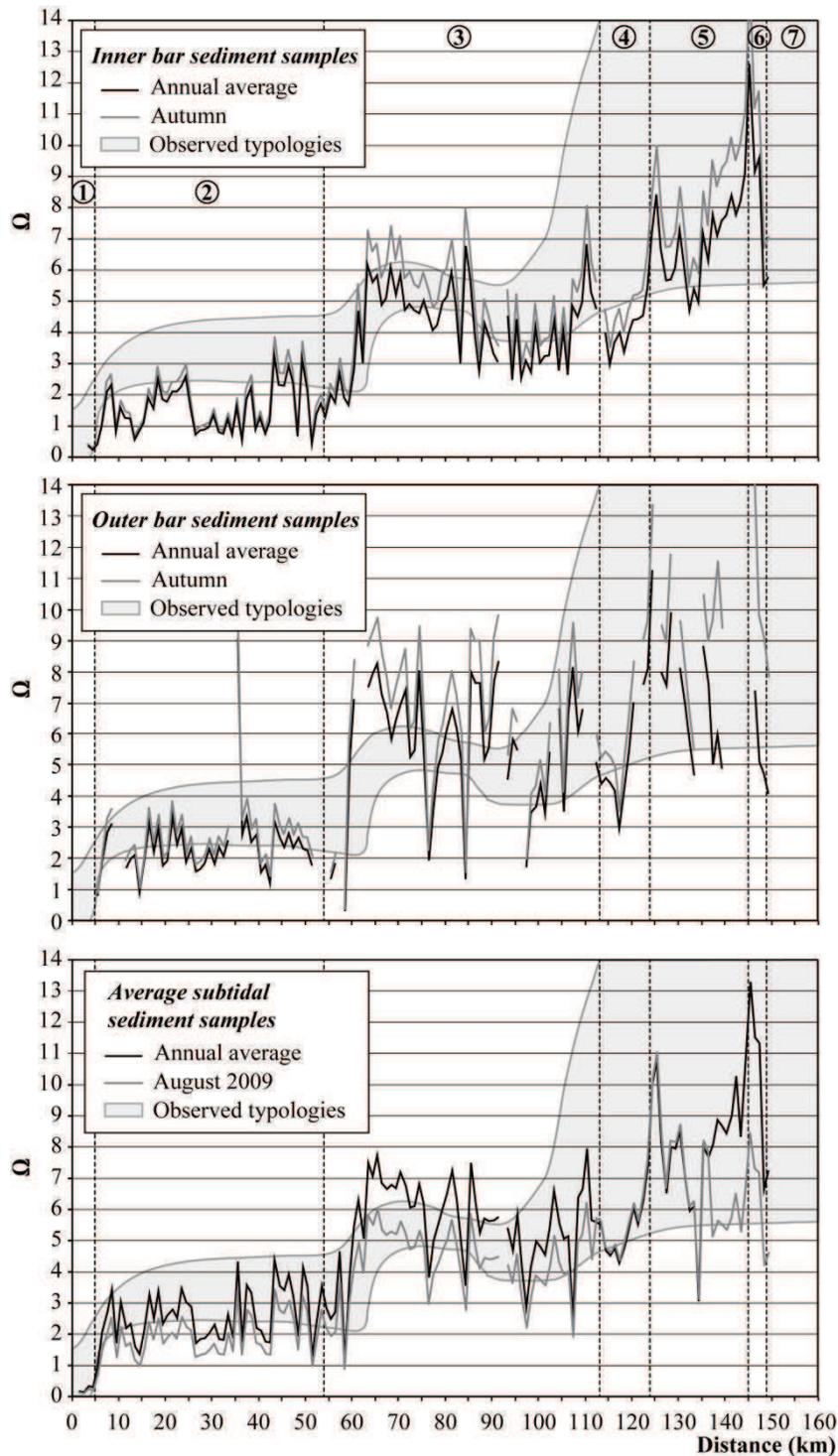


Fig. 3.11: Longshore variation of the Dean parameter for sediment samples and hydrodynamic conditions combinations that give the best correlation with the observed morphologies: Inner and outer bars sediment samples with annual and autumn hydrodynamics conditions and average subtidal sediment samples with annual and August 2009 hydrodynamics period. The circled numbers indicate the morphological compartments: (1) Reflectif, (2) Intermediate, (3) Intermediate-Dissipative, (4) Dissipative, (5) Subtidal Rocky Platform, (6) Non-Barred Dissipative and (7) Dissipative.

Fig. 3.11 shows the spatial variability of the Ω parameter along the Languedoc-Roussillon coastline for sediment samples and hydrodynamic conditions combinations that give the best correlation with the observed morphologies: Inner and outer bars sediment samples with annual and autumn hydrodynamics conditions and average subtidal sediment samples with annual and august 2009 hydrodynamics period. The observed bar typologies are represented by a gray background. The results show large fluctuations of Ω_p over short distances, especially in the dissipative field. The general trend is consistent with the observed typologies with a progressive upstate from reflective to ultra-dissipative domain (Fig. 3.11). However, for inner bar sediments, Ω_p tends to underestimate the observed morphologies in the intermediate area. The best predictions are obtained for the reflective and dissipative to ultra-dissipative field (Fig. 3.11). For outer bar sediments, better predictions are given for the intermediate compartment, but the typologies of intermediate-dissipative compartment are overestimated (Fig. 3.11). Finally, the best predictions are given by average subtidal sediment samples with annual or august 2009 hydrodynamics conditions. In this case, the majority of differences between Ω_o/Ω_p are located in the intermediate field with a slight underestimation of the observed morphologies (Fig. 3.11).

3.2.6. Interpretation and discussion

3.2.6.1. Beach classification and transition

Wright et Short (1984) developed a single-bar beach model for wave-dominated coasts from Australian beaches with 6 beach states. This model was completed by Short et Aagaard (1993), extending it for 2- or 3-bar systems. Previous studies on Gulf of Lions beaches have enabled the description of complex bar typologies and transitions over short distances, increasing the knowledge of bar patterns (Ferrer *et al.*, 2009; Aleman *et al.*, 2011). On a regional scale, this present study shows a great diversity of beach states with many morphologically continuous areas over several kilometres. These bar-beach systems are classic with respect to the literature, either from a morphological (this study) or a dynamical point of view (Aleman *et al.*, 2013). However, two unusual beach states can be highlighted. First, the “subtidal rocky platform” class (19.5% of the coastline), presents a steep beach face following by a seaward bedrock outcrop that can nourish the berm with pebbles and cobbles. This state evolves in a reduced sediment environment with a narrow sandy prism. Despite this, 1 or 2 straight bars are present in this confined nearshore zone. These bars are small and eventually a “Net Offshore Migration” can occur at a very slow migration rate (Aleman *et al.*, 2013). The offshore rocky plateau is wide and shallow (-10 m) and could explain this relative slowness by attenuating strong waves further offshore due to the outcropping bedrock (Anfuso *et al.*, 2003; Sabatier *et al.*, 2004). Beaches with bedrock/rock flats/reef are common systems in the literature (Sanderson et Eliot, 1999; Short, 2006), but the presence of bars is not mentioned. This often-observed state in the Languedoc-Roussillon is morphologically original, as is the control exerted from the bedrock on bars and beachface characteristics. Secondly, despite the fact that the “non-barred dissipative” class is represented in only a short part of the Languedoc-Roussillon, this state is unusual in a microtidal environment. This concave featureless profile is mainly identified in meso- and macro-tidal environments (Short, 2006; Scott *et al.*, 2011). However, it can also occur in microtidal settings when sheltered areas generate an association of fine sand with low-energy waves (Klein *et al.*, 2010) as observed in the Gulf of Aigues Mortes in the northern part of the study area. As reported by

Hegge *et al.* (1996), sediment size apparently determines the morphodynamic state of the beach under sheltered low-energy conditions where the wave fetch is restricted.

A key element to understanding the representation of bar-beach state and its longshore variability is to have data on a large spatial scale and 3D accuracy. Previous observations in the world vary from aerial photographs, having the advantage of good spatial extension (regional scale) but limited 3D pattern, to sporadic topo-bathymetric data (DGPS, video), with low spatial extension. These limiting factors encourage authors to use the Dean parameter (Ω) in spite of the uncertainties they can induce. Moreover, many field sites have well-marked boundaries (headland, rocks, reef, islets or islands) inducing a short average length of the beach system with individual beach state compartments (Jackson *et al.*, 2005; Short, 2006; Gómez-Pujol *et al.*, 2007; Klein *et al.*, 2010; Scott *et al.*, 2011). In this context, the spatial transition between bar-beach states has been poorly documented. The use of 3D topo-bathymetric LiDAR in the present study associated with a regional quasi-continuous sandy beach reaching nearly 200 km long, allows us to focus on these transitions. Some characteristics are highlighted: 1) The spatial amplitude of class cells varies from a few kilometres to several tens of kilometres. 2) Some transitions are sudden when the beaches are disturbed by large rocky headlands (Cap Leucate, Cap d'Agde, Mont Saint Clair). 3) On the other hand, transitions can also occur progressively over a few hundred metres on continuous beaches. In these sectors, bar patterns are complex (Aleman *et al.*, 2011) and entangled. 4) Harbours do not seem to disturb the regional beach state pattern. Only one of twelve constitutes a boundary between the reflective and intermediate state. However, nothing suggests that this boundary is in relation with this modification. Harbour impacts are local with bars cut by jetties and slight longshore evolution of the sea slope. 5) Moreover, small coastal structures of sea defence do not seem to affect the regional/local beach state observed. Their impact is low and noticeable at a small scale with rip configurations and complex bar patterns in shallow water (Aleman *et al.*, 2011). However, this impact is not in the same magnitude as that observed in the Netherlands coast (Short, 1992).

3.2.6.2. Geological framework

Most beach classification models do not take into account the geological constraints on shoreface morphodynamics. Current studies emphasize the importance of these constraints (headlands/capes, rock outcrops, reef) to explain the observed morphologies (Jackson *et al.*, 2005; Short, 2006; Jackson et Cooper, 2009; Scott *et al.*, 2011).

First, the presence of capes plays a role in the sedimentary cell size and sediment transport (Sanderson et Eliot, 1999), rip formation (Short, 1999; Short, 2006; Short, 2010) or wave propagation (Gómez-Pujol *et al.*, 2007). In this study, some headlands/capes are observed along the Gulf of Lions and each induces a particular behaviour of the shoreface characteristics: 1) The most original influence is observed at Cap Leucate, which is the boundary between intermediate (southward) and dissipative (northward) beach states. Its presence plays a significant role by interrupting some of the northward sediment transport. Indeed, medium-coarse sediment from coastal rivers of the Roussillon does not bypass the obstacle formed by the cape. Fine sediment is trapped beyond the wave closure depth. Only a small part of this fine sediment can pass through the outer bar and supply the intermediate beaches. Sediment at the north of the cape mostly comes from ancient input of the Rhone which is located further north, outside the study area. This sediment is finer (fine-medium sand) and better distributed. Most studies have focused on beaches enclosed between two

capés (Sanderson et Eliot, 1999; Gómez-Pujol *et al.*, 2007). However, the presence of a significant headland on a long linear sandy coast may constitute a natural barrier to sediment transport resulting in significant variability and a sorting of the sedimentary families. Thus, a differentiation of beach morphologies can be observed on both sides of the cape. 2) Headlands can have a high influence on wave propagation and dissipation. This is usually observed on sheltered open beaches (near rocky coasts) inducing a reflective state. This behaviour is classic in the literature. 3) Another headland observed in the field site corresponds to the boundary of rock outcrops north of Mont Saint Clair and the “subtidal rocky platform” state. 4) Finally, the influence of the cape of Agde is more complex to identify. However, it is the boundary between a dissipative (southward) and intermediate-dissipative (northward) state. In conclusion, rocky headlands seem to play a key role for beach state transitions by their impact on both sediment transport and hydrodynamics.

Secondly, the accommodation space has a significant impact on shoreface morphodynamics and observed beach state as mentioned in this study and in the literature. Bedrock outcrops allow wave energy mitigation (Sanderson et Eliot, 1999; Short, 2006; Short et Woodroffe, 2009; Muñoz-Perez et Medina, 2010; Short, 2010), the emergence of topographic rips (Short, 1999; Short, 2006; Short, 2010), but also influence and constrain the accommodation space and sedimentary stock (Jackson *et al.*, 2005; Scott *et al.*, 2007; Jackson et Cooper, 2009; Scott *et al.*, 2011). In the northern area, in the subtidal rocky platform compartment, the depth of closure is between -6 to -10 meters (Sabatier *et al.*, 2004) and the substratum outcrops at a depth between -5 to -10 meters. The sedimentary stock is limited and close to the shore. The geophysical data record only a 4 m thickness of sand and sometimes the bedrock outcrops on the inner and outer trough of bars (Certain *et al.*, 2005b). Thus, the full seaward development of the profile is not possible and its characteristics are modified. Moreover, the bedrock modulates wave energy and limits the onshore transfer of sand between the upper and lower shoreface. It is only during high-energy events that sediment transfer can be observed, but the input consists of coarse sediment or pebbles. This geological context causes reduced and steep beaches.

3.2.6.3. Dean parameter

The Dean parameter is generally used to determine beach-bar states. Nevertheless, the field observations show a greater variety of beach typologies for a same value of Ω (Fig. 3.11). The use of the Dean parameter (Dean, 1973) as a tool for the prediction of beach morphologies has been questioned (Anthony, 1998; Levoy *et al.*, 2000; Masselink et Pattiaratchi, 2001; Jackson *et al.*, 2005), particularly when it is used in large tidal ranges and low-energy environments, but also in microtidal contexts. Moreover, there are no standardized rules for hydrodynamic period to consider and sediment samples locations. Such considerations have received little attention in the literature but they do have a bearing on the representativeness of sediment-wave parametric combinations (Anthony, 1998). Thus, in several field studies, the authors found important discrepancies between the predicted and observed beach morphologies (Wright *et al.*, 1987; Sanderson et Eliot, 1999; Benaventés *et al.*, 2000; Klein et Menezes, 2001; Thielér *et al.*, 2001; Jackson *et al.*, 2005). However, those authors concluded that these parameters are useful in discriminating between reflective and dissipative extreme beach states, but do not adequately characterize intermediate situations (Wright *et al.*, 1987; Bauer et Greenwood, 1988; Ranasinghe *et al.*, 2004; Scott *et al.*, 2011). This is the case in the Languedoc-Roussillon, where a large part of the error concerned these predicted beach states. These differences can be explained by the weaknesses of the discriminatory capacity of the

Dean parameter under particular conditions. This parameter is only based on the sediment characteristics (W_s), the breaker height (H_b), and the wave period (T). However, many other variables affect beach morphologies, such as dynamic factors (secondary wave motions, tidal currents, etc.), sedimentary factors (grain shape, porosity, bimodal nature, etc.) and geological controls (accommodation space, sediment volume, and bedrock/reef outcropping) (Cooper et Pilkey, 2004). Moreover, the waves are not monochromatic and it is not always easy or possible to assign unique values to the grain size, wave height and wave period at a given time (Jackson *et al.*, 2005). Anthony (1998) noted that "*the performance of wave-sediment parameters must surely depend on local environmental contexts*" particularly within lower-energy beach systems with a long response time. In the Languedoc-Roussillon, the key parameters for the calculation of Ω , such as hydrodynamics and particle size, were analysed to identify the potential source of error.

Different sediment samples used cause great heterogeneity of Ω values. The choice of sediment sample location across the active profile can induce a high inaccuracy of the Dean parameter calculated (Benedet *et al.*, 2004a). However, its influence has been little studied in the literature (Short, 1992; Medina *et al.*, 1994; Muehe, 1998; Benedet *et al.*, 2004a; Benedet *et al.*, 2004b; Albino et Suguio, 2011). Indeed, the utilization of supratidal environments such as upper beach, berm and beach step gives poor results compared to field observations. The microtidal context is probably not unrelated to this result due to the very low tidal range and the upper beach influenced by hydrodynamic conditions only during storm surges (a few times per year). As reported by Jackson *et al.* (2002), the infrequent inundation of the upper beaches affected by surge results in pronounced differences in sediment characteristics between the active lower foreshore and nearshore, and the relict upper foreshore. Subtidal environments such as inner bar, outer bar and lower shoreface are more realistic.

The average annual wave heights are low with 80% of H_s lower than 0.80 m. However, climatic conditions are extremely variable with very low wave heights in summer and important storms in winter. These environmental settings differ from those described by Jackson *et al.* (2002) as a low-energy environment but also differ from the open ocean beaches with high energy (Gómez-Pujol *et al.*, 2007). Hydrodynamic seasonality induces important variations of the Dean parameter, especially in the dissipative field. Gómez-Pujol *et al.* (2007) noticed that the Dean parameter could be useful to describe gross beach classification but tends to fail with seasonal variability. Jiménez *et al.* (2008) emphasized the importance of taking into account the duration and intensity of the wave forcing necessary for the morphological reaction of the beachface. In this case, we could consider the calm conditions in August 2009 (one month before the LiDAR survey) as the wave-forcing period responsible for the observed morphologies. Indeed, Ω calculated for this period gives the best prediction of beach classes (Ω_o/Ω_p of 84.5%). However, annual average hydrodynamic conditions provides better results if we consider the bar typologies (Ω_o/Ω_p of 72.3%). If considering only the storm waves ($H_s > 2\text{m}$) as the most morphogenic conditions, the $\Omega_{\text{predicted}}/\Omega_{\text{observed}}$ ratio is very low.

In conclusion, it seems that the discrimination quality of Ω is related to both the temporal and spatial disparity of the hydrodynamic conditions and sediment characteristics. It appears necessary to accurately identify the parameters responsible for the morphological reactions of beach systems. In the Languedoc-Roussillon, the best $\Omega_{\text{predicted}}/\Omega_{\text{observed}}$ ratio is obtained for beach classes (Reflective, Intermediate and Dissipative) using the mean particle size of subtidal environments (inner bar, outer bar and lower shoreface) coupled with the average hydrodynamic conditions prior to field observations. The best prediction for the bar states (R, LTT, TBR, RBB, LBT and D) are obtained using the mean particle size of subtidal

environments coupled with annual average hydrodynamic conditions. Nevertheless, as mentioned by Scott *et al.* (2011): “Beach classification models based on environmental parameters are, by necessity, simplifications and should be used as tools for understanding morphodynamic systems, rather than beach type prediction”.

3.2.7. Conclusion

Nearly 200 km of sandy coast was investigated using 2D and 3D morphological surveying, sedimentological sampling and hydrodynamic monitoring. The large new data set obtained has permitted the study of the configuration and organization of nearshore morphologies. It completes a first review of the bar patterns of this field site (Aleman *et al.*, 2011).

The 3D topo-bathymetric LiDAR has allowed the identification of the beach states present in Languedoc-Roussillon which forms different morphologic compartments. Despite the fact that the field site is characterised by a microtidal and a low wave-energy environment, these classes can be linked to the international bar-beach classification developed for sandy beaches dominated by moderate to high wave conditions. Beaches range from dissipative to reflective and other intermediate classes. The reflective class is associated with coarse sands and low-energy beaches while the dissipative class corresponds to fine sands and high-energy beaches. Nevertheless, two unusual beach states (non-barred dissipative beaches and subtidal rocky platform beaches) are observed in relation to a specific local environment. Moreover, this study principally focuses on the transition between each beach state. The passage of one beach state to another may be abrupt depending on the disturbances caused by rocky headlands or continuous due to the longshore evolution of sedimentary and hydrodynamic characteristics. The geological framework is also highlighted as an important control on beach typology. This can be due to the role of a barrier that is semi-impermeable to sediment transport (resulting in significant variability and the sorting of the sedimentary families) or the formation of sheltered beaches. In some compartments, the bedrock outcrops limit the accommodation space and decrease the wave energy.

The comparison between observed and predicted morphologies emphasizes the fact that the Dean parameter is highly sensitive to hydrodynamic (seasonality) and sediment (sample location) specificity. Thus, it is essential to distinguish the key parameters responsible for the nearshore observed morphologies, whether it is the choice of the values in the formula or the influence of other parameters not included in the Dean parameter (e.g. wave angle, geological framework, etc.). The Dean parameter is not adequate without specifications or modifications to predict all bar typologies in the microtidal wave dominated environment of the Mediterranean Sea, but it can be used as gross predictor for general beach states (Dissipative, Intermediate and Reflective).

This work highlights the interest of having a continuous longshore 3D data set such as the topo-bathymetric LiDAR to investigate the beach classes on a regional scale. Yet, this view is static and does not allow the investigation of nearshore dynamics over time. In this way, a new LiDAR survey, which took place in the summer of 2011, will be compared to this work and other historic beach profiles surveyed over the last fifteen years. A detailed analysis of the extreme events in terms of duration and direction also appears necessary in order to increase the knowledge of temporal transition.

3.2.8. Acknowledgments

The authors thank the DREAL-LR for their financial support and the provision of LiDAR and hydrodynamics data. We also thank the entire team of the LITTOSIS campaign and previous field studies, which helped to collect and analyse sediment samples: P. Barthe, O. Beaurepaire, L. Cance, F. Carol, D. Cervello, C. Menniti, C. Michel, O. Raynal, R. Rivoal and M. Salvat.

3.3. Morphométrie et typologie 3D des barres

Dans la section précédente, l'étude des systèmes à plusieurs barres a permis de définir six principaux états de plage (Wright et Short, 1984) en fonction de la forme des barres d'avant-côte et de paramètres environnementaux. A plus grande échelle, les barres sédimentaires présentent toute une gamme de formes et de typologies. Cette section présente une analyse détaillée de ces caractéristiques. Cette approche permet de mieux cerner les variations longitudinales des caractéristiques morphologiques, de la typologie et du couplage des barres.

Longitudinalement à la côte, les plages de type intermédiaires présentent des changements de forme quasi-rythmiques appelés barres en croissants ou festons. Le domaine intermédiaire a été divisé en quatre sous-états en relation avec une baisse de l'énergie transmise au système : *Longshore Bar and Trough* (LBT), *Rhythmic Bar and Beach* (RBB), *Transverse Bar and Rip* (TBR) et *Low Tide Terrasse* (LTT) (Wright et Short, 1984; Lippmann et Holman, 1990; Short et Aagaard, 1993). Cependant, ces classifications représentent une vision statique et idéalisée de la nature. Récemment, des morphologies plus complexes ont été identifiées dans le système interne comme des états transitoire (Brander, 1999; Castelle *et al.*, 2007; Ferrer *et al.*, 2009; Price et Ruessink, 2013), des bifurcations de barre (Van Enckevort *et al.*, 2004; Shand, 2007) ou des petites barres transverses dans les fosses appelé *Shoreward Propagating Accretionary Wave* (Wijnberg et Holman, 2007; Almar *et al.*, 2010; Castelle *et al.*, 2010b). Les processus associés aux changements morphologiques au cours des transitions sont principalement l'énergie transmise au système (hauteur significative de la houle) et l'angle d'incidence des vagues. Le fort couplage morphologique généralement observé entre les barres peut perturber cette relation (Castelle *et al.*, 2007).

De plus, les barres tridimensionnelles présentent un large éventail de caractéristiques notamment en termes de longueur d'onde et d'amplitude des festons. La longueur d'onde des festons peut varier de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres (Van Enckevort *et al.*, 2004). Plusieurs corrélations avec des paramètres morphologiques de l'avant-côte ont été proposées comme notamment une relation entre L et la distance à la côte, la profondeur d'eau sur la barre, la pente ou la largeur de la fosse interne (Clos-Arceuduc, 1962; Short, 1979; Deigaard *et al.*, 1999; Coco *et al.*, 2002) et un couplage morphologique entre les barres a été identifié (e.g. Castelle *et al.*, 2007; Ruessink *et al.*, 2007). En Languedoc-Roussillon, une première classification des typologies de barres d'avant côte a été proposée par Barusseau et Saint-Guilly (1981) par l'analyse de jeux partiels de photographies aériennes.

Néanmoins, les techniques conventionnelles (photographies aériennes, topo-bathymétrie, imagerie satellite, vidéo...) présentent des limites à la fois spatiales (composante longitudinale, difficulté d'obtention de données dans les faibles tranches d'eau) et temporelles (uniformité longitudinale) et manquent souvent de précisions. D'autre part, de nombreuses études sur les environnements côtiers sont basées sur des études morphologiques de terrain en 2D et sur des modèles réalisés longitudinalement ou transversalement à la côte en supposant une uniformité longitudinale (Grunnet et Hoekstra, 2004). Les deux approches semblent simplistes au vu de la complexité du système et ne permettent pas d'appréhender **les variabilités qui peuvent se produire à l'échelle régionale**, tant pour les paramètres morphométriques des barres que pour la typologie fine des croissants. Dans ce cadre, la technologie LIDAR aéroporté est en mesure de réduire concrètement certaines de ces limites tout en offrant un aperçu complet des morphologies à grande échelle avec une précision spatiale et verticale acceptable (Guenther *et al.*, 2000).

Les objectifs de cette partie sont donc d'analyser sur de grandes portions de linéaire continu la morphologie des barres en festons 1) pour déterminer l'**évolution spatiale des paramètres morphométriques** (longueur d'onde, profondeur des ventres et des cornes...) et leur relation avec le contexte géo-environnemental. 2) D'analyser les différentes **typologies 3D de barre et leur distribution spatiale**, ainsi que leurs **modalités de transition** entre chaque typologie. 3) Enfin, les résultats sont confrontés à la bibliographie locale et internationale pour identifier les **spécificités des barres rythmiques** dans l'environnement particulier que constitue le Golfe du Lion. Ce travail se base uniquement sur l'analyse du système du Roussillon qui présente deux barres festonnées très bien développées.

3.3.1. Paramètres morphométriques des barres en festons

Cette première section présente l'analyse détaillée des paramètres morphométriques du système de barres du Roussillon qui s'étend sur 42 km de côte sableuse, entre la côte rocheuse au Sud et le cap Leucate au Nord (Fig. 3.12). L'avant-côte se compose d'un système à deux barres festonnées présentant un large éventail de formes. Elle est marquée par l'embouchure des petits fleuves Tech, Têt et Agly, du rec du Bourdigou et du grau du Pont des Basses. Le littoral accueille également les ports d'Argelès-sur-Mer, Saint-Cyprien, Canet, Sainte-Marie, Barcarès et Leucate.

L'objectif de ce travail est d'étudier les variations des caractéristiques des formes des barres et d'en établir les causes. Dans un premier temps, il faut déterminer les différents paramètres morphométriques des barres en croissants et identifier le couplage entre la barre interne et externe, puis établir s'il existe des relations entre les différents paramètres et une variabilité longitudinale à l'échelle de ce compartiment hydro-sédimentaire d'une quarantaine de kilomètres. Enfin, les résultats sont corrélés au contexte géo-environnemental afin de mieux cerner son influence.

3.3.1.1. Méthodologie

Les paramètres morphométriques des barres en festons du Roussillon ont été déterminés à partir des données LiDAR 2009. La totalité des cornes et des ventres des festons ont été digitalisés sur le logiciel ArcGIS 10. Pour chacun des festons de la barre interne et de la barre externe, différents paramètres ont été extraits : la longueur d'onde des festons L , l'amplitude des festons A , la distance à la côte des ventres D_v , la profondeur des ventres P_v , la distance à la côte des cornes D_c et la profondeur des cornes P_c (Fig. 3.13). Ces paramètres ont permis de calculer les différentes valeurs statistiques de l'ensemble des échantillons (minimum, maximum et moyenne) et de réaliser les courbes d'évolution des paramètres le long du littoral. Un total de 104 festons pour la barre interne et 93 festons pour la barre externe ont ainsi été analysés. La description des paramètres morphométriques est par la suite présentée dans le sens de la dérive littorale qui s'effectue du Sud vers le Nord sur cette portion de côte, depuis la côte rocheuse jusqu'au cap Leucate.

Des diagrammes de corrélation et une Analyse en Composante Principale (ACP) ont été utilisés pour caractériser les liens existants entre les différents paramètres et le contexte géo-environnemental (pente de l'avant-côte et taille des grains). Le forçage hydrodynamique n'a pas pu être intégré à cette analyse du fait du manque de données précises sur l'avant-côte. Le diagramme de dispersion permet une représentation graphique sur un plan XY de l'ensemble

des échantillons et aide à déterminer s'il existe une relation entre les deux variables en fonction de la répartition des individus. La construction de la droite de régression par la méthode des moindres carrés et le calcul du coefficient de corrélation r permettent d'évaluer le degré de corrélation entre les deux variables étudiées. L'ACP consiste à représenter un ensemble d'individus dans un espace à plusieurs dimensions (qui dépend du nombre de variables) de façon optimale dans un seul plan à deux dimensions tout en conservant au mieux les distances entre les individus. L'analyse a été effectuée sur les scores standardisés (*Scores Z*) qui ramènent les variations des variables à une gamme similaire et évitent les effets d'échelle : $Scores Z = (X_i - X_m) / X_{std}$ où X_i est une valeur donnée d'une variable dans un échantillon, X_m est la moyenne de la variable et X_{std} est son écart-type. Enfin, une rotation *Varimax* a été appliquée aux résultats et permet de maximiser la proportion de la variance des variables dans les composantes principales. Les calculs statistiques ont été réalisés avec le logiciel XLSTAT® d'Addinsoft.

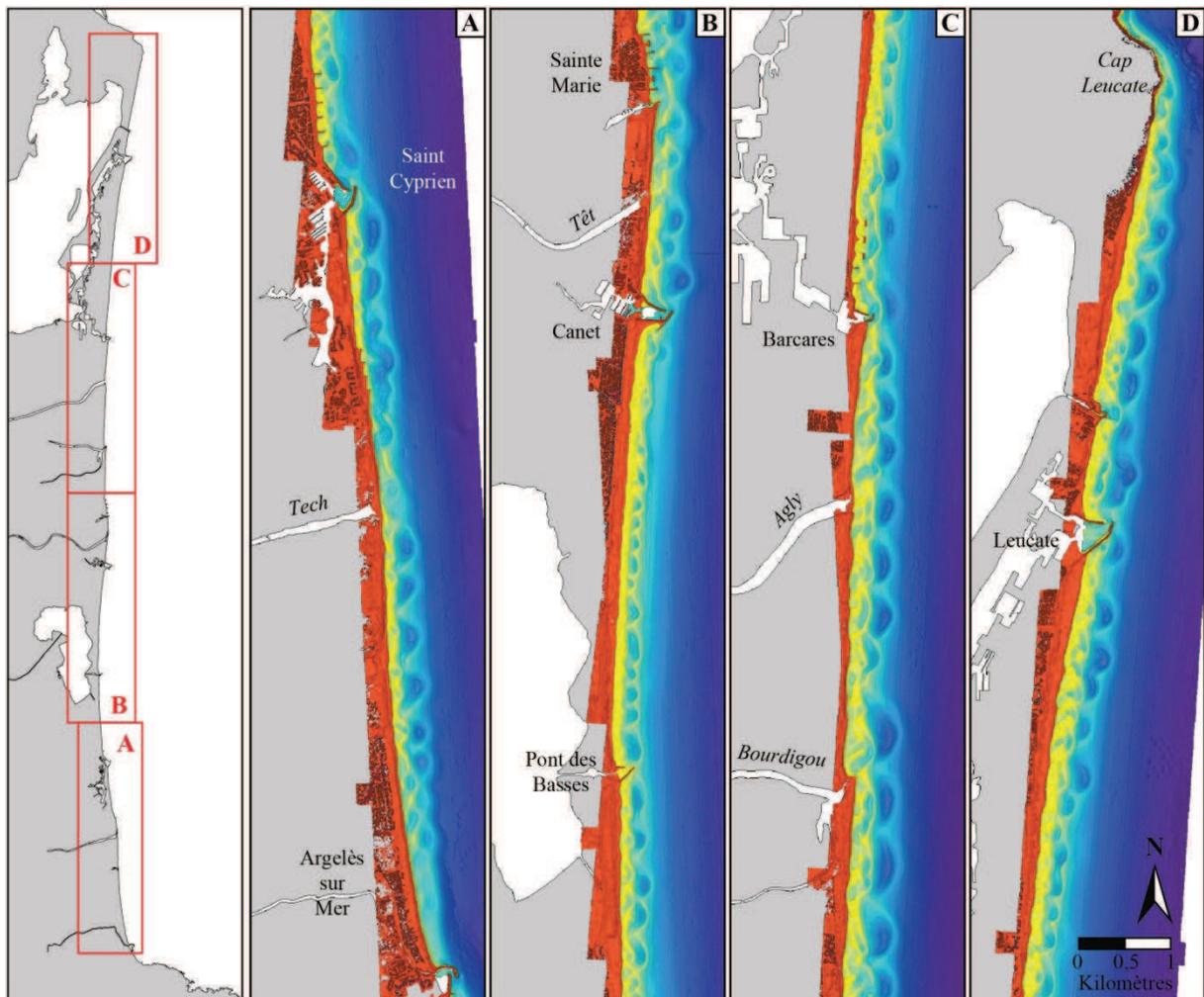


Fig. 3.12 : Carte de la côte du Roussillon présentant l'imagerie LiDAR 2009 sur laquelle on peut observer le système à deux barres festonnées.

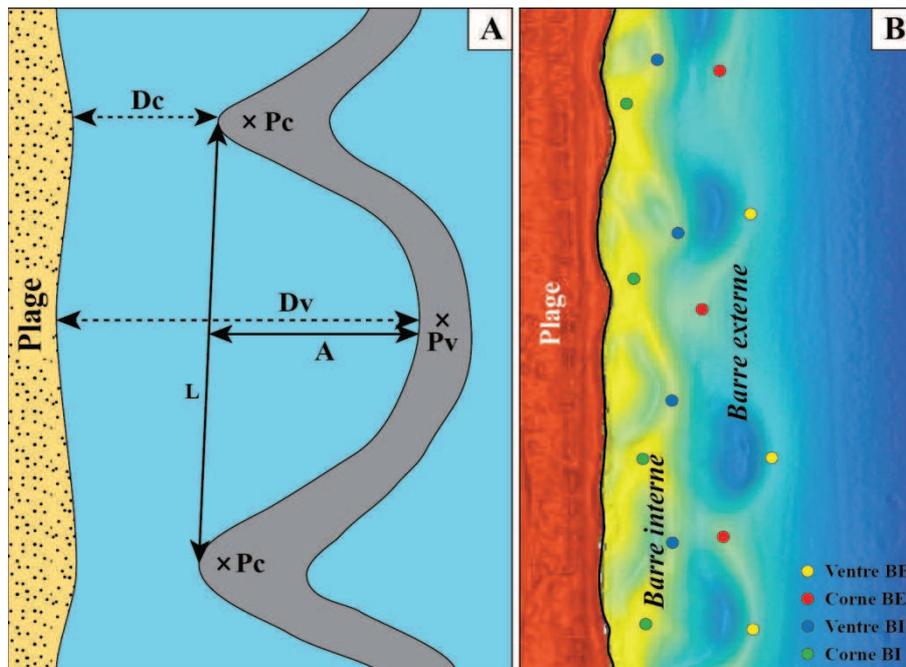


Fig. 3.13 : (A) principaux paramètres utilisés pour caractériser les festons des barres (L : longueur d'onde des festons, A : amplitude des festons, D_v : distance à la côte des ventres, P_v : profondeur des ventres, D_c : distance à la côte des cornes, et P_c : profondeur des cornes) et (B) exemple de position des points de mesure sur l'imagerie LiDAR entre Saint Cyprien et Canet.

3.3.1.2. Résultats

Variabilité longitudinale des paramètres morphométriques

Les principales statistiques des paramètres morphologiques des barres sont résumées dans les Tab. 3.5 et Tab. 3.6. L'évolution longitudinale des paramètres le long des 42 km de côte du Roussillon est présentée dans les Fig. 3.14 et Fig. 3.15.

Un total de 104 festons a été identifié pour la barre interne. La longueur d'onde des festons de la barre interne varie entre 127 et 721 m avec une moyenne de 306 m. Les valeurs de L varie entre 100 et 400 m entre la côte rocheuse au Sud et le Pont des Basses. La barre interne est absente entre le Pont des Basses et Canet. A partir du port de Canet, la longueur d'onde varie plus fortement, entre 150 et 700 m environ, jusqu'à environ 3 km au Nord du port du Barcarès. Enfin, la variation diminue à nouveau entre 100 et 400 m jusqu'à l'extrémité Nord (Cap Leucate). L'amplitude moyenne des festons est de 66 m. L'amplitude présente une tendance similaire à celle de la longueur d'onde, les valeurs maximales étant observées entre Canet et Barcarès avec une amplitude maximale de 225 m. La distance à la côte des ventres suit une tendance similaire avec une distance comprise entre 30 et 200 m de la côte rocheuse au Pont des Basses, entre 100 et 330 m de Canet jusqu'au Nord du Barcarès et entre 100 et 250 m jusqu'au cap Leucate. Les distances maximum, minimum et moyenne sont respectivement de 327, 25 et 155 m. La profondeur des ventres des festons est comprise entre 1,2 et 4,1 m avec une moyenne de 2,7 m. La profondeur présente une variation moins

Tab. 3.5 : Principales statistiques des paramètres morphologiques de la barre interne.

Statistique	L	A	D	P	SL	D50
<i>Barre interne</i>	(m)	(m)	(m)	(m)	(°)	(mm)
Nb. d'observations	104	104	104	104	104	104
Minimum	127	4	26	1,17	1,28	0,20
Maximum	721	225	328	4,06	3,77	0,42
Moyenne	306	66	155	2,67	1,64	0,28

L : longueur d'onde des festons, *A* : amplitude des festons, *D* : distance à la côte des ventres, *P* : profondeur des ventres, *SL* : Pente de l'avant-côte et *D50* : taille médiane des sédiments.

Tab. 3.6 : Principales statistiques des paramètres morphologiques de la barre externe.

Statistique	L	A	D	P	SL	D50
<i>Barre externe</i>	(m)	(m)	(m)	(m)	(%)	(mm)
Nb. d'observations	93	93	93	93	93	93
Minimum	156	1	123	2,21	1,28	0,20
Maximum	970	298	565	7,13	3,77	0,78
Moyenne	438	90	314	4,80	1,64	0,29

L : longueur d'onde des festons, *A* : amplitude des festons, *D* : distance à la côte des ventres, *P* : profondeur des ventres, *SL* : Pente de l'avant-côte et *D50* : taille médiane des sédiments.

marquée que l'amplitude et la distance à la côte. Les 4 principaux secteurs identifiés précédemment sont tout de même décelables avec de faibles profondeurs en correspondance avec une barre éloignée du rivage et inversement. La distance à la côte des cornes est comprise entre 6 et 199 m avec une moyenne de 92 m. Les cornes sont peu éloignées du rivage (20-130 m) entre la côte rocheuse et le Pont des Basses. Au-delà vers le nord, la distance augmente (20-200 m) et devient plus hétérogène. Enfin, elle marque une nette diminution à l'approche du cap Leucate. La profondeur des cornes varie entre 0,4 et 3,6 m avec une moyenne de 1,5 m. Elle est relativement constante tout au long du linéaire côtier (entre 1 et 2 m de profondeur) avec quelques cornes plus profondes.

La barre externe est composée de 93 festons. Leur longueur d'onde est comprise entre 156 et 970 m avec une moyenne de 437 m. Elle varie de 150 à 600 m entre la côte rocheuse et Canet puis augmente jusqu'à quelques kilomètres au nord du Barcarès (400-1000 m) avant d'osciller à nouveau entre 200 et 600 m jusqu'au cap Leucate. L'amplitude moyenne des festons est de 90 m. Elle augmente rapidement depuis la côte rocheuse vers le Nord jusqu'à des valeurs de plus de 200 m. Elle diminue après le passage du port de Saint Cyprien jusqu'à Canet (entre 11 et 121 m) puis augmente à nouveau jusqu'à l'embouchure de l'Agly avec une valeur maximum de 298 m. Dans la partie Nord, l'amplitude présente de fortes variations sur de courtes distances (entre 1 et 179 m). La distance à la côte des ventres des festons de la barre externe est en moyenne 314 m (122-565). Elle varie entre 100 et 400 m dans la partie Sud et entre 200 et 600 m au Nord du port de Canet avec une plus grande hétérogénéité. La profondeur des ventres atteint en moyenne 4,8 m avec un minimum de 2,2 m et un maximum de 7,1 m. Depuis la côte rocheuse jusqu'à Saint Cyprien, la profondeur est comprise entre 4 et 7 m puis entre 2 et 5 m jusqu'à Canet. Elle augmente à nouveau entre 4 et 7 m jusqu'au Cap Leucate avec une zone moins profonde (3-4 m) sur 3 km au Nord du Barcarès. La distance à la côte des cornes est comprise entre 50 et 400 m (222 m en moyenne). Deux zones peuvent

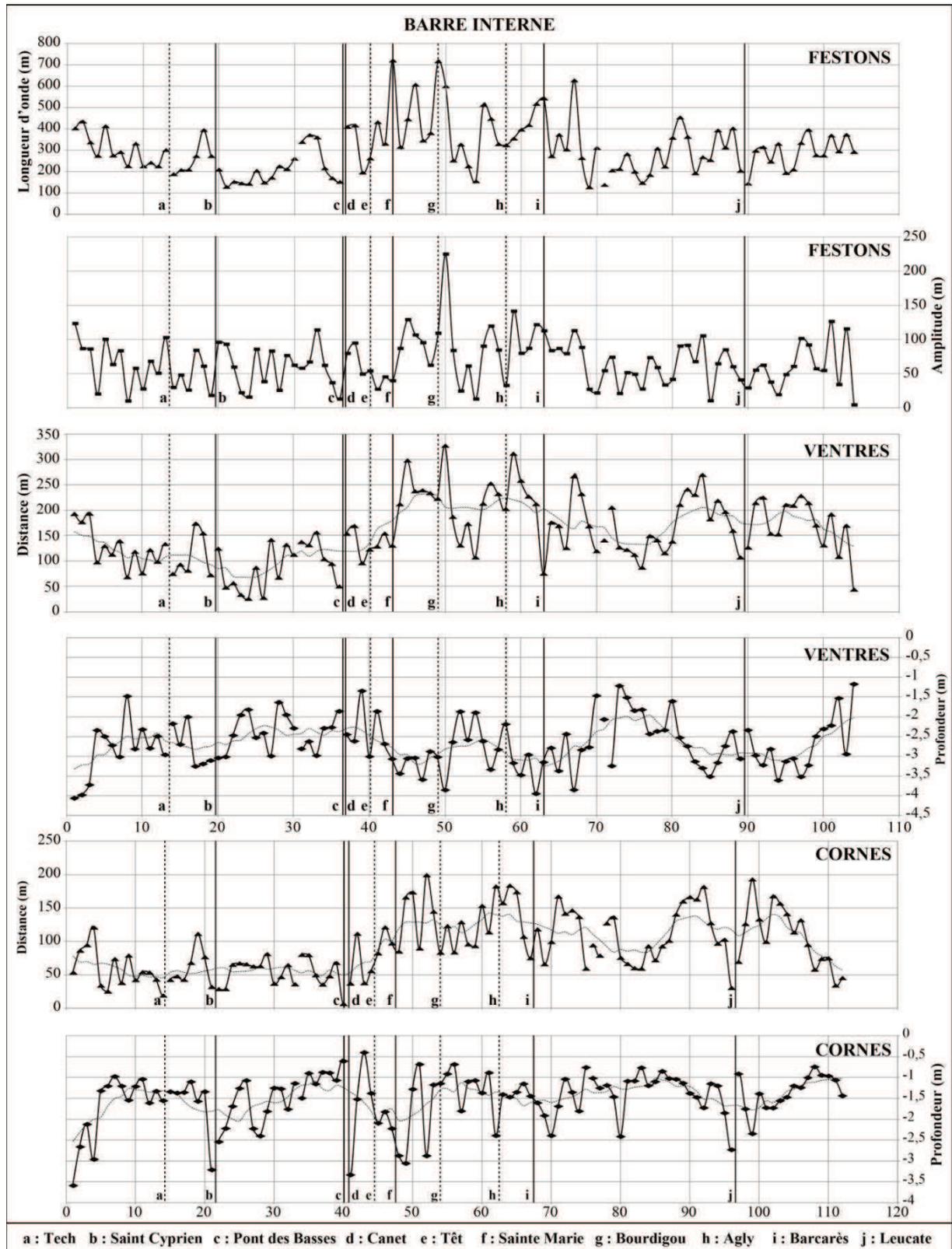


Fig. 3.14 : Évolution longitudinalement à la côte des paramètres morphologiques de la barre interne (Longueur d'onde et amplitude des festons, profondeur et distance à la côte des ventres et profondeur et distance à la côte des cornes). La position des ouvrages portuaires (trait continu) et des embouchures (trait pointillé) est signalée.

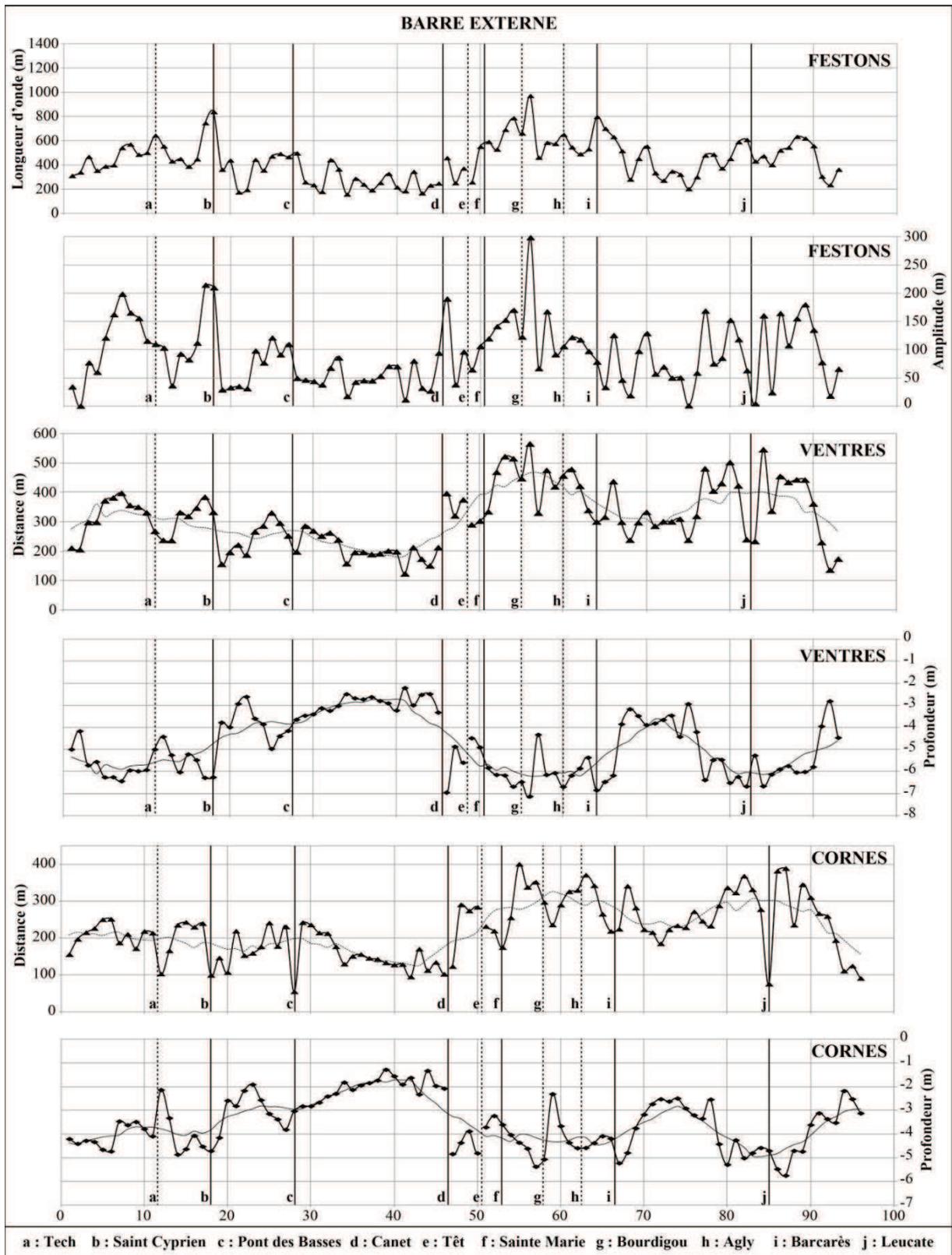


Fig. 3.15 : Évolution longitudinalement à la côte des paramètres morphologiques de la barre externe (Longueur d'onde et amplitude des festons, profondeur et distance à la côte des ventres et profondeur et distance à la côte des cornes). La position des ouvrages portuaires (trait continu) et des embouchures (trait pointillé) est signalée.

être distinguées. De la côte rocheuse à Canet, la distance est comprise entre 100 et 250 m environ alors que les cornes s'éloignent entre 200 et 400 m au Nord. Enfin, la profondeur des cornes est en moyenne de 3,5 m (1,3-5,8 m). La profondeur est généralement comprise entre 2 et 5 m excepté entre le pont des Basses et Canet où elle évolue entre 1 et 3 m de profondeur.

Les paramètres morphométriques des barres présentent également des variations plus locales qui se surimposent à la variation à régionale. Aux abords des embouchures des fleuves côtiers, la longueur d'onde et l'amplitude des festons augmentent ainsi que la distance à la côte des ventres et des cornes (excepté au niveau du Tech). L'impact sur la position verticale des morphologies est moins marqué mais les ventres et les cornes des festons sont en général légèrement plus profonds (comme les ventres de la barre externe au niveau de la Têt, du Bourdigou et de l'Agly). De la même façon, au niveau des ouvrages portuaires qui ponctuent le littoral roussillonnais, les festons des barres présentent généralement une longueur d'onde plus importante avec un rapprochement du système vers le rivage et une profondeur plus faible (excepté au niveau du port du Barcarès).

Liens entre les paramètres morphométriques et le contexte environnemental

Les diagrammes de dispersion (Fig. 3.16 et Fig. 3.17) et les matrices des corrélations (Tab. 3.7 et Tab. 3.8) permettent d'établir les liens existants entre les différents paramètres morphométriques et le contexte géo-environnemental (pente de l'avant-côte et taille médiane des grains, cf. chapitre 1). Le degré de liberté ($n-2$) est de 102 pour la barre interne et 91 pour la barre externe. Selon la table du r de Bravais-Pearson, pour une probabilité α de 0,01 (soit 1% de risque de commettre une erreur), le seuil de significativité est de 0,32 et 0,34 pour la barre interne et externe respectivement.

Pour la barre interne, la matrice des corrélations (Tab. 3.7) indique des liens forts entre les paramètres morphométriques des festons avec un $r > 0,43$. Les diagrammes de dispersion (Fig. 3.17) montrent que l'amplitude des festons augmente en fonction de la longueur d'onde. D'autre part, la longueur d'onde et l'amplitude des festons augmentent avec l'éloignement du système vers le large et l'augmentation de la profondeur d'eau. A l'inverse, la pente de l'avant-côte et la taille médiane des grains ne semble pas avoir d'influence sur la longueur d'onde et l'amplitude des festons (r entre -0,06 et 0,06). Enfin, la pente de l'avant-côte et la taille des grains ne présentent pas de relation entre eux ($r = 0,03$).

Pour la barre externe, la matrice des corrélations (Tab. 3.7) indique également des liens forts entre les paramètres morphométriques des festons avec un $r > 0,67$. Les diagrammes de dispersion (Fig. 3.17) montrent les mêmes tendances que pour la barre interne avec une augmentation de l'amplitude des festons en fonction longueur d'onde et le lien entre la longueur d'onde et l'amplitude des festons avec l'éloignement du système vers le large et l'augmentation de la profondeur d'eau. La pente de l'avant-côte et la taille médiane des grains n'ont pas d'influence sur la longueur d'onde et l'amplitude des festons de la barre externe (r entre -0,21 et 0,16). Par contre, la pente de l'avant-côte et la taille des grains de la barre externe semble présentées des liens ($r = 0,44$) contrairement à la barre interne.

Les diagrammes de dispersion montrent également que les points s'écartant le plus de la droite de régression linéaire correspondent généralement aux festons situés à proximité d'ouvrages portuaires ou d'embouchures fluviales (exemple des ports du Barcarès et de Sainte Marie sur la Fig. 3.16). Ces objets semblent donc perturber le système et forcer le système en une position de déséquilibre.

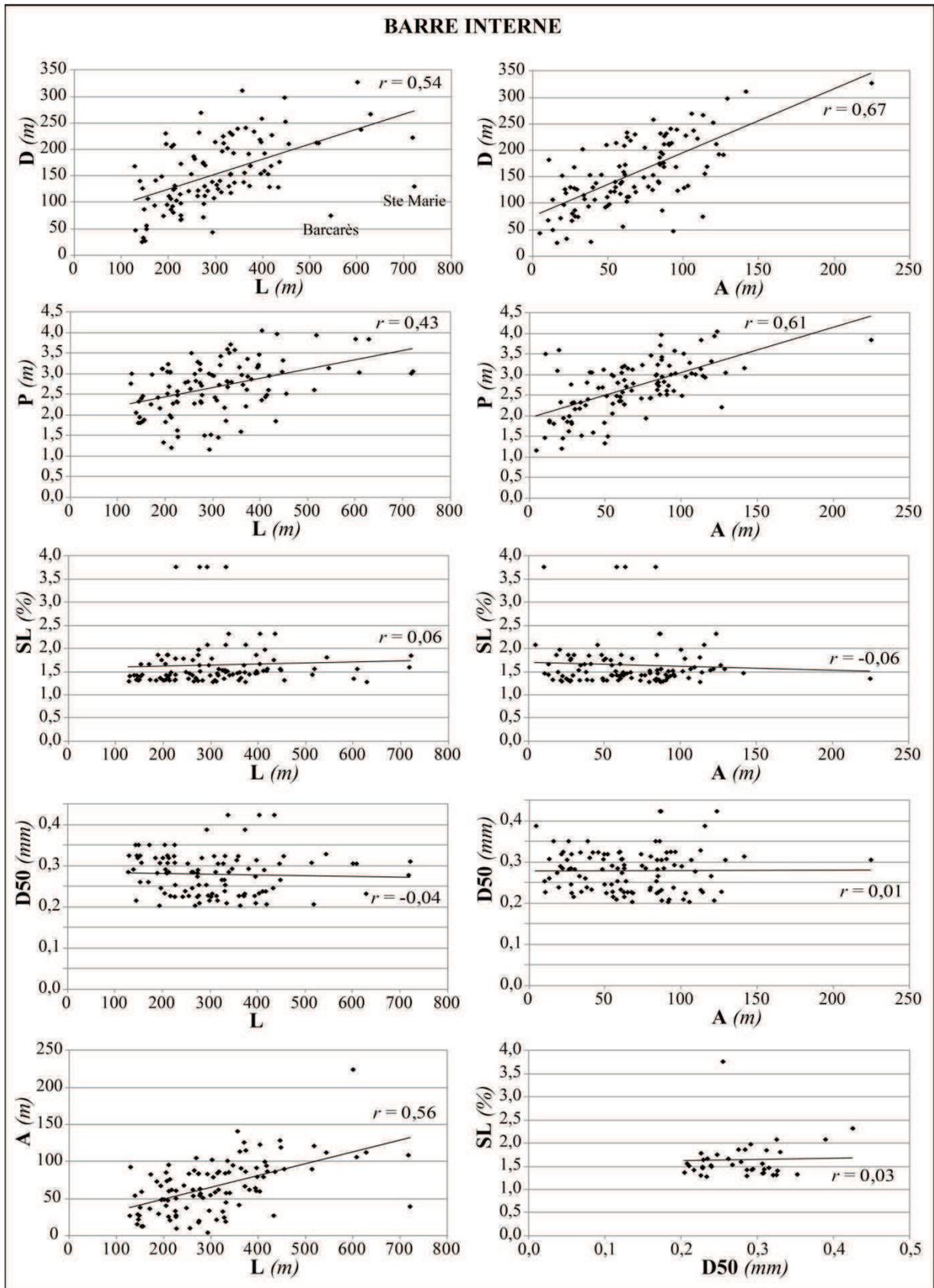


Fig. 3.16 : Diagramme de dispersion entre différents paramètres de la barre interne (L : longueur d'onde des festons, A : amplitude des festons, D : distance à la côte des ventres, P : profondeur des ventres, SL : pente de l'avant-côte, et D50 : taille médiane des grains; r : coefficient de corrélation).

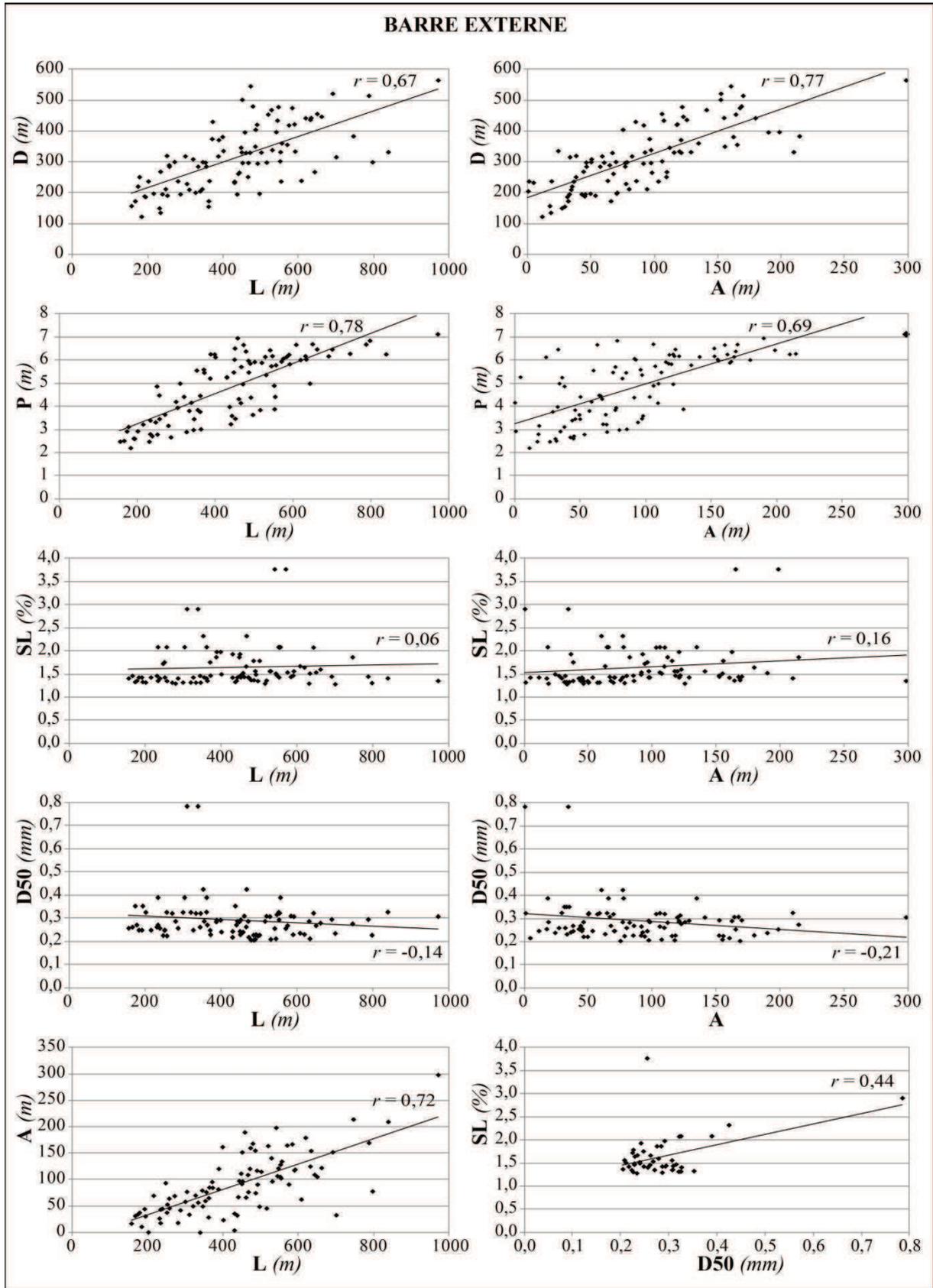


Fig. 3.17 : Diagramme de dispersion entre différents paramètres de la barre interne (L : longueur d'onde des festons, A : amplitude des festons, D : distance à la côte des ventres, P : profondeur des ventres, SL : pente de l'avant-côte, et D50 : taille médiane des grains; r : coefficient de corrélation).

Tab. 3.7 : Matrice des corrélations r des variables de la barre interne.

Variables	L	A	D	P	SL	D50
L	1					
A	0,55	1				
D	0,54	0,67	1			
P	0,43	0,61	0,62	1		
SL	0,06	-0,06	-0,20	0,04	1	
D50	-0,04	0,01	-0,19	-0,06	0,03	1

L : longueur d'onde des festons, *A* : amplitude des festons, *D* : distance à la côte des ventres, *P* : profondeur des ventres, *SL* : pente de l'avant-côte, et *D50* : taille médiane des grains.

Tab. 3.8 : Matrice des corrélations r des variables de la barre externe.

Variables	L	A	D	P	SL	D50
L	1					
A	0,72	1				
D	0,67	0,77	1			
P	0,78	0,69	0,82	1		
SL	0,06	0,16	-0,03	0,23	1	
D50	-0,14	-0,21	-0,23	-0,11	0,44	1

L : longueur d'onde des festons, *A* : amplitude des festons, *D* : distance à la côte des ventres, *P* : profondeur des ventres, *SL* : pente de l'avant-côte, et *D50* : taille médiane des grains.

Les deux premiers axes (F1 et F2) de l'Analyse en Composante Principale réunissent 63,71% (barre interne) et 79,27% (barre externe) de l'inertie totale de l'échantillon et suffisent donc à l'interprétation de la structure des données. Ainsi, les contributions des variables et la distribution des individus ont été reportées sur le plan factorielle F1-F2 (Fig. 3.18). Pour la barre interne et externe, l'axe F1 est représenté par les paramètres morphométriques des festons de la barre (*L*, *A*, *D* et *P*) et souligne l'interrelation déjà identifiée entre ces paramètres avec les matrices des corrélations. L'axe F2 est apparenté à la contribution de la pente de l'avant-côte *SL* et la taille médiane des grains (*D50*).

La distribution des individus (festons) sur le plan factoriel F1-F2 est principalement centrée sur l'axe F1 (paramètres morphométriques), seuls les festons situés aux extrémités Sud et Nord de la zone d'étude (Argelès et Cap Leucate respectivement) semblent dépendant de la pente et du sédiment. La répartition des individus ne montre pas de groupe distinct, tous les secteurs géographiques (soulignés par une couleur) sont composés de festons présentant un large panel de paramètres morphométriques. Seuls les festons de la barre externe dans la zone comprise entre le Pont des Basses et Canet se détachent de l'ensemble (en rouge). Cette zone est caractérisée par des festons externes proches de la côte et peu profonds avec une longueur d'onde et une amplitude faibles. La barre interne a quant à elle une typologie LTT sur cette portion de côte (cf. section 3.3.3).

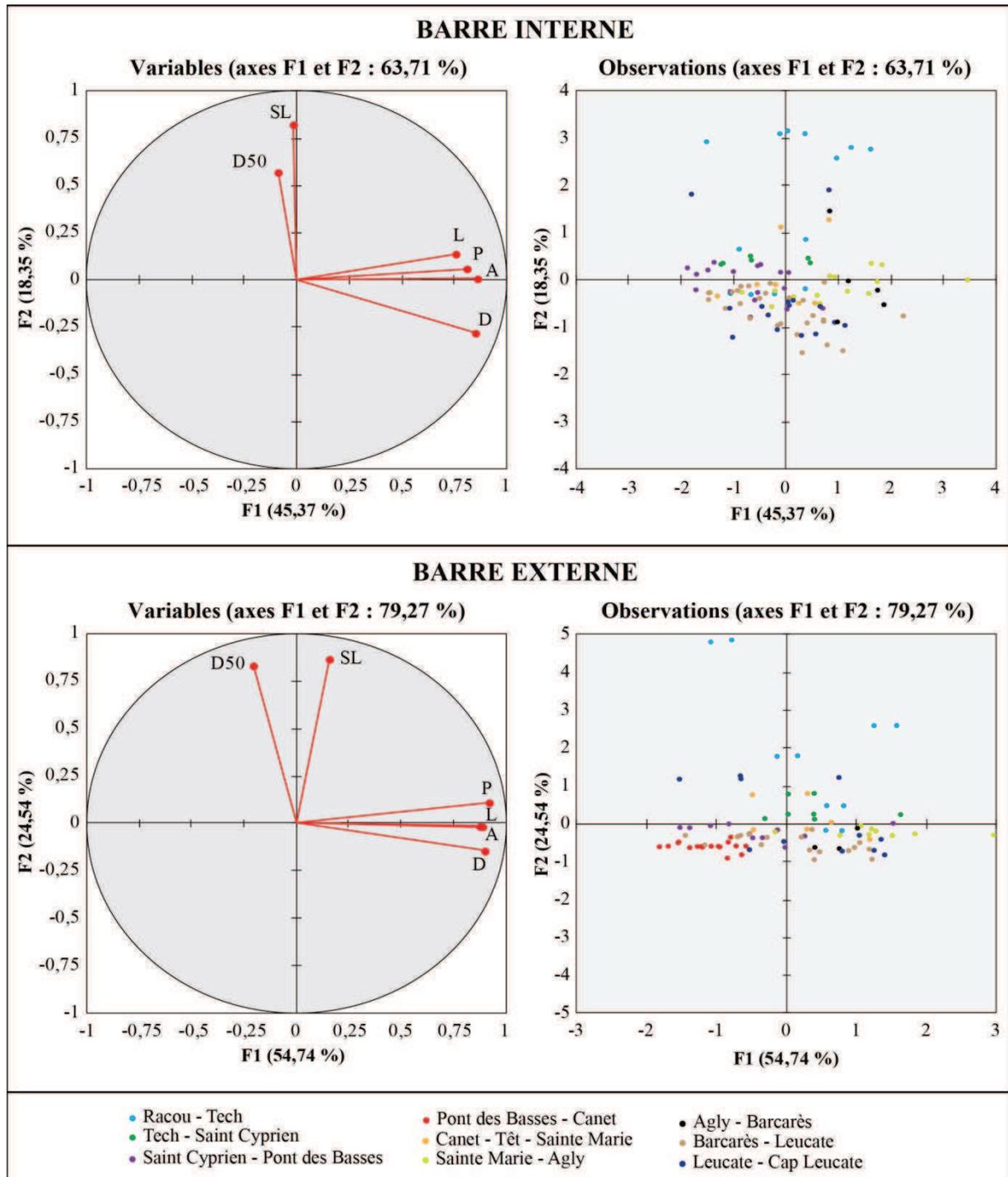


Fig. 3.18 : Résultats de l'ACP pour la barre interne et la barre externe.

Couplage morphologique entre la barre interne et externe

L'analyse de l'imagerie LiDAR des barres en croissants du Roussillon montre un couplage morphologique entre la barre interne et la barre externe. Celui-ci peut être en phase, les cornes de la barre externe étant alignées sur celles de la barre interne, ou en opposition de phase, les cornes de la barre externe étant alignées sur les ventres de la barre interne. La Fig. 3.19

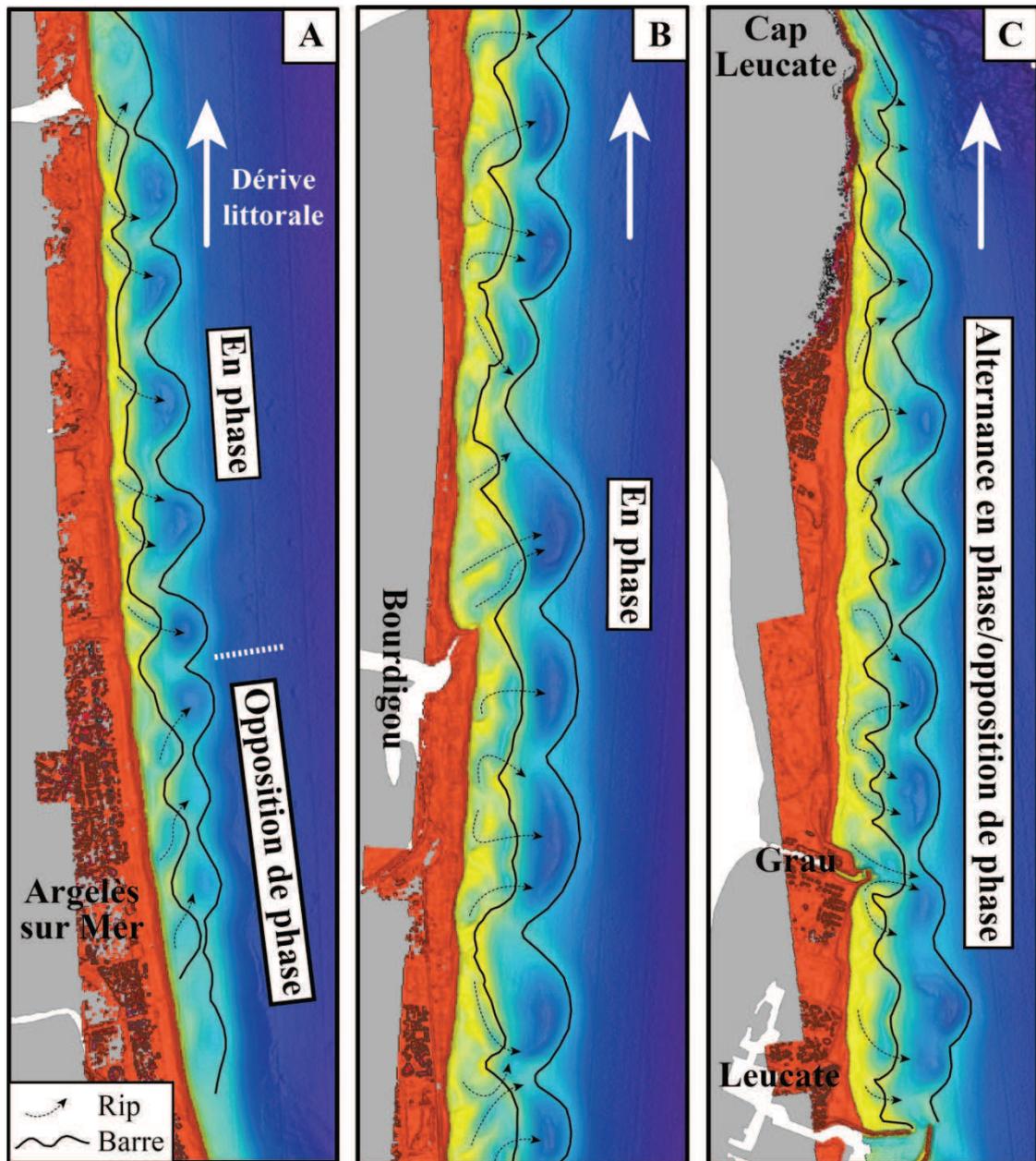


Fig. 3.19 : Couplage morphologique entre la barre externe et la barre interne sur trois secteurs de la zone d'étude : (A) transition entre barres en opposition de phase et barres en phase, (B) barres en phase et (C) barres présentant une alternance de phase/opposition de phase.

présente les trois cas observés sur la zone d'étude. A l'extrémité Sud, les festons du système de barres passent d'un couplage en opposition de phase à un couplage en phase en un seul feston (Fig. 3.19A). Sur le reste de l'avant-côte, le système de barre est généralement en phase avec un ou deux festons internes pour un feston externe (Fig. 3.19B), la morphologie de la barre interne étant relativement complexe (cf. section 3.3.3). Le couplage en phase représente 72,9% des festons couplés identifiés (59 au total). Cependant, certains festons de la barre interne sont en opposition de phase avec la barre externe (Fig. 3.19C). Le couplage en opposition de phase représente seulement 27,1% des festons et est généralement observé à

proximité d'ouvrages transversaux (ports ou ouvrages de défense) ou d'embouchure. Ce couplage affecte la plupart du temps un seul feston ou en alternance 3 ou 4 festons maximum.

Les croissants de la barre interne sont marqués par des chenaux d'arrachement bien visibles sur l'imagerie LiDAR, chaque feston possédant 1 à 2 chenaux (Fig. 3.19). Ces derniers convergent de la côte vers les ventres de la barre interne et se propagent en général dans les ventres de la barre externe. A l'extrémité Sud de la zone, les festons des barres internes en opposition de phase présentent tous des chenaux d'arrachement orientés vers le Nord alors que l'orientation s'inverse lors du passage en phase (Fig. 3.19A). Sur le reste de la zone, les chenaux sont orientés aussi bien vers le Nord que vers le Sud et on observe souvent un couple de chenaux se rejoignant vers le ventre du croissant (Fig. 3.19B).

3.3.1.3. Interprétation

Variabilité des paramètres morphométriques des barres festonnées

La morphologie en *Low Tide Terrace* (barres obliques, absence de croissants) de la barre interne (cf. section 3.3.3) et la longueur d'onde et amplitude de la barre externe relativement faible ne s'observe qu'entre Canet et Saint Cyprien. Ce secteur est composé des sédiments les plus fins du littoral roussillonnais (D_{50} : $\sim 200 \mu\text{m}$) et d'une pente faible (cf. section 3.2.4.3). Des études récentes (campagne LITTOSIS du CEFREM en partenariat avec la DREAL-LR) ont également montré que le volume sédimentaire est important par rapport au reste du Roussillon. Dans ce contexte, les barres d'avant-côte devraient être plus volumineuses et plus éloignées de la côte (Short, 1979; Barousseau et Saint-Guily, 1981) mais une configuration inverse est observée comme le soulignent les résultats de l'ACP qui ne montrent aucun lien avec les caractéristiques sédimentaires, les échantillons de ce secteur étant centrés sur l'axe F1. Les données disponibles sur ce secteur n'ont pas permis d'expliquer ces caractères singuliers.

La forte variabilité de longueur d'onde et d'amplitude des festons observable entre le port de Canet et le Nord du port du Barcarès semble être imputable à la présence d'ouvrages portuaires et d'embouchures fluviales. Sur seulement 12 km de linéaire côtier se rencontrent les ports de Canet, Sainte Marie et Barcarès et les embouchures de la Têt, du Bourdigou et de l'Agly. La faible distance séparant ces objets (entre 1,2 et 3,2 km) semble être responsable de la forte variabilité des paramètres morphométriques des barres qui peut s'expliquer par la modification de la courantologie par les jetées des ouvrages et les petits deltas formés à l'embouchure des rivières (Seaberg, 2002; Seaberg et Krock, 2003; Seaberg, 2006). Ces objets entraînent généralement une augmentation de la longueur d'onde et de l'amplitude des festons, la barre interne pouvant même être rompue par les ouvrages transversaux (voir section 3.4). Les systèmes de barres n'ont pas l'espace suffisant pour retrouver leur morphologie d'"équilibre" et l'influence des ports et des embouchures s'additionnent.

Les résultats montrent également que les barres proches de zones rocheuses (extrémité Sud de la zone proche de la côte Vermeil et extrémité Nord proche du Cap Leucate) sont marquées par une baisse de l'amplitude et de la longueur d'onde des festons. L'ACP semble indiquer que cette morphologie s'explique par une augmentation de la pente et de la granulométrie à l'approche des côtes rocheuse encadrant le littoral du Roussillon. Cette augmentation entraîne

des barres plus hautes sur le profil de plage et plus proches de la côte avec des festons plus petits (Short, 1979; Barusseau et Saint-Guily, 1981).

Enfin, en dehors de secteurs présentés ci-dessus, le système de barres sur le reste du littoral roussillonnais présente une longueur d'onde et une amplitude moyenne de 300 m et 50 m respectivement pour la barre interne et 400 m et 100 m respectivement pour la barre externe. Dans ces secteurs, les paramètres morphométriques des festons présentent moins de variations, excepté l'influence locale de l'embouchure du Tech (peu marquée) et du port de Saint Cyprien. Ces secteurs peuvent être considérés comme relativement naturels comparés au reste du littoral.

Couplage morphologique des barres en festons

Les barres en croissants du Roussillon présentent un couplage morphologique à la fois en phase et en opposition de phase. Il apparait que le système de double barre présente en majorité un couplage en phase. *Castelle et al.* (2010a, b) ont montré par modélisation que ce couplage en phase était généré par de petites houles frontales qui permettent la concentration de la houle sur les cornes de la barre externe. Le littoral Roussillonnais est en effet soumis à de petites houles frontales en raison de l'effet d'ombre de la côte rocheuse plus au sud et de la réfraction des trains de houles sur les caps rocheux (Certain, 2002).

Toutefois, à l'extrémité Sud de la zone d'étude, une série de festons en opposition de phase s'étend sur une distance de deux kilomètres environs. Ce secteur est caractérisé par de très petites houles frontales à la transition entre le domaine réfléchissant et intermédiaire (protection par la côte rocheuse toute proche). L'état du couplage en opposition de phase pourrait s'expliquer dans ce cas par un rapprochement des festons de la barre externe vers la côte permettant un déferlement de la houle sur les cornes de la barre externe comme décrit par Price et Ruessink (2013).

Le système de barres en croissants du Roussillon présente également des secteurs avec une alternance des deux couplages. Cette configuration se manifeste au niveau ou à proximité de perturbations comme les ports, les ouvrages de défense ou les embouchures et les modifications du trait de côte qu'ils induisent. Les ouvrages transversaux génèrent une modification locale de la courantologie capable d'affecter la morphologie des barres (voir section 3.4). L'apparition de courants circulaires et de forts courants d'arrachement contre les jetées des ports peut alors expliquer ce déphasage du couplage barre interne/externe à proximité de l'ouvrage.

3.3.1.4. Discussion

Barusseau et Saint-Guily (1981) ont réalisé une première analyse des barres festonnées du Roussillon à l'aide de photographies aériennes. Ils inventorient ainsi seulement 31 festons pour la barre interne et 51 pour la barre externe en raison de la couverture photographique restreinte. Malgré tout, la longueur d'onde et l'amplitude des festons sont cohérentes avec celles mesurées dans cette étude (longueur d'onde et amplitude de 250 et 70 m contre 155 et 66 m pour la barre interne et de 250 et 135 m contre 314 et 90 m pour la barre externe). Cette constatation indique que la morphologie des barres en croissants est relativement stable dans le temps. Seules de petites migrations longitudinales et transversales des festons de la barre

interne autour d'une position d'équilibre ont été observées sur la plage de Leucate sur une échelle pluri-décennale (Ferrer, 2010). La vision statique fournie par le LiDAR est donc suffisante pour caractériser la morphologie des barres en croissants à l'échelle régionale.

La recherche mondiale sur les barres rythmiques s'intéresse particulièrement à leur mode de formation, à leur dynamique et aux changements de morphologie qui apparaissent au cours du temps en fonction des forçages. La morphométrie des barres en croissants et leur variabilité longitudinale sur une large échelle sont peu documentées. Cependant, quelques corrélations avec les paramètres environnementaux ont été proposées notamment une relation entre L et la distance à la côte, la profondeur d'eau sur la barre, la pente ou la largeur de la fosse interne.

Morphométrie des barres et paramètres de forçage

Sur la côte roussillonnaise, la pente de la zone des barres est toujours inférieure à $2,3^\circ$ et la marée est de type microtidal. Ces conditions sont en accord avec celles mises en avant par Van Enkevort *et al.* (2004) dans leur synthèse des barres en croissants dans le monde comme modalités d'apparition. D'autre part, plusieurs auteurs ont observés une augmentation de la longueur d'onde en relation avec l'augmentation de la distance à la côte de la barre (King et Williams, 1949; Clos-Arceud, 1962; Sonu, 1973; Barusseau et Saint-Guily, 1981) et l'augmentation de la profondeur d'eau sur la barre (Clos-Arceud, 1962). Cette relation de la longueur d'onde est également observée sur les barres en festons du Roussillon et s'applique aussi à l'amplitude des festons.

Le Tab. 3.9 présente les paramètres morphométriques des barres en croissants de plusieurs sites dans le monde. La longueur d'onde des festons varie en moyenne autour de valeurs comprises entre 100 et 1000 m avec une longueur plus importante pour la barre externe que pour la barre interne. Les auteurs ont observé des amplitudes de festons comprises entre 5 et 68 m. Les barres en croissants du Roussillon ont une longueur d'onde dans la moyenne de celles reportées sur ces différents sites. En revanche, elles possèdent une amplitude qui peut atteindre des valeurs beaucoup plus importantes (jusqu'à près de 300 m). Cette différence est difficilement explicable du fait que les paramètres environnementaux (taille des grains, pente et marnage) sont proches des autres sites. Cependant, seules trois références indiquent l'amplitude des festons étudiés, ce qui pourrait expliquer que de telles amplitudes n'ont pas été notées dans la bibliographie.

L'évolution longitudinale des paramètres morphométriques des barres en croissants du Roussillon montre une forte variabilité d'un feston à un autre et rend relativement difficile l'identification de zones "morphologiques" où les paramètres seraient similaires sur une même portion de linéaire côtier. La relation avec les paramètres de forçages est, quant elle est possible, complexe en raison de la superposition des effets. Les différents paramètres de forçages identifiés et suspectés sont discutés ci-dessous :

La pente de l'avant-côte ne semble pas avoir d'influence évidente sur la morphométrie des barres en croissants comme observé sur d'autres plages à barres rythmiques dans le monde (Short, 1979), excepté aux deux extrémités de la zone d'étude où l'augmentation de la pente entraîne des festons plus petits et plus proche de la côte déjà observé par Barusseau et Saint-Guily (1981). Sur le reste de la zone d'étude, les variations de la pente (de $0,73$ à $1,08^\circ$) ne semblent pas être suffisantes pour influencer la morphologie des barres par rapport aux autres paramètres de forçage.

Tab. 3.9 : Paramètres morphométriques et contexte géo-environnemental de différents systèmes de barre en croissants étudiés dans le monde

Site	Plage	Sédiment (μm)	Pente ($^{\circ}$)	Marnage (m)	Région	A (m)	L (m)	Référence
White Park Bay, Ireland	Poche	Sable et galets	0,6	1,8	Barre interne		105 - 280	Carter and Kitcher (1979)
White Park Bay, Ireland	Poche	Sable et galets	0,6	1,8	Barre externe		200 - 450	Carter and Kitcher (1979)
Duck, NC, USA	Linéaire	180	0,7	1,0 - 1,3	Barre unique	20 - 30	~300	Sallenger et al. (1985)
Kouchibouguac Bay, Canada	Linéaire	Sables	0,3	0,4 - 1,3	Barre externe	18 - 68	288 - 1232	Greenwood and Davidson-Arnott (1975)
Différentes côte, Japon					Subtidale		40 - 1000	Homma and Sonu (1962)
Côte méditerranéenne, Israël	Linéaire	Sables	0,6	0,3 - 0,6	Subtidale		175 - 300	Bowman and Goldsmith (1983)
Alexandrie, Egypte	Linéaire	130 - 1600	1,9 - 2,9		Subtidale		~100	Nafaa and Omran (1993)
Cape-Ferret, France	Linéaire	250 - 500	0,8	4,5	Subtidale		500 - 1000	Froidelond et al. (1990)
Hald beach, Danemark	Linéaire	145		0,4	Barre interne		30 - 130	Aagaard (1988)
Différentes côtes, Danemark	Linéaire		0,3 - 1,4	0,3 - 0,4	Subtidale		30 - 980	Aagaard (1989)
Terschelling, Pays-Bas	Linéaire	150 - 160	0,3	1,2 - 2,8	Barre intermédiaire		1500 - 3000	Ruessink (1992)
Côte Hollandaise, Pays-Bas	Linéaire	150 - 200	0,4 - 0,5	1,2 - 1,9	Barre interne		341 - 984	Short (1992)
Côte Hollandaise, Pays-Bas	Linéaire	150 - 200	0,4 - 0,5	1,2 - 1,9	Barre externe		1000 - 3000	Wijnberg (1995)
Egmond, Pays-Bas	Linéaire	150 - 200	0,5	1,3 - 1,6	Barre interne	5 - 40	250 - 575	Wolf (1994), Ruessink et al. (2000)
Roussillon, France	Linéaire	275	0,9	0,3	Barre interne	4 - 225	127 - 721	Cette étude
Roussillon, France	Linéaire	275	0,9	0,3	Barre externe	1 - 298	156 - 970	Cette étude

La taille médiane des sédiments suit la même tendance que la pente. Une relation entre ces deux paramètres a en effet été décrite dans la littérature (e.g. Short, 1999) même si celle-ci n'est vérifiée que pour la barre externe dans le Roussillon. La pente de l'avant-côte (du trait de côte à 1 km au large) utilisée dans cette étude ne doit pas être représentative des caractéristique sédimentaire de la barre interne.

Le *budget sédimentaire* peut également être évoqué comme paramètre de forçage de la morphométrie des barres en festons. La seule zone présentant une barre interne LTT et de petits festons externe est marquée par un volume sédimentaire important (Certain *et al.*, 2005b; Roncin, 2013). Tatui *et al.* (2011) ont montré que le budget sédimentaire influence la position, le nombre et la dynamique des barres d'avant-côte. Les zones en accrétion étant caractérisées par une large zone de barre et la présence de plusieurs barres. Les récentes données de sismiques récoltées sur le littoral roussillonnais devront être confrontées à l'analyse de la morphométrie des barres en croissants pour mieux cerner le rôle du budget sédimentaire.

L'hydrodynamique apparaît comme un facteur essentiel de la morphométrie des barres car elle est à l'origine de leur formation et de leur dynamique (Coco et Murray, 2007). Garnier (2006) a montré par modélisation le rôle prépondérant de l'angle d'incidence sur la morphologie des barres en croissants ainsi que le lien entre la hauteur des houles et la longueur d'onde, l'amplitude et la position des barres. Cependant, les conditions d'agitation au large du littoral du Roussillon varient peu du Sud vers le Nord (cf. Chapitre 1). Seule une analyse fine (mesures et/ou modélisations) sur l'avant-côte permettra de connaître son influence. Toutefois, les fortes variations observées sur de faibles distances doivent être principalement contrôlées par d'autres paramètres.

Les ouvrages portuaires et les embouchures fluviales ont une forte influence sur la longueur d'onde et l'amplitude des festons. Ces obstacles transversaux sont susceptibles de créer d'importantes variations du transit et de la courantologie (Mangor *et al.*, 2010). Les résultats de cette étude indiquent clairement la forte influence des ouvrages portuaires qui sera traitée spécifiquement dans la section 3.4.

Couplage morphologique du système à deux barres festonnées

Le couplage morphologique entre la barre externe et la barre interne a été observé sur plusieurs plages à barres en croissants dans le monde (e.g. Castelle *et al.*, 2007; Ruessink *et al.*, 2007). Price et Ruessink (2013) ont montré, par une étude de terrain sur la Gold Coast (Australie), l'importance de l'angle d'incidence sur le couplage des barres mais également la hauteur de la houle. Le couplage en phase peut être généré par les fortes houles obliques et la méandrisation du courant de dérive littoral ou par de petite houle frontale qui permettent la concentration de la houle vers les cornes de la barre externe. Le couplage en opposition de phase est généré par de très petite houle frontale qui permettent le rapprochement de la barre externe vers la côte et le déferlement sur les cornes de la barre externe mais également par de fortes houles frontales qui induisent un déferlement directement sur les cornes de la barre externe en position éloignée.

Les résultats de ces travaux sont en correspondance avec les observations faites sur le littoral du Roussillon. La présence en majorité de festons en phases est en accord avec les conditions de faibles houles qui domine sur cette portion de littoral et les quelques festons en opposition de phase peuvent s'expliquer par les très petites houles observé à l'extrême sud du

littoral roussillonnais. Toutefois, cette étude a également souligné la présence de secteurs caractérisés par une alternance de croissants en phase / opposition de phase. Cette configuration singulière est observée à proximité de structures côtières, notamment les ouvrages portuaires. Plusieurs études ont montré que ces ouvrages entraînent une modification de la courantologie (voir section 3.4), comme en témoignent les importants chenaux d'arrachement visibles au niveau des jetées du Grau de Leucate (Fig. 3.19). Cette perturbation pourrait alors expliquer cette alternance, alors que l'on observe que le couplage retrouve progressivement sa configuration dominante en phase avec l'éloignement de l'ouvrage.

3.3.1.5. Conclusion

Les paramètres morphométriques des barres en croissants du Roussillon ont été analysés à partir de l'imagerie LiDAR 2009 dans le but de décrire leur variabilité longitudinale, identifier le couplage entre les barres et discuter le rôle des paramètres de forçage. La longueur d'onde et l'amplitude des festons varient longitudinalement entre 100 et 1000 m et 1 et 300 m environ respectivement. Les analyses statistiques ont souligné une interdépendance des paramètres morphométriques (L , A , D et P).

Plusieurs paramètres de forçage ont été discutés. Une granulométrie grossière et une forte pente de l'avant-côte semble être responsable de petits festons proches de la côte. En revanche, les petites variations de pente n'influencent pas la morphométrie des barres. Les conditions hydrodynamiques au large sont relativement homogènes le long de la côte Roussillonnaise mais une analyse des conditions à la côte sera nécessaire pour déterminer avec précision s'il existe un lien avec les caractéristiques des barres. La forte variabilité des morphologies pourrait toutefois être expliquée par la présence de nombreux obstacles transversaux sur l'avant-côte matérialisés par les ouvrages portuaires et les embouchures fluviales. Ces objets sont en effet généralement responsables de modifications de la courantologie et du transit qui influencent la morphologie des barres. Cet aspect est traité plus en détail dans la section 3.4.

D'autre part, le système de barres en croissants du Roussillon présente un couplage morphologique en phase entre la barre interne et externe. Ces résultats indiquent un contrôle du couplage par le courant de dérive littorale qui se manifeste principalement lors des tempêtes de SE alors que la génération initiale des barres en croissants est plus liée aux tempêtes frontales très énergétiques venant de l'Est. Par ailleurs, les petites migrations de la barre interne n'excluent pas un couplage en opposition de phase lors de ces tempêtes d'incidence frontale. Enfin, les quelques festons en opposition de phase se situent à proximité d'ouvrages transversaux et semblent être le résultat de la perturbation locale des courants longitudinaux.

La vision longitudinale à large échelle offerte par l'imagerie LiDAR a permis d'apporter de nouvelles informations sur la morphométrie des barres en festons, le couplage barre interne/externe et leur variabilité longitudinale. Néanmoins, la vision statique fournie par l'imagerie LiDAR ne permet pas de déterminer la dynamique de ces morphologies et une comparaison avec de nouvelles données bathymétriques sera nécessaire (e.g. LiDAR 2011). De même, tous les paramètres de forçage n'ont pu être identifiés ou analysés et l'obtention de nouveaux jeux de données, comme le volume sédimentaire de l'ensemble de l'avant-côte, devrait permettre d'étoffer ce travail.

3.3.2. Typologies 3D des barres d'avant-côte

Ce chapitre a fait l'objet d'une conférence et d'une publication dont la référence est la suivante :

N. Aleman, N. Robin, R. Certain, C. Vanroye, J.-P. Barusseau and F. Bouchette (2011). Typology of nearshore bars in the Gulf of Lions (France) using LiDAR technology. *Journal of Coastal Research*, SI 64, 721-725.

3.3.2.1. Résumé de l'article

Cet article complète le travail précédent en analysant l'évolution longitudinale des typologies de barres à l'échelle de la cellule hydro-sédimentaire grâce à la vision 3D continue offerte par l'imagerie LiDAR. En effet, la morphométrie variable des barres a conduit à la définition de typologie et à la réalisation de classifications. Dans cet article, l'analyse fine de la typologie des barres du Languedoc-Roussillon est replacée dans les classifications existantes. Ce travail apporte de nouvelles connaissances sur leur organisation, et notamment leur distribution spatiale et les modalités de transition. Les principaux résultats sont résumés ci-dessous.

- Globalement, la distribution transversale des morphologies subtidales en Languedoc-Roussillon est caractérisée par la présence d'un système externe assez homogène et un système interne beaucoup plus complexe. La morphologie générale des systèmes de barres sableuses évolue régionalement : en croissants dans la partie Sud d'Argelès au Cap Leucate, en croissants (barre interne) et rectiligne (barre externe) dans la partie centrale du Cap Leucate à Sète et rectiligne dans la partie Nord de Sète à Port-Camargue.

- La description des différentes typologies observées pour les barres d'avant côte du Languedoc-Roussillon a mené à l'identification d'états intermédiaires et de morphologie particulières non-décrits dans les classifications classiques (stades *TBR/RBB*, configuration avec *points hauts* ou *bien marquée*, *continue* ou *interrompue*, *oblique* ou *régulière*). Ces états constituent des étapes transitoires entre les états idéalisés de la classification de Short et Aagaard (1993). Toutefois, ils peuvent persister sur des périodes de temps assez longues (Ferrer *et al.*, 2009) et, par là même, avoir un effet significatif sur la propagation des ondes, la circulation du courant et l'échange de sédiments entre la plage et l'avant-plage. Ces morphologies doivent être prises en considération pour une meilleure compréhension de la dynamique des systèmes de barre sableuses et leur possible modélisation.

- Le système interne présente une organisation relativement complexe. Il comprend en effet une barre interne et localement une barre fluctuante complexe accolée rivage : la *Low Beach Bar* (LBB). Cette dernière apparaît dans les eaux très peu profondes (<1m) et est toujours reliée à la côte. Cette barre montre des caractéristiques complexes avec de longs plateaux sableux dans le prolongement de la plage et de petites barres transversales qui peuvent parfois être connectées à la barre interne. Sa présence dans les faibles tranches d'eau est facilement identifiable grâce à l'imagerie LiDAR tandis que son observation était difficile avec les techniques classiques (Robin *et al.*, 2010).

- Le système interne laissent également apparaître des zones d'accumulation sableuse entre la barre interne et la barre externe, et pouvant être rattaché à l'une ou l'autre. Ces

morphologies singulières peuvent être assimilées à des reliquats de barres détruites lors d'un épisode de forte agitation. Elles rendent l'étude du système interne encore plus délicat.

- Toutes ces observations ont conduit à l'élaboration d'une classification des typologies de barres d'avant-côte en Languedoc-Roussillon. Cette classification se base sur les classifications classiques (Wright et Short, 1984; Lippmann et Holman, 1990; Short et Aagaard, 1993; Ferrer *et al.*, 2009) tout en intégrant les différents états transitoires observés par imagerie LiDAR.

Ces résultats mettent clairement l'accent sur l'importance de la technologie LiDAR pour une meilleure compréhension du comportement et de l'organisation des systèmes de barres d'avant-côte à une ou plusieurs barres.

3.3.2.2. Introduction

Beaches received a lot of attention in coastal sciences and engineering because of their environmental, recreational, residential and ecological importance. Nearshore bars are a common feature in sandy coasts and provide significant reservoirs of sediments. They play a key role in wave breaking and in exchanges of sediments between beach and shoreface. So those large-scale features have major consequences on beach stability in both the short and long terms (Lippmann et Holman, 1990).

For single or multi-bar systems, three main beach states (dissipative, intermediate and reflective) in relation to environmental parameters are identified in the literature (Wright et Short, 1984). Intermediate beaches were further divided into four sub-states to describe the decreasing energy provided to the system: longshore bar-trough (LBT), rhythmic bar and beach (RBB), transverse bar and rip (TBR); and low tide terrace (LTT) (Wright et Short, 1984; Lippmann et Holman, 1990; Short et Aagaard, 1993). However, these classifications represent a static and idealized vision of nature. The processes associated with morphological changes within the intermediate beach state transitions are still poorly understood (Castelle *et al.*, 2007). Recently, additional states were identified in the inner system (Brander, 1999; Castelle *et al.*, 2007; Shand, 2007; Wijnberg et Holman, 2007; Ferrer *et al.*, 2009; Almar *et al.*, 2010; Castelle *et al.*, 2010b, a; Robin *et al.*, 2010).

Identifying nearshore morphological characteristics in a multi-bar coast requires combined bathymetric survey (Certain et Barusseau, 2005; Ferrer *et al.*, 2009; Sénéchal *et al.*, 2009), photographic and satellite imagery (Barusseau et Saint-Guily, 1981; Lafon *et al.*, 2004) or video records (Lippmann et Holman, 1990; Wijnberg et Terwindt, 1995; Almar *et al.*, 2010). These data sets have their own spatial (alongshore magnitude, difficulty to obtain data in shallow water), temporal (alongshore uniformity) and accuracy limitations. Despite these methodological shortcomings, some conceptual classifications were proposed in literature (Wright et Short, 1984; Lippmann et Holman, 1990; Aagaard, 1991; Short, 1992; Short et Aagaard, 1993; Ferrer *et al.*, 2009) and result in single- and/or multi-bar beach change models. From another point of view, a lot of coastal research efforts are based on 2D morphological field and model studies carried out either in the alongshore or cross-shore direction assuming alongshore uniformity (Grunnet et Hoekstra, 2004). Both approaches seem oversimplified. The airborne LIDAR (Light Detection and Ranging) technology can reduce some of these limitations and provides a full overview of features at a larger scale with good spatial and vertical accuracy (Guenther *et al.*, 2000).

The aim of this paper is to provide a detailed and comprehensive distribution of bar morphologies on the wave dominated sandy coast of the Gulf of Lions (France) with LIDAR technology. The typologies are described introducing a new synthesis in accordance with the conceptual models in the literature (Wright et Short, 1984; Short et Aagaard, 1993; Ferrer *et al.*, 2009).

3.3.2.3. Study site

The study area is located along the *Languedoc-Roussillon* coastline in the Gulf of Lions (southern part of the French Mediterranean coast). It is a large unit stretching out over 200 km of coastline, with a wide set of morphologies and coastal environments. The curved coast is oriented North-South between Argelès and Cape Leucate and South-West to North-East between Cape Leucate and La Grande Motte (Fig. 3.20). The sand coast displays different bar systems (single or multiple; straight or crescentic) (Barusseau et Saint-Guily, 1981; Robin *et al.*, 2010).

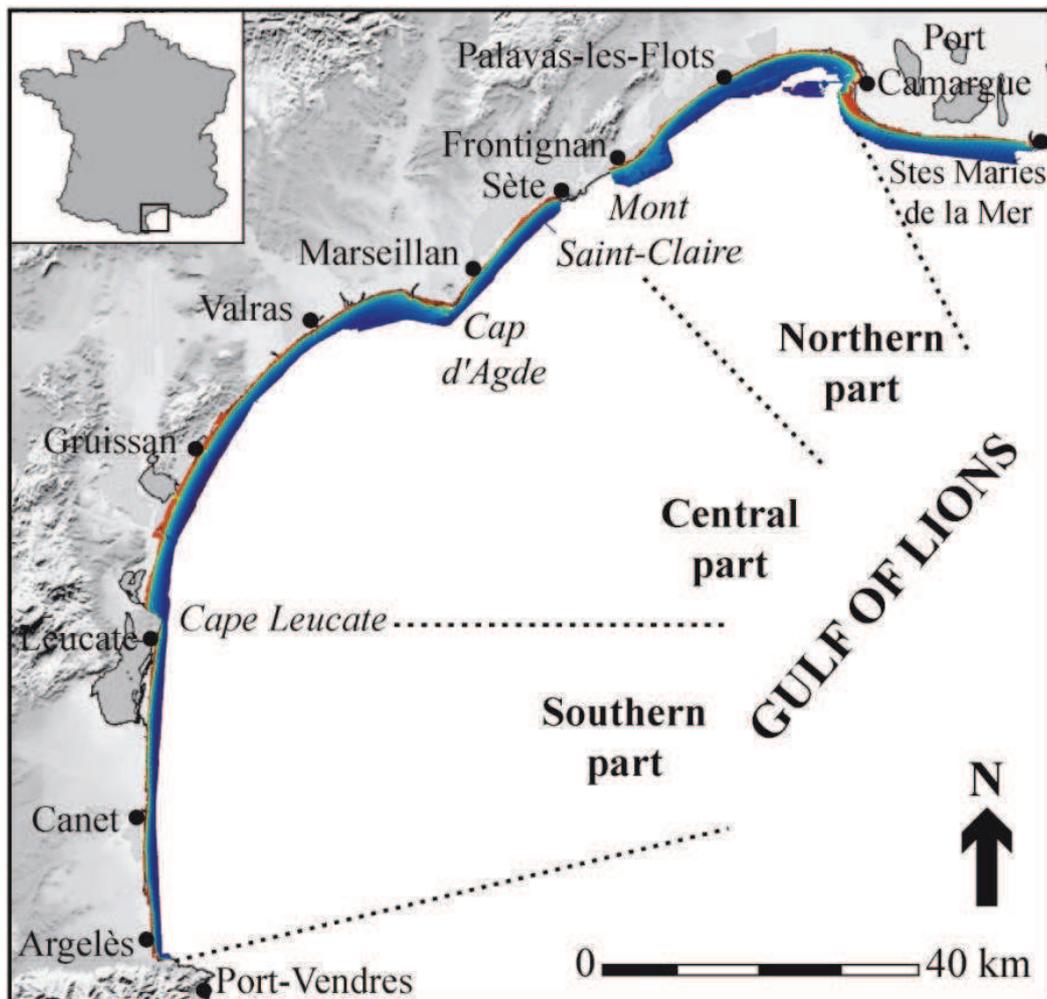


Fig. 3.20 : Location of the study site in the Gulf of Lions. The sandy coast was cut in three parts: southern, central and northern. The LIDAR survey concerned the narrow colored band in the nearshore.

The most frequent wind in the area is a north-westerly wind; but a north-easterly to south-easterly wind may prevail under winter storm conditions. The whole area is microtidal, and characterized by a very low tidal range (< 0.30 m at mean spring tide). Nevertheless, high water level variations are observed in response to setups and setdowns under the influence of wind and atmospheric pressure fluctuations. Under specific conditions, setups can reach 1 m near the shore (Certain, 2002) under the added action of waves. The significant wave height (H_s) is generally low ($H_s < 0.3$ m for 75% of the time at Sète, Fig. 3.20) with a peak period between 3 and 4 s. Wave heights larger than 2 m are observed only 10 % of the time with peak periods between 5-10 s; they mainly come from 140-220°N associated with sea breeze. The field site is a typical wave dominated system (Certain, 2002).

Due to the geometry of the coastline, the residual littoral drift is directed northward along the southern part (10 to 40,000 m³/y) and towards the South-West along the northern part (10 to 100,000m³/y) (Certain, 2002; Brunel, 2010). The presence of rocky headlands such as Mont St Clair at Sète, Cape d'Agde and Cape Leucate (Fig. 3.20) causes total or partial interruption in longshore sediment transport. Superficial sediments are well sorted fine to medium sands (125–320 μ m). However, significant cross-shore variations are observed with a general seaward decrease in grain size (Jago et Barousseau, 1981). Longshore variations exist as well. The coarsest sediments are observed in the vicinity of deltaic mouths and localized rocky plateaus in the nearshore zone.

3.3.2.4. Methods

A topo-bathymetric LIDAR survey of the *Languedoc-Roussillon* sand coast was conducted from August 24th to September 7th, 2009 at the request of the *Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Languedoc-Roussillon* (DREAL-LR). That period was chosen because coastal features are well stabilized after a several week long summer episode. Technical and expertise assistance was provided by the *Service Hydrographique et Océanographique de la Marine* (SHOM), (Vanroye, 2009).

The equipment deployed by EUROSENSE and FUGRO LADS Corporation is the LADS Mk II, hosted on a Dash 8-202 flying between 1200 and 2200 ft. The green laser (e.g. the bathymetric beam) frequency is 900 Hz for a minimal spatial resolution around 5 m and a swath width of 240 m. For this survey, the space between lines of flight was 220 m (overlap of 20 m between lines). Transversal flight lines at the coastline were also performed every 5000 m. The collected data extend from the eolian dune to 20 m water depth. The total covered area is 300 km² with 25 million measured points.

Three areas of bathymetric control were surveyed daily during the whole LIDAR campaign. The pre-validation of measurements was conducted by FUGRO LADS Corp. Furthermore, they made a post-processing of the full dataset including self-made-man corrections in Adelaide (Australia), subsequently controlled by the SHOM. Two local GPS stations were installed for the campaign. The tide was specifically monitored at two control points in Port-la-Nouvelle and Port Camargue harbours (Fig. 3.20). Tide data from SHOM (Port-Vendres, Sète and Saintes- Maries de la Mer (Fig. 3.20)) were also used.

3.3.2.5. Results

The study area has been divided in three sections: the southern part from Argelès to Cape Leucate, the central part from Cape Leucate to Sète and the northern part from Sète to Port-Camargue (Fig. 3.20). The splitting was based on the general morphology of the sand bar systems: crescentic to the South, crescentic (inner Bar (IB)) and straight (outer bar (OB)) in the center and straight to the North.

From the observations performed by LIDAR, a conceptual model of bar system typology in the *Languedoc-Roussillon* is presented in Fig. 3.21. It improves classifications proposed in the literature (Wright et Short, 1984; Lippmann et Holman, 1990; Short et Aagaard, 1993; Ferrer *et al.*, 2009). The classical terminology was used (TBR, RBB, LBT, LTT and D geometry) but some features were added to give a more accurate description. For crescentic bars, a crescent normally presents two horns. A configuration transition (TBR/RBB) appears when one of the horns of a crescent is connected to the coast or to the previous bar and not the other one (Fig. 3.21). Depending on their orientation with respect to the coast, the crescents

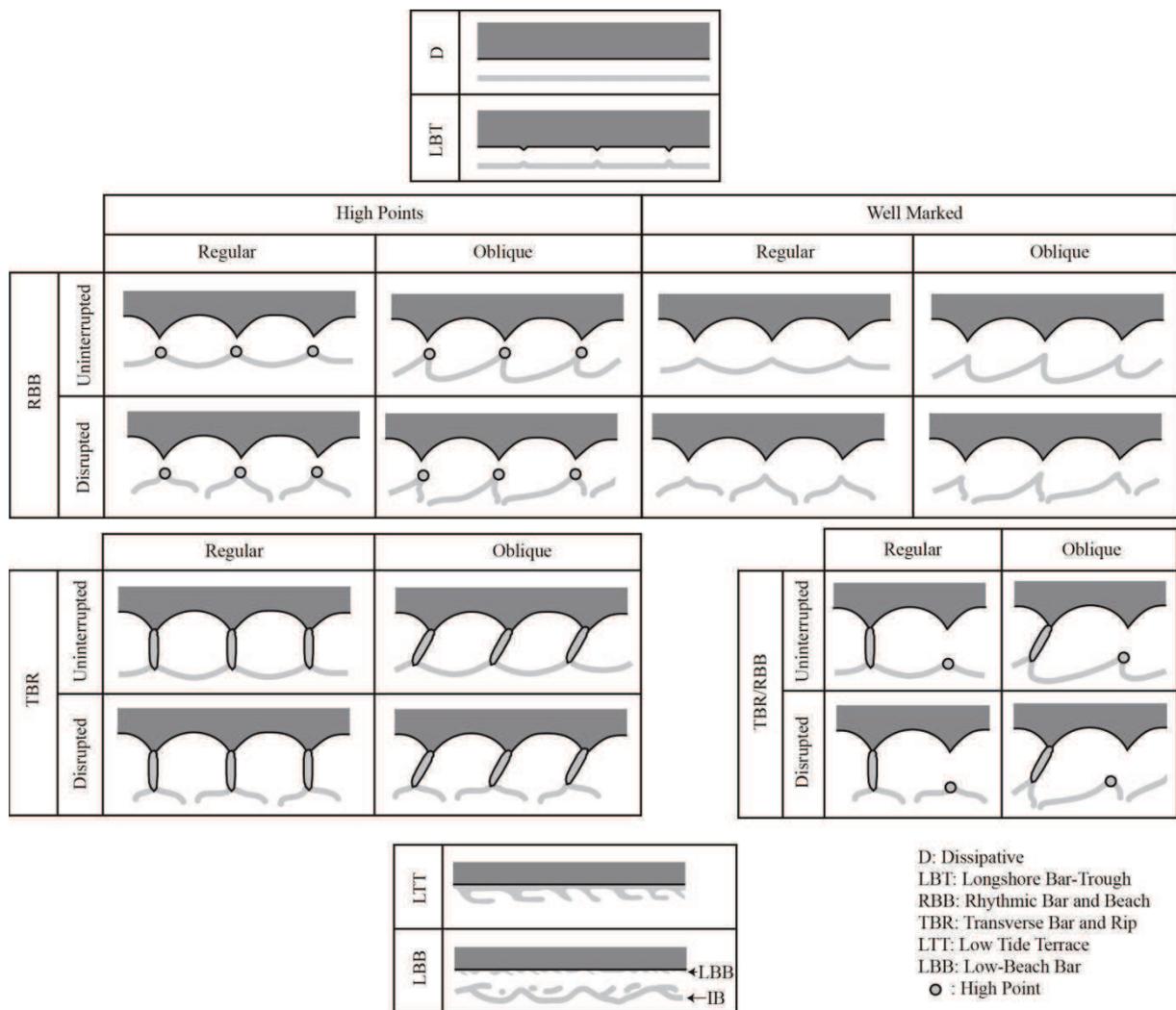


Fig. 3.21 : General classification of bar typology observed in Languedoc-Roussillon, France (modified from Wright and Short, 1984 and Ferrer *et al.*, 2009). This classification is given for the inner bar, but is also applicable to the outer bar

can be oblique or regular and disrupted or not by rip channels (Ferrer *et al.*, 2009). The RBB typology includes *High Points configurations* when the horn is emphasized by an important depocenter and *Well Marked configurations* when the horn and the bay have the same sizes (Fig. 3.21 and Fig. 3.22).

A third bar called Low-Beach Bar (LBB) was added in this classification. It appears in very shallow waters (< 1m) and is always connected to the shoreline (Fig. 3.21 and Fig. 3.22). This bar displays complex features with a long platform that extends the beach and small transverse bars that can occasionally be connected with the IB (Fig. 3.22A). Generally, it is difficult to draw a distinction between the two bars due to the presence of remnants of former inner bars. Those remnants form high points that can connect to the horns of the inner bar. Offshore, LBB extent is only a few tens of meters unlike LTT that reaches 100 to 150 m (Fig. 3.21). Its presence in shallow water is easily identified with airborne LIDAR while its observation was difficult with conventional techniques. This bar was identified over 25 km of coastline, mainly in the central part of the study area (between Leucate and Sète), but also occasionally in the southern part (Fig. 3.20). Its complete description will be the subject of future studies.

In the southern part (40.5 km of coastline), the inner bar (IB) and the outer bar (OB) are crescentic (Fig. 3.22). The inner bar type alternates between TBR (47.6%) and RBB (35.7%) with many transitional shapes TBR/RBB (16.7%) (Tab. 3.10). Eleven disrupted bars were identified in this section, principally between Canet and Cape Leucate (Fig. 3.20). The rip channels disruptions exhibit no preferred orientation. To the South of Canet, and strictly along

Tab. 3.10 : Number of each type of crescentic bars for the southern part (from Argeles to Cape Leucate) and central part (from Cape Leucate to Sète). The northern part is not shown because the bar system is almost linear. (IB: inner bar, OB: outer bar).

		TBR						RBB								TBR/RBB						TOTAL		
		Regular		Oblique		total	%	High Points				Well Marked				Regular		Oblique		total	%			
		co.	di.	co.	di.			co.	di.	co.	di.	co.	di.	co.	di.	co.	di.	co.	di.					
		co.	di.	co.	di.	total	%	co.	di.	co.	di.	co.	di.	co.	di.	total	%	co.	di.	co.	di.		total	%
Southern Part	IB	29	7	4	-	40	47.6	7	-	-	-	15	3	5	-	30	35.7	9	1	4	-	14	16.7	84
	OB	26	-	3	-	29	33.7	5	-	1	-	16	-	5	-	27	31.4	28	-	2	-	30	34.9	86
Central Part	IB	21	-	4	-	25	19.7	33	-	49	-	5	-	-	-	87	68.5	8	-	7	-	15	11.8	127
	OB	1	-	-	-	1	2.8	2	-	-	-	28	-	-	-	30	83.3	5	-	-	-	5	13.9	36

IB: inner bar, OB, outer bar, co.: continue, di.: disrupted

Tab. 3.11 : Extension and percentage of each type of bar for the central part.

		Crescentic	Straight
IB	km	66.9	11.4
	%	85.4	14.6
OB	km	10.1	68.2
	%	12.9	87.1

IB: inner bar, OB: outer bar

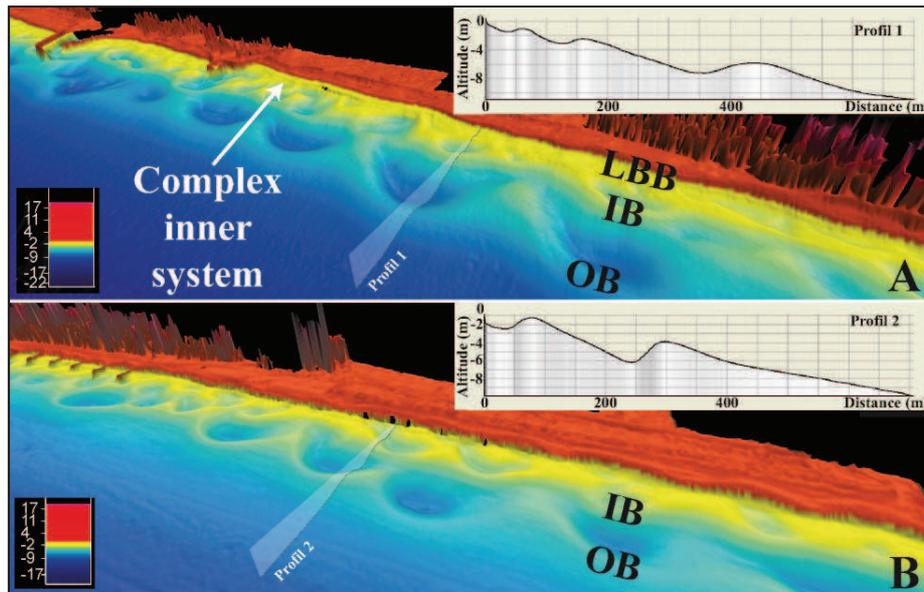


Fig. 3.22 : LIDAR imagery of Languedoc-Roussillon system bars in the Barcarès-Leucate region (fig. 1). (A) TBR/RBB outer bar and complex inner system with RBB inner bar exhibiting High Point configuration and LBB. (B) TBR regular and RBB outer bar displaying Well Marked configuration and TBR.

this segment, the IB is LTT over 4.7 km of coastline. 23 LTT bars were identified with an orientation towards the north in relation with the dominant littoral drift. The outer bar typology is equally distributed between TBR, RBB and TBR/RBB. Only 15.5% of the bars are oblique or dissymmetric with no specific geographical location.

In the central part (78.3 km), the inner bar is mainly crescentic (85.4% of the coastline). Straight bar configuration is observed on 11.4 km (14.6% of the coastline) (Tab. 3.11). For the crescentic configuration, the IB is principally RBB (68.5%) or TBR (20%) with 47% of oblique configuration (Tab. 3.10). Unlike the inner bar, the outer bar displays mainly a straight configuration (87.1% of the coastline) (Tab. 3.11) with LBT or D morphology. For the crescentic part (12.9% of coastline), this outer bar displays 36 regular crescents (83.3% of RBB), all located to the North of Cape Leucate. In general, neither inner nor outer bars are disrupted.

The northern part (69.4 km) is different from the other ones. To the West, the system presents a double straight bar configuration (LBT or D). Eastward, 13 crescents were identified near Palavas-les-flots (Fig. 3.20). Along the Gulf of Aigues-Morte (between Palavas-les-Flots and Port-Camargue (fig. 1)), the bar system displays one bar (16.8 km, 24.2% of the coastline) then no bar (8.2 km, 11.8% of the coastline) to the eastern end near Port-Camargue (Fig. 3.20). In this part of the Gulf of Lions, erosion is strong and the sandy prism reduced; the bedrock comes through at 3-5 meters water depth.

3.3.2.6. Discussion

The general distribution of bars (crescentic or straight, single or multi-bars) along the *Languedoc-Roussillon* coast by LIDAR technology is consistent with previous studies

performed by Barousseau et Saint-Guily (1981) with partial aerial photographic data and summarized by Certain (2002). These features were first defined thanks to classical typologies classification (Wright et Short, 1984; Lippmann et Holman, 1990; Short et Aagaard, 1993; Ferrer *et al.*, 2009), in spite on the fact that they depict static and idealized states. This work completes new observations of beach states identified in the existing literature (Brander, 1999; Castelle *et al.*, 2007; Shand, 2007; Wijnberg et Holman, 2007; Ferrer *et al.*, 2009; Almar *et al.*, 2010; Castelle *et al.*, 2010b, a; Robin *et al.*, 2010) and proposes a new synthesis of the sand bar typology.

The morphology of the inner system is complex: it can consist of one (inner bar) or two bars (inner bar and Low Bar Beach) and can present different aspects showing the whole set of morphologies described in Fig. 3.21. At Leucate Beach during three years (Fig. 3.20), those morphologies were recorded (Ferrer *et al.*, 2009) demonstrating that they are transitional stages between the idealized states in Short and Aagaard's classification. However, they can persist over long periods (e.g. several months for the inner system and up to several years for the outer system) (Ferrer *et al.*, 2009). Inner system changes are driven by wave forcing changes, including H_s threshold effect (1.5 m between RBB and disrupted RBB or 2.5m between oblique TBR and oblique RBB for example), or wave incidence. In most energetic environments, the transitions seem faster (Castelle *et al.*, 2007; Sénéchal *et al.*, 2009; Almar *et al.*, 2010). As those transitional inner systems occur in many places along the *Languedoc-Roussillon* coastline, they probably have a significant effect on wave propagation, current circulation and exchange of sediments between beach and shoreface. Those morphologies must be taken into consideration to reach a better understanding of sand bar system dynamics and their possible modeling. The next LIDAR survey in 2011 should cast a light on their large scale dynamics.

The 3D pattern of the bar system displayed in the Gulf of Lions supersedes the 2D approach generally followed previously for field and model studies under the longshore uniformity assumption (Grunnet et Hoekstra, 2004). The close vicinity of different patterns also precludes the hypothesis that they are shaped under the only effect of general causes like coastal orientation and wave regime (H_s , direction). Other factors must be evoked such as the rapidly fluctuating sediment reservoir available revealed by seismic surveys (Certain *et al.*, 2005b), the average slope of the shoreface, the granulometry of the sandy prism and the substratum morphology (Akouango, 1997). Hence, regions deprived of sufficient sedimentary stocks can be very sensitive as in the Gulf of Lions (Certain, 2002; Certain *et al.*, 2005b; Brunel, 2010). The slope values may also explain the number of bars locally present and especially the appearance of a third bar when the slope is low (Akouango, 1997). Similarly, the particle size influences the number and organization of the bars because it determines the bed shear stress necessary for the movement of the sediment (Akouango, 1997; Aleman, 2009). These parameters remains to correlate to propose a classification and explanation of the different features highlighted in this study. This concept diverges from the current classifications solely based on morphological and hydrodynamic parameters.

3.3.2.7. Acknowledgement

This study was funded by the *Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement*.

3.4. Influence des ouvrages portuaires sur la morphologie des barres d'avant-côte

Les résultats précédents ont montré que les ouvrages portuaires, très nombreux en Languedoc-Roussillon, avaient une influence significative sur la morphologie des barres d'avant-côte. Cependant, les chercheurs se sont principalement focalisés sur l'impact des ports sur le trait de côte (e.g. Paskoff, 1998; Durand, 1999; Elmoustapha *et al.*, 2000; El-Asmar et White, 2002; Idrissi *et al.*, 2004; Morales *et al.*, 2004; Samat, 2007; Capanni et Sabatier, 2009; Mezouar *et al.*, 2009; Brehin et Zarillo, 2010; Kudale, 2010; Mezouar *et al.*, 2010). Ces travaux ont montré que la mise en place d'ouvrages transversaux sur le littoral était généralement responsable d'un engraissement des plages en amont-dérive et d'un phénomène d'érosion en aval-dérive en raison de la perturbation du transit sédimentaire longitudinale.

En revanche, **les connaissances actuelles sur l'impact des infrastructures portuaires sur les barres sableuses d'avant-côte sont très limitées**. La plupart de ces travaux sont des **études d'ingénierie côtière** qui se sont attachées à modéliser la courantologie et le transit sédimentaire aux abords des ports dans l'objectif d'éviter l'ensablement de l'avant-port. Dans ce cadre, les modèles montrent une influence variable sur la courantologie et le transit en fonction des caractéristiques de l'ouvrage (Seaberg, 2002; Seaberg et Krock, 2003; Seaberg, 2006). Certains ouvrages transversaux sont capables de générer la formation de courants d'arrachement contre les jetées (Short, 1992) et d'expulser le sédiment vers le large tout en empêchant la formation de barres d'avant-côte (Mewis, 2008). Mangor *et al.* (2010) ont observé par modélisation l'ajustement des barres d'avant-côte aux variations du trait de côte devant les ouvrages portuaires. La migration vers le large du système de barres en fonction de l'avancée du trait de côte permet le franchissement de l'ouvrage.

L'objectif de cette section est d'identifier **l'influence des nombreux ouvrages portuaires** présents sur l'avant-côte du Languedoc-Roussillon par l'étude des **paramètres morphométriques des barres** à proximité des ouvrages et la confrontation aux **caractéristiques de l'ouvrage**. Seul l'aspect de **variabilité spatiale longitudinale** est abordé dans cette section. L'évolution temporelle de la morphologie des barres autour des ports et les processus physiques impliqués sont abordés dans le chapitre 4. La connaissance de l'influence de ces infrastructures côtières sur les barres sédimentaires d'avant-côte constitue la première phase d'une **réflexion sur la gestion du littoral languedocien** afin de limiter les phénomènes d'érosion et de submersion marine sans cesse croissants.

3.4.1. Méthodologie

Un total de 21 ports parsème le littoral sableux du Languedoc-Roussillon (cf. Fig. 1.8). Pour chacun de ces ouvrages, les différentes caractéristiques d'ingénierie ont été calculées. L'ensemble des caractéristiques mesurées est présenté dans la Fig. 3.23. Les mesures ont été effectuées à l'aide du logiciel ArcGIS[®]10 et du jeu d'orthophotographies géoréférencées prises lors du vol LiDAR 2009. Pour chaque port ont été calculés : le nombre de coudes sur les jetées, la surface interne du port, l'emprise du port sur le trait de côte, la distance entre l'extrémité des jetées et le trait de côte, la largeur de l'ouverture, la profondeur d'eau à 100 m et 1 km en aval et en amont du port, la profondeur d'eau dans le chenal d'accès, la longueur de la jetée, l'angle à la côte formé par la jetée amont et la direction de l'ouverture du port.

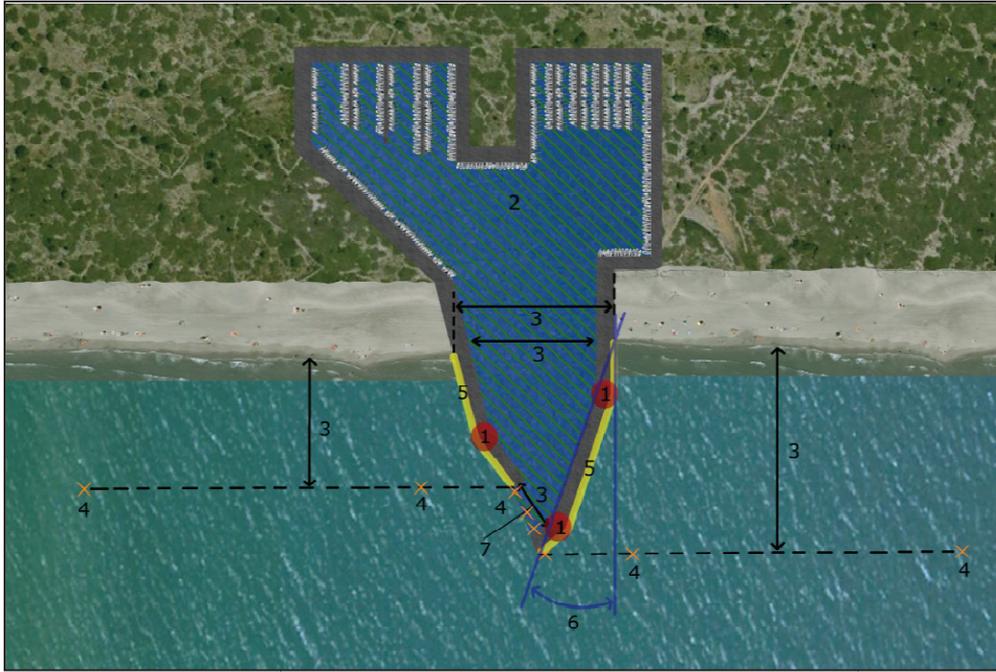


Fig. 3.23 : Paramètres d'ingénierie mesurés. 1. Présence de coude. 2. Surface interne du port. 3. Distances (emprise, ouverture, chenal d'accès, trait de côte/pointe de jetée). 4. Profondeur. 5. Longueur de la jetée. 6. Angle à la côte formé par la jetée amont transit. 7. Direction du chenal d'accès.

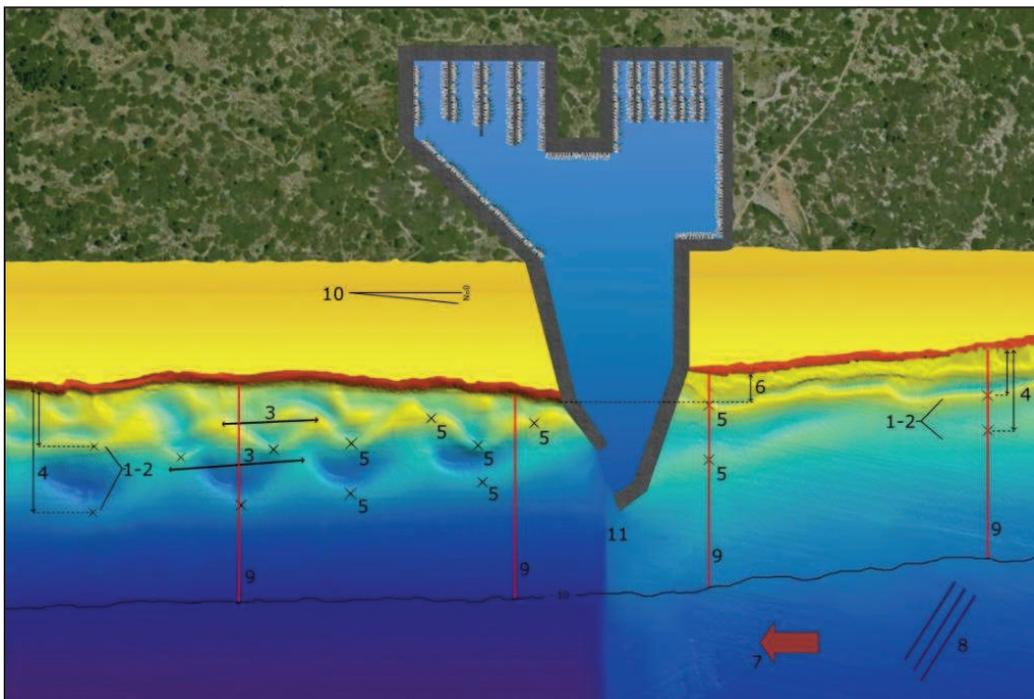


Fig. 3.24 : Paramètres environnementaux mesurés. 1. Nombre de barres. 2. Type de barre (linéaire, festonnée) et classification. 3. Longueur d'onde des festons. 4. Distance trait de côte/barre. 5. Altitude de la crête. 6. Décalage entre trait de côte amont et aval. 7. Direction de la dérive littorale. 8. Direction, période et hauteur significative de la houle. 9. Pente moyenne. 10. Orientation du trait de côte. 11. Passage de la barre devant l'ouvrage

Les paramètres morphométriques des barres calculés à proximité des ouvrages sont présentés dans la Fig. 3.24. Les mesures ont été effectuées à l'aide du logiciel ArcGIS®10 sur le Modèle Numérique de Terrain (MNT) du levé LiDAR 2009. La morphologie des systèmes de barres a été étudiée pour la totalité des 21 ports recensés. Par la suite, seuls les ports de Canet, Leucate et Narbonne Plage ont été étudiés dans le détail. Ils représentent un échantillon significatif des différentes configurations observées dans le Languedoc-Roussillon (système à barres festonnées ou linéaires, petite ou grande emprise...). L'analyse a été réalisée sur un linéaire côtier de 2 km en amont et en aval du port. Dans le cas de barres linéaires, les paramètres morphométriques mesurés comprennent la distance à la côte des barres et la profondeur de la crête des barres mesurées tous les 100 m de chaque côté du port. Dans le cas de barres en croissants, les paramètres morphométriques pris en compte sont la distance à la côte des barres, la longueur d'onde des festons, la profondeur d'eau au niveau des ventres et la profondeur des cornes. Chaque feston est numéroté, les festons de la barre de bas de plage sont notés F_p , de la barre interne F_i et de la barre externe F_e .

3.4.2. Résultat

3.4.2.1. Variabilité des caractéristiques des ports

L'ensemble des caractéristiques des ports mesurés sont présentées dans le Tab. 3.12. La Fig. 3.25 présente la comparaison de la distance entre l'extrémité des jetées et le trait de côte, la longueur des jetées et l'emprise de l'ouvrage sur le trait de côte pour chaque port.

Ces résultats mettent en avant la forte variabilité des caractéristiques des ports du Languedoc-Roussillon. La surface interne des ports varie de 17 000 m² (Port Ambonne) à environ 421 000 m² (Port Camargue). L'extension en mer des ouvrages (distance entre la pointe de la jetée et le trait de côte) est également très variable mais trois groupes peuvent se détacher : les ports avec une extension inférieure à 100 m (2/21), comprise entre 100 et 400 m (14/21) et supérieure à 400 m (5/21). L'orientation de l'ouverture est fonction des conditions d'agitation moyenne du secteur pour protéger la partie interne du port des fortes houles lors des événements de tempête ou son colmatage par la dérive littorale. La largeur du chenal d'accès au port présente une relative homogénéité (entre 42,5 et 92,6 m), excepté pour les Cabanes de Fleury et le Cap d'Agde qui présentent une ouverture plus grande (respectivement 166,5 et 115,8 m). La longueur des jetées des ouvrages varient entre 60 et 817 m pour la jetée amont et entre 25 et 766 m pour la jetée aval sans tendance particulière. L'emprise du port sur le trait de côte est variable et fortement liée à la surface interne de l'ouvrage. En effet, un petit ouvrage comme Port Ambonne présente une faible emprise (86 m) alors qu'un ouvrage imposant tel que Port Camargue a une emprise beaucoup plus importante (988 m). La majorité des ports étudiés présentent des ouvrages de défense contre la mer pouvant couvrir un linéaire d'environ 2 km de part et d'autre de l'ouvrage. Ils sont très nombreux dans la zone Nord, excepté à proximité de Marseillan plage, alors que le littoral Narbonnais en est presque dépourvu (uniquement en amont du port de Valras et des deux côtés du port du Cap d'Agde). Dans le Roussillon, quelques batteries d'ouvrages de défense ont été installées en aval-transit de quelques ports.

Tab. 3.12 : Paramètres d'ingénierie mesurés sur les 21 ports du Languedoc-Roussillon

Port	Nb courbes sur la jetée		Surface (m ²)	Distance TDC/pointe		Largeur chenal (m)	Ouverture du port		Emprise du port		Profondeur du chenal			Longueur de la jetée		Angle jetée/TDC (°)	Direction chenal	Ouvrages de défense	
	Amont	Aval		Amont (m)	Aval (m)		Amont (m)	Centre (m)	Aval (m)	Amont (m)	Aval (m)	Amont (m)	Aval (m)	Amont	Aval			Amont	Aval
Argeles	2	1	113 000	202	150	46	266	316	3,5	4,8	4,3	271	215	53,6	SSE	Oui	Non		
Saint Cyprien	2	1	179 000	118	273	56	323	570	2,0	3,7	3,2	315	436	71,6	NNO	Oui	Oui		
Canet	1	2	111 000	370	253	53	207	416	3,0	4,4	3,8	388	361	19,3	NE	Non	Non		
Sainte Marie	1	0	35 000	53	34	31	62	89	1,3	3,1	1,3	133	25	41,9	NNE	Non	Oui		
Le Barcarès	1	1	57 000	74	197	43	156	290	2,1	3,8	2,3	118	163	61,0	N	Non	Oui		
Leucate	1	1	151 000	265	279	79	462	388	2,6	3,7	2,1	465	217	60,0	N	Non	Non		
Port-la-Nouvelle	0	2	182 000	480	677	93	412	463	2,7	9,1	4,1	373	766	0,0	ESE	Non	Non		
Gruissan Plage	2	1	19 000	176	107	40	103	125	-	-	-	204	107	36,1	NE	Non	Non		
Gruissan	2	1	383 000	543	355	59	466	616	3,0	3,6	2,5	717	398	44,0	NE	Non	Non		
Narbonne Plage	1	2	42 000	78	337	73	171	200	2,1	3,0	2,6	81	293	27,3	E	Non	Non		
Les Cabanes de Fleury	courbe	courbe	126 000	283	171	167	159	226	2,2	2,2	2,6	334	101	31,4	SSO	Non	Non		
Valras Plage	courbe	courbe	70 000	109	215	67	75	172	-	-	-	128	276	20,1	E	Oui	Non		
Le Cap d'Adge	0	1	303 000	746	547	116	328	384	2,0	4,9	2,0	128	454	35,8	S	Oui	Oui		
Port Antiborne	1	0	17 000	109	78	39	68	86	1,9	3,7	2,0	128	90	0,0	NE	Oui	Non		
Marseillan Plage	1	0	51 000	147	222	67	265	296	1,9	3,4	2,5	125	382	25,4	NE	Non	Non		
Sète	0	0	32 000	67	150	51	51	78	2,2	2,9	2,5	60	136	0,0	SE	Oui	Oui		
Frontignan	1	0	54 000	297	270	55	132	155	2,4	3,3	1,2	323	141	34,6	SO	Oui	Oui		
Palavas-les-Flots	1	3	102 000	479	411	61	305	466	3,3	4,6	2,5	679	480	40,7	ENE	Oui	Oui		
Carnon	1	0	103 000	359	244	61	241	287	2,1	3,8	3,0	370	194	25,1	E	Oui	Oui		
La Grande-Motte	2	1	221 000	494	349	91	312	537	2,5	4,7	3,3	514	541	28,7	ESE	Non	Oui		
Port Camargue	2	1	421 000	130	200	89	311	988	-	-	-	224	611	36,2	NNE	Oui	Oui		

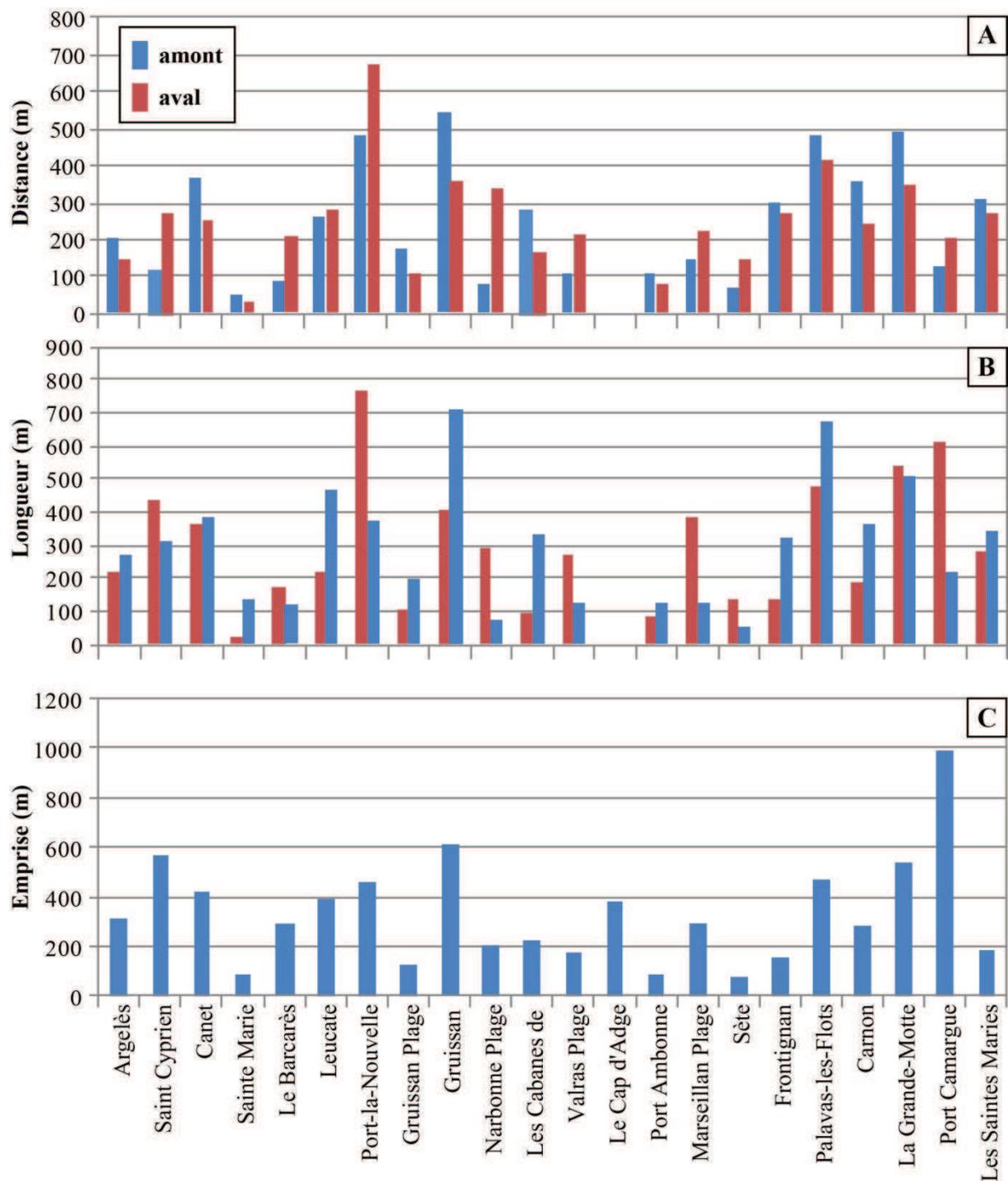


Fig. 3.25 : Paramètres d'ingénierie des ports du Languedoc-Roussillon : (A) distance entre l'extrémité des jetées et le trait de côte, (B) longueur des jetées et (C) emprise du port sur le trait de côte.

3.4.2.2. Modèle conceptuel de l'impact des ouvrages portuaires sur les barres d'avant-côte

L'analyse des caractéristiques morphologiques des barres à proximité de 21 ports en 2009 a permis la réalisation d'un modèle conceptuel de l'impact des ouvrages portuaires sur les barres d'avant-côte (Fig. 3.26). Ce modèle se base sur les caractéristiques des ouvrages portuaires, la présence ou non de barres d'avant-côte aux abords des ports et la rupture ou non de la continuité des barres au passage de l'ouvrage. Cinq groupes principaux ont ainsi pu être identifiés.

Barre interne et barre externe intactes

Ce premier groupe rassemble les ports de petite extension sur le prisme sableux immergé qui vont permettre le passage de l'ensemble du système de barres. Dans le cas des ports de Sainte Marie et du Barcarès, le système de double barre festonnée parvient à franchir l'ouvrage malgré l'important décalage du trait de côte amont-aval. Au niveau des ports de Gruissan, Narbonne Plage, Port Ambonne et Marseillan, le système est composé d'une barre interne festonnée et d'une barre externe linéaire qui parviennent toutes deux à franchir les jetées. Enfin, au niveau du Grau de Pech Rouge, la barre externe qui franchit l'ouvrage disparaît environ 800 m en aval-dérive et la barre interne devient barre externe.

Barre interne rompue et barre externe intacte

Ce groupe se compose des ports d'extension moyenne qui vont rompre la barre interne alors que la barre externe parvient à contourner l'ouvrage. On retrouve cette configuration pour les ports de Saint Cyprien et Leucate où la barre interne s'accole aux jetées de part et d'autre du port et la barre externe franchit l'ouvrage par un feston de grande amplitude. Au niveau des ports de Valras Plage, des Cabanes de Fleury et de Frontignan, la barre interne légèrement festonnée est tronquée par l'ouvrage alors que la barre externe est suffisamment éloignée pour franchir l'ouvrage.

Barre interne et barre externe rompues

Dans ce cas, le système de barres est rompu dans son ensemble (barre interne et barre externe) par les jetées d'ouvrage présentant une grande extension sur le prisme sableux immergé. Les ports de Canet, Port-la-Nouvelle, Gruissan et Sète ont une grande extension et rompent le système de barres. Au niveau du port de Port-la-Nouvelle, l'intense activité de dragage pour maintenir la profondeur d'eau à l'entrée peut en masquer le franchissement de l'ouvrage par la barre du fait de sa destruction.

Contexte	Représentation schématique	Ports	Impact
Extension de l'ouvrage portuaire ↓ < 220 m ↓ 220 - 300 m ↓ > 370 m		- Sainte Marie - Le Barcarès	BARRE INTERNE ET BARRE EXTERNE INTACTES
		- Port Ambonne - Narbonne Plage - Marseillan Plage - Grau de Pech Rouge - Gruissan Plage	
		- Saint Cyprien - Leucate - Les Cabanes de Fleury - Valras Plage - Frontignan	BARRE INTERNE ROMPUE BARRE EXTERNE INTACTE
Ouvrages de défense		- Carnon - Palavas les Flots - Le Cap d'Agde	BARRE INTERNE ROMPUE BARRE EXTERNE ABSENTE
Stock sédimentaires réduit		- Argelès-sur-Mer - La Grande Motte - Port Camargue	ABSENCE DE BARRES PLATEAU SABLEUX

Fig. 3.26: Schéma conceptuel de l'impact des ouvrages portuaires sur les barres sédimentaires d'avant-côte du Languedoc-Roussillon.

Barre interne rompue et barre externe absente

Ce groupe se caractérise par une barre interne rompue par l'ouvrage et une barre externe absente au niveau de ports entourés d'ouvrages de défense. Ce groupe se compose des ports de Carnon, Palavas-les-Flots et du Cap d'Agde. Ces trois ports présentent des ouvrages de défense contre la mer (épis et brise-lames) en amont et aval-dérive. La barre interne est accolée aux épis avant d'être rompue par les brise-lames. On remarque que les ventres des festons se situent au passage des épis et leurs cornes, entre les épis. Dans ces trois secteurs, la barre externe réapparaît à une distance de 600 à 1200 m du port.

Absence totale de barres

Enfin, ce cas est caractérisé par l'absence de système de barre d'avant-côte à proximité de l'ouvrage. Il représente les ports de la Grande Motte et d'Argelès-sur-Mer où les barres disparaissent à plus de 500 m en amont du port et sont totalement absentes en aval-dérive et remplacées par un plateau sableux dans les petits fonds. Port-Camargue présente la même configuration et est caractérisé par la convergence de dérives littorales opposées. Il n'y a donc par conséquent, ni amont, ni aval-dérive dans ce secteur et le port est entouré de plateaux sableux au niveau des ouvrages de défense contre la mer ou par des affleurements du substrat rocheux.

3.4.2.3. Analyse détaillée de l'influence des ports

La morphologie du système de barres et de l'avant-côte a été analysée au niveau de 3 ports qui illustrent trois des classes présentées précédemment : Canet (barre interne et externe rompues), Leucate (barre interne rompue et barre externe intacte) et Narbonne Plage (barre interne et externe intactes) respectivement du Sud vers le Nord du Languedoc-Roussillon. Le secteur de Canet en Roussillon présente certaines particularités. Il est délimité au Nord par le port de Sainte Marie la Mer (à environ 2,09 km du port de Canet), construit en 1968 au niveau d'une ancienne embouchure de la Têt. L'embouchure principale du fleuve Têt située entre les ports de Canet et de Sainte Marie la Mer (à environ 1 km du port de Canet) s'est formée durant la crue de 1940. Le port actuel de Canet a été construit à l'emplacement d'une ancienne embouchure du fleuve Têt. Le port de Leucate a été construit sur un lido séparant l'étang de Salses-Leucate de la mer. On peut noter la présence du grau de Leucate à un peu plus d'un kilomètre au nord du port actuel. Enfin, le port de Narbonne Plage a été construit au niveau d'un ancien grau relié à l'étang Les Exals. A environ 930 m en amont-transit du port se trouve le Roc de la Batterie, petit promontoire rocheux qui s'avance d'une dizaine de mètres sur la mer.

Typologie des barres et particularités du trait de côte

Le système de barres d'avant-côte au niveau du port de Canet est composé de deux barres festonnées. La barre interne et la barre externe sont rompues au passage du port. La barre interne n'est formée que de festons RBB obliques. Ces festons sont ininterrompus en amont-dérive du port tandis qu'ils deviennent rapidement interrompus en aval-dérive par des chenaux

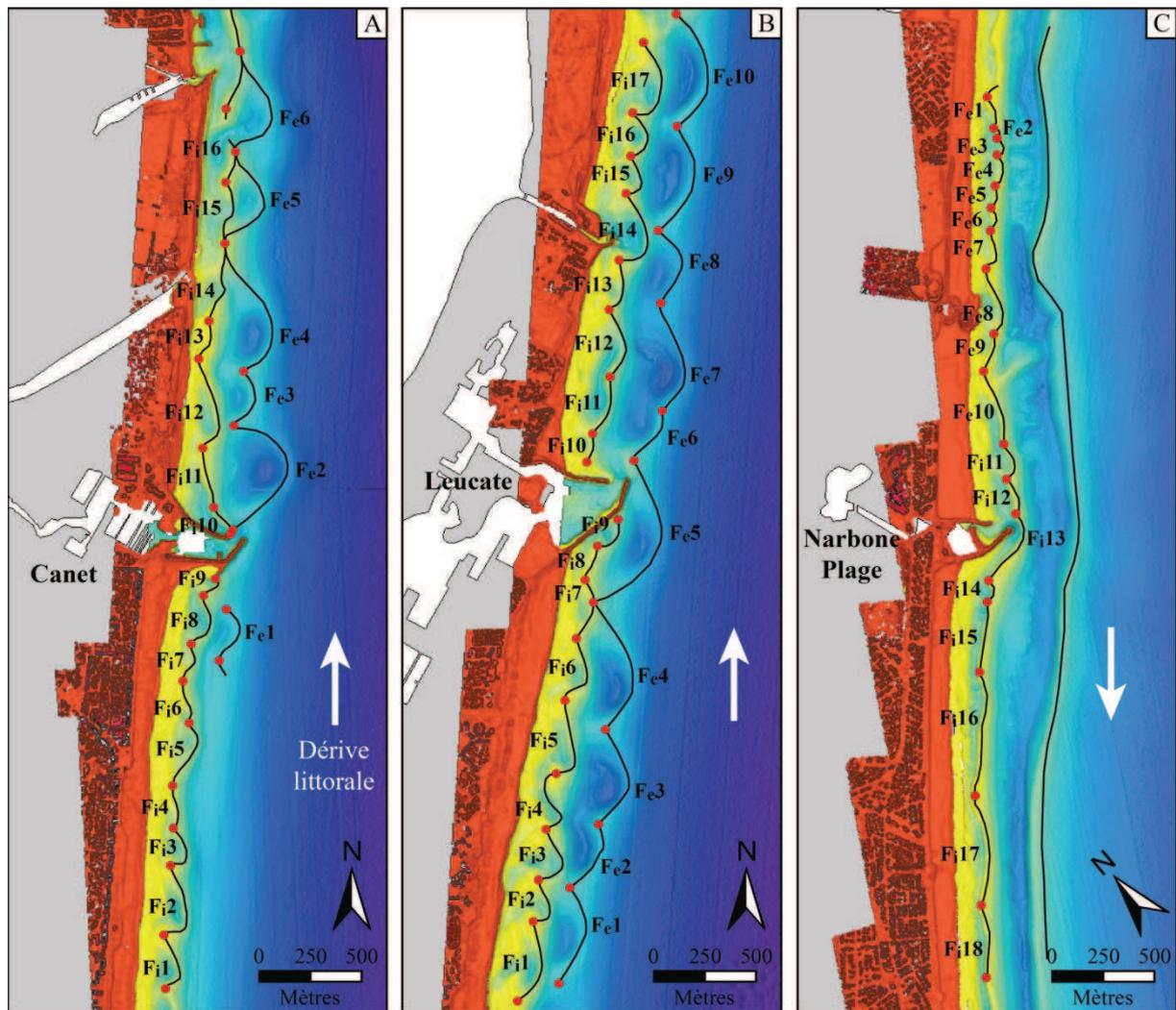


Fig. 3.27 : Imagerie LiDAR des ports de (A) Canet, (B) Leucate et (C) Narbonne Plage présentant les numéros des croissants de barres utilisés dans le texte.

d'arrachement (F_{i14} à F_{i16}) après le passage de l'embouchure de la Têt. La barre externe ne présente qu'un seul feston isolé (F_{e1}) RBB oblique avant le port. En aval, la barre externe est ininterrompue avec des festons *TBR/RBB* obliques (F_{e2} et F_{e4}), *RBB* régulier (F_{e3}) et *TBR* obliques (F_{e5} et F_{e6}). De petites barres transverses *LTT* apparaissent également dans les petits fonds proches du rivage et n'ont pas été mesurées lors de cette étude. Le trait de côte ne présente pas de décalage mais une petite accumulation est visible contre la jetée en amont et une petite encoche d'érosion en aval. Le delta de la Têt est en quasi-totalité érodé.

Au niveau du port de Leucate, l'avant-côte présente trois barres festonnées : une barre de bas de plage (*LBB*, non mesurée), une barre interne et une barre externe. Les festons de la barre interne sont *RBB* ininterrompus réguliers (F_{i1} , F_{i8} , F_{i9} , F_{i10} , F_{i11}) ou obliques (F_{i2} à F_{i5} et F_{i11} à F_{i17}) et *TBR/RBB* ininterrompus régulier (F_{i7}) ou obliques (F_{i6} , F_{i12} et F_{i13}). Les festons de la barre externe sont ininterrompus, *RBB* et *TBR/RBB* (F_{e4} et F_{e5}). En aval-dérive, le trait de côte montre un recul proche de 190 m. Puis, après le Grau de Leucate, le trait de côte recule à nouveau d'environ 120 m.

Le système de barres au niveau du port de Narbonne Plage présente une barre interne festonnée et une barre externe linéaire. Les festons de la barre interne sont *RBB* ininterrompus et réguliers à l'exception des festons F_{i7} , F_{i8} et F_{i13} qui sont obliques. On observe un décalage du trait de côte d'environ 60 m entre l'amont et l'aval-dérive de l'ouvrage.

Paramètres morphométriques de la barre interne

Au niveau du port de Canet, la longueur d'onde des festons de la barre interne est relativement homogène en amont-transit (de 265 m pour F_{i1} à 101 m pour F_{i9}). En aval, les festons sont plus allongés et atteignent 440 m pour F_{i14} (Fig. 3.28). La distance à la côte des festons de la barre interne est toujours régulière en amont-dérive (entre 131 m pour F_{i4} et 220 m pour F_{i2}). En aval-dérive, la distance à la côte de la barre interne diminue nettement avec un feston très éloigné contre la jetée Nord (F_{i10} : 309 m) suivi de distances comprises entre 90 m (F_{i13}) et 174 m (F_{i11}) (Fig. 3.28). La profondeur de la barre interne, mesurée au niveau des ventres des festons, est proportionnelle à la distance à la côte. La profondeur de la barre au niveau des ventres augmente lorsque la distance à la côte augmente (Fig. 3.28). La profondeur de la crête des barres est peu variable en amont-dérive (de -2,4 m pour F_{i9} à -3,4 m pour F_{i8}) avec un maximum de -1,9 m au niveau de F_{i5} . La profondeur augmente subitement en aval-dérive avec une valeur de -5,9 m pour F_{i11} situé contre la jetée Nord (Fig. 3.28). Cette forte valeur est certainement due à l'affouillement contre la jetée aval-dérive et à

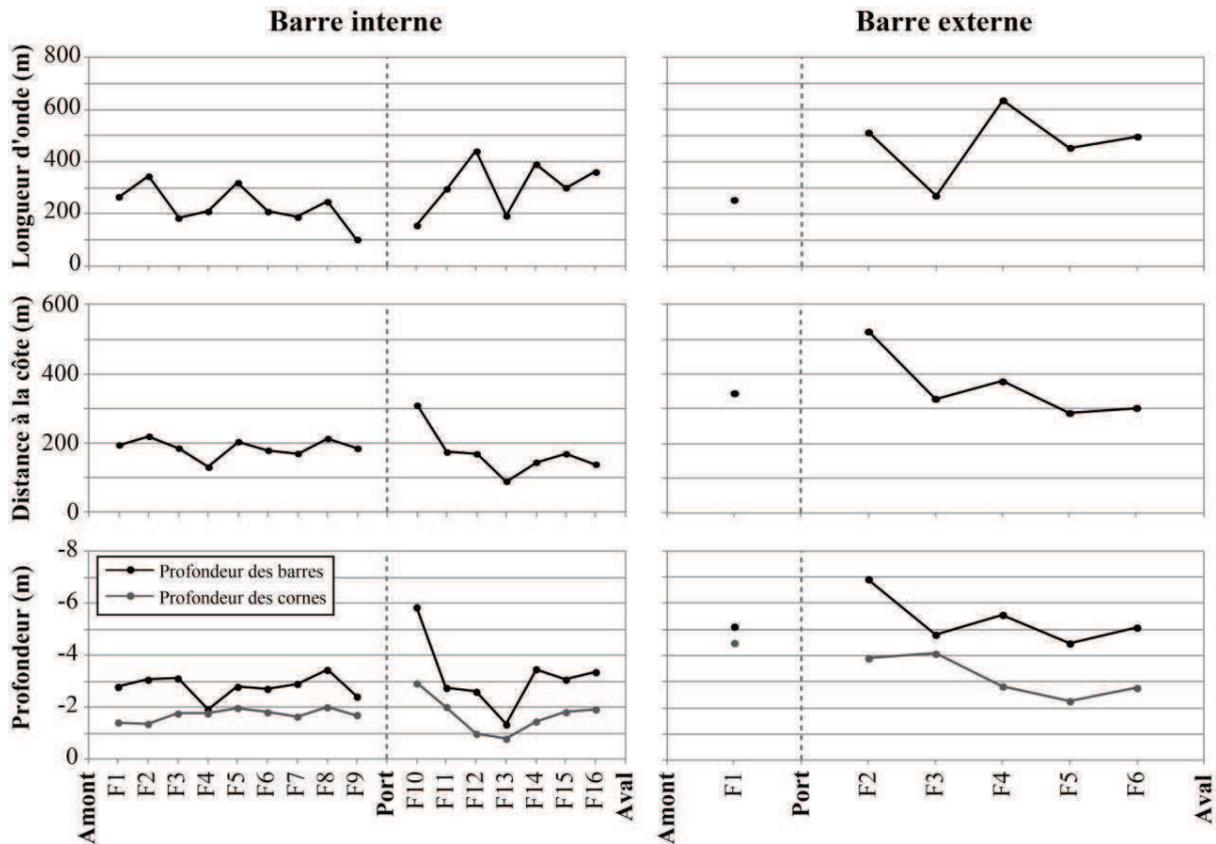


Fig. 3.28 : Evolution longitudinale des paramètres morphométriques de la barre interne et externe de part et d'autre du port de Canet.

la diminution de la pente. La profondeur se réduit ensuite pour atteindre des valeurs situées entre -2,6 m (F_{i12}) et -3,5 (F_{i14}) avec un maximum de -1,3 m au niveau du feston F_{i13} . La profondeur des cornes des festons suit la même tendance que la profondeur des ventres mais ne montre pas d'écarts aussi marqués. La profondeur des cornes est donc peu variable en amont-dérive (de -1,4 m pour F_{i2} à -2,0 m pour F_{i8}). Elle atteint -2,9 m en aval-dérive (F_{i10}) avant de baisser jusqu'à -0,8 m (F_{i13}) puis à nouveau jusqu'à -1,9 m au niveau du feston F_{i16} (Fig. 3.28).

Au niveau de Leucate, la longueur d'onde des festons de la barre interne montre une forte variabilité (de 402 à 144 m). Elle diminue fortement contre les jetées du port (F_{i9} : 164 m et F_{i11} : 144 m) (Fig. 3.29). La distance à la côte est comprise entre 234 m (F_{i1}) et 194 m (F_{i6}) en amont-dérive avec une forte baisse au niveau du feston F_{i8} (100 m). En aval-dérive, elle est plus faible et augmente en s'éloignant du port (de 134 m en F_{i11} à 229 m en F_{i18}), sauf au niveau du feston F_{i15} où elle atteint 154 m sous l'influence du grau de Leucate (Fig. 3.29). La profondeur de la barre suit les mêmes changements que la distance à la côte. Elle varie entre -2,26 m (F_{i7}) et -3,39 m (F_{i4}) en amont-dérive de l'ouvrage et décroît au niveau du feston F_{i8} (-1,98 m). En aval-dérive, la profondeur augmente en s'éloignant du port. Elle passe de -2,27 m (F_{i11}) à -3,46 m (F_{i18}) (Fig. 3.29). La profondeur des cornes est beaucoup plus stable. En

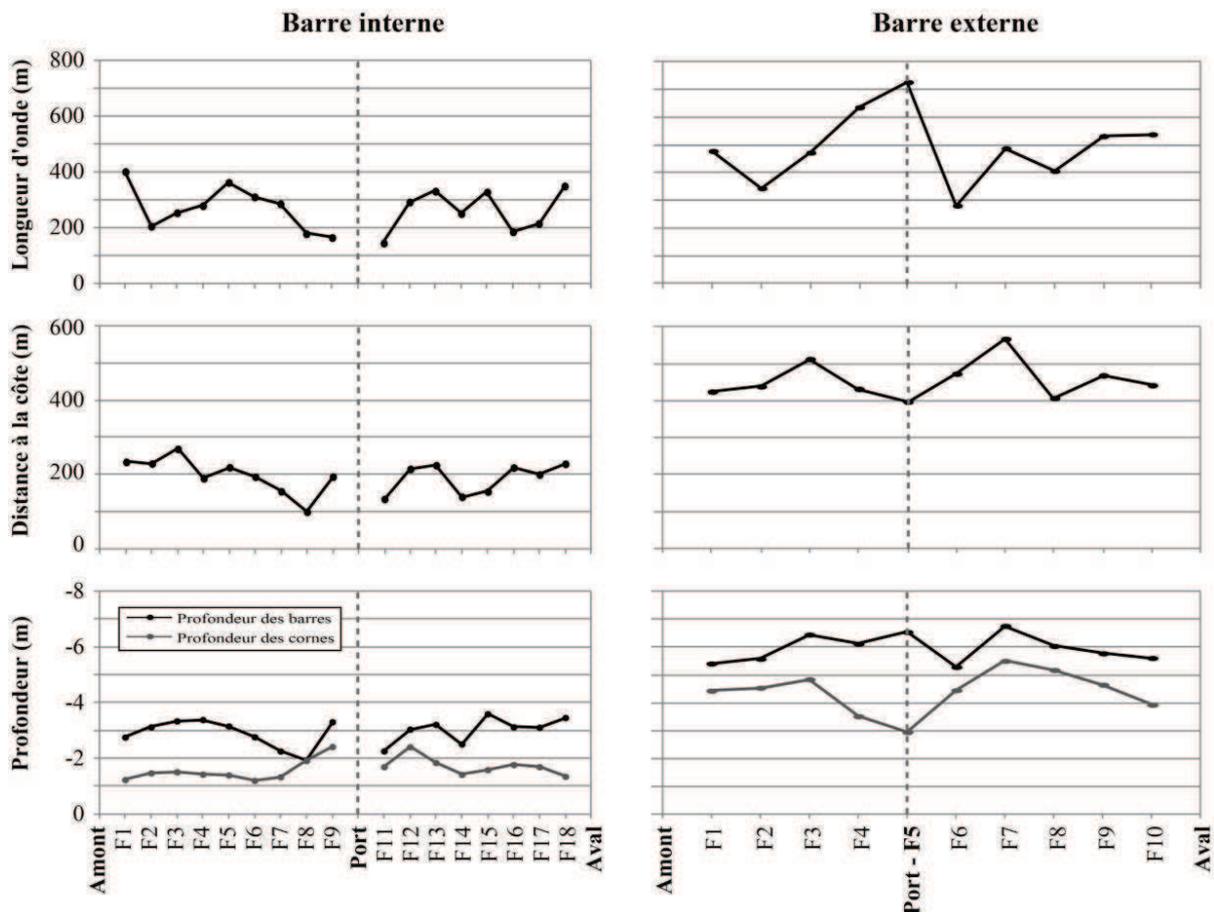


Fig. 3.29 : Evolution longitudinale des paramètres morphométriques de la barre interne et externe de part et d'autre du port de Leucate.

amont-dérive, elle est comprise entre -1,2 m (F_i6) et -1,52 m (F_i3) à l'exception des deux festons contre la jetée qui ont des cornes plus profondes (F_i8 : -1,92 m et F_i9 : -2,42 m). En aval-dérive, elle oscille entre -1,35 m (F_i18) et -1,85 m (F_i13) excepté le feston F_i12 où la profondeur atteint -2,41 m (Fig. 3.29).

Enfin, en amont-dérive du port de Narbonne Plage, la longueur d'onde des festons de la barre interne augmente au passage du Roc de la Batterie. Elle passe de 53 m (F_i2) à 323 m (F_i8), jusqu'à 373 m (F_i10). En aval-dérive du port, la longueur d'onde diminue brutalement (F_i14 : 103 m) puis augmente à nouveau jusqu'à 608 m (F_i16) avant de baisser jusqu'à 357 m (F_i18) (Fig. 3.30). La distance à la côte de la barre interne varie en amont-dérive entre 70 m (F_i7) et 199 m (F_i12) avant d'augmenter brutalement au passage du port (F_i13 : 423 m) et de se stabiliser entre 140 m (F_i18) et 195 m (F_i14) en aval-dérive (Fig. 3.30). La profondeur de la barre interne évolue beaucoup spatialement en amont-dérive contrairement à l'aval-dérive où les valeurs sont assez homogènes et sont comprises entre -2,1 m au feston F_i14 et -1,9 m au feston F_i18 . En amont-dérive, la profondeur augmente d'abord de -1,3 m (F_i1) à -2,3 m (F_i3), diminue jusqu'à -0,7 m (F_i7), augmente à nouveau jusqu'au feston F_i10 (-2,3 m) et finit par diminuer jusqu'à -1,7 m au niveau du port (Fig. 3.30). La profondeur des cornes des festons subit exactement les mêmes variations avec des valeurs en général plus faibles (profondeurs moins importantes qu'au niveau des ventres, comme pour F_i10 : -1,3 m) à l'exception du feston F_i13 , situé au passage du port, où la profondeur des cornes est plus importante (-2,2 m) (Fig. 3.30).

Paramètres morphométriques de la barre externe

Au niveau du port de Canet, la longueur d'onde des festons de la barre externe montre une forte variabilité avec de grands festons entrecoupés de plus petits en aval-dérive (F_e3 : 271 m ; F_e4 : 637 m ; F_e5 : 455 m ; F_e6 : 513 m) et un unique petit feston en amont-dérive (F_e1 : 255 m). La variation de la longueur d'onde semble tout de même présenter une tendance à la baisse en aval-transit (Fig. 3.28). Le seul feston pour la barre externe identifié en amont-transit (F_e1) est distant de 345 m de la côte. Cette distance augmente fortement dès le passage du port (F_e2 : 522 m). Elle diminue ensuite régulièrement pour se stabiliser autour de 300 m (Fig. 3.28). La profondeur des barres est totalement proportionnelle à la distance à la côte de la barre externe. Comme pour la barre interne, la profondeur de la barre au niveau des ventres augmente avec la distance à la côte. Les festons ont une profondeur minimale de -4,5 m au niveau du feston F_e5 et une profondeur maximale de -6,9 m au niveau du feston F_e2 . La valeur la plus importante se situe en aval-dérive, contre la jetée Nord de l'ouvrage (Fig. 3.28). La profondeur des cornes montre la même tendance que pour la profondeur des ventres avec moins de variations. La tendance à l'augmentation de la profondeur de l'amont-dérive vers l'aval-dérive est plus nette avec une profondeur qui varie de -4,5 m en amont-dérive (F_e1) à -2,3 m en aval-dérive (F_e5) (Fig. 3.28).

Au niveau du port de Leucate, la longueur d'onde des festons ne semble pas suivre de tendance particulière (de 402 à 144 m). Elle diminue cependant contre les jetées du port (F_i9 : 164 m et F_i11 : 144 m) (Fig. 3.29). La distance à la côte est comprise entre 234 m (F_i1) et 194 m (F_i6) en amont-dérive avec une forte diminution au niveau du feston F_i8 (100 m). En aval-dérive, elle est plus faible et augmente en s'éloignant du port (de 134 m en F_i11 à 229 m en F_i18), excepté au niveau du feston F_i15 où elle décroît à 154 m sous l'influence du grau de Leucate (Fig. 3.29). La profondeur de la barre suit les mêmes changements que la distance à la côte. Elle varie entre -2,3 m (F_i7) et -3,4 m (F_i4) en amont-dérive de l'ouvrage et décroît au niveau du feston F_i8 (-2 m). En aval-dérive, la profondeur augmente en s'éloignant du port

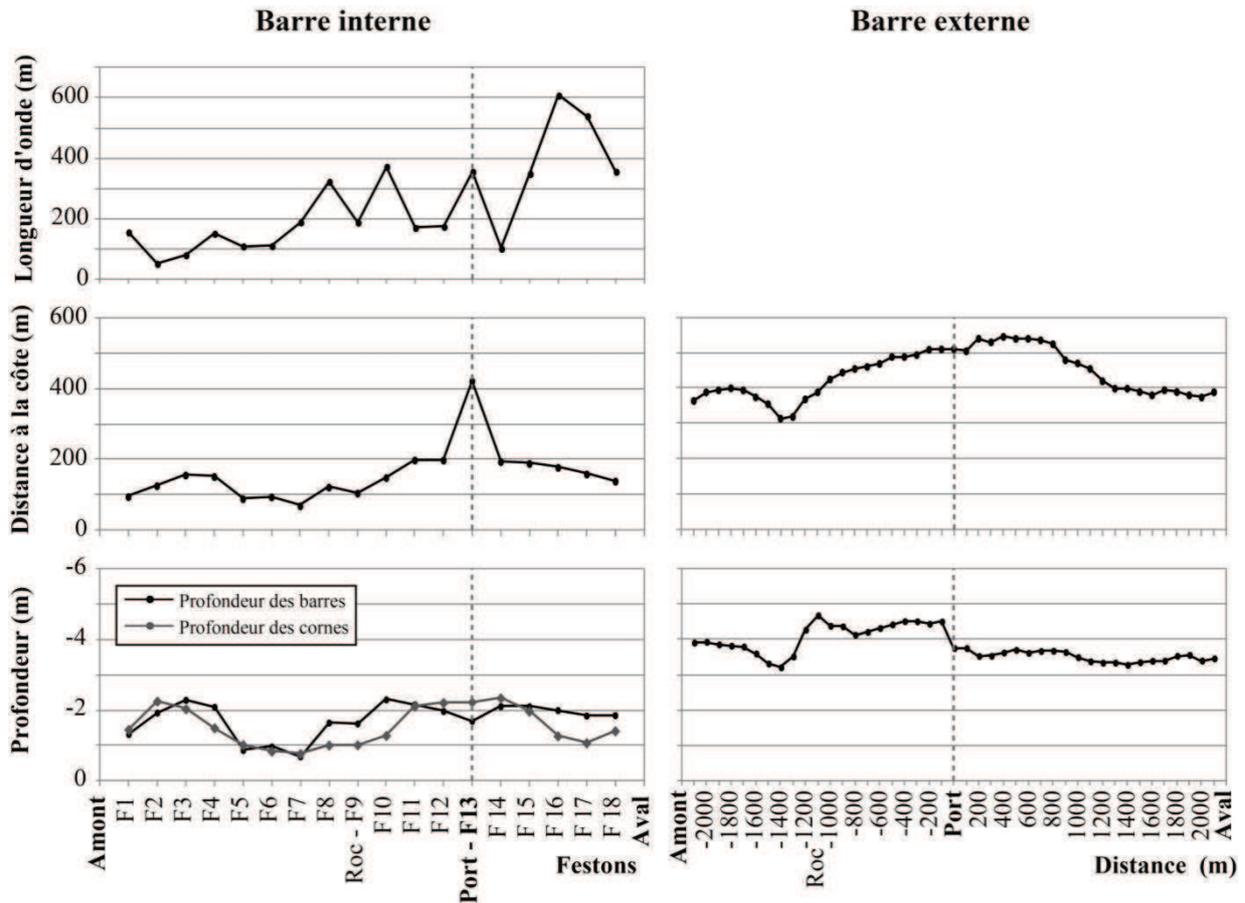


Fig. 3.30 : Evolution longitudinale des paramètres morphométriques de la barre interne et externe de part et d'autre du port de Narbonne Plage.

de -2,3 m (F_{i11}) à -3,5 m (F_{i18}) (Fig. 3.29). Les profondeurs des cornes sont beaucoup plus stables. En amont-dérive, elles sont comprises entre -1,2 m (F_{i6}) et -1,5 m (F_{i3}) à l'exception des deux festons contre la jetée qui ont des cornes plus profondes (F_{i8} : -1,9 m et F_{i9} : -2,4 m). En aval-dérive, elles oscillent entre -1,4 m (F_{i18}) et -1,9 m (F_{i13}), sauf le feston F_{i12} où la profondeur augmente à -2,4 m (Fig. 3.29).

Au niveau de Narbonne Plage, la distance à la côte de la barre externe diminue en amont-dérive au niveau du Roc de la Batterie (de 400 m à -1800 m à 314 m à -1400 m). Le port ne semble pas affecter la distance à la côte, seule une faible augmentation est visible 200 m en aval de l'ouvrage (+ 40 m). La distance diminue à 800 m du port de 539 m jusqu'à atteindre 374 m (Fig. 3.30). La profondeur de la barre externe est perturbée par le Roc de la Batterie, elle baisse légèrement en amont puis augmente brusquement à son passage (de -3,2 m à -1400 m à -4,7 m à -1100m). Au passage du port, la profondeur diminue de -4,5 m (-100 m) à -3,6 (100 m) puis se stabilise en aval transit (\sim -3,5 m) (Fig. 3.30).

3.4.2.4. Variation longitudinale de la pente

La pente de la zone des barres a été mesurée tous les 100 m sur environ 2 km de chaque côté des ports (Fig. 3.31). Au niveau des ports de Canet et de Leucate la pente augmente

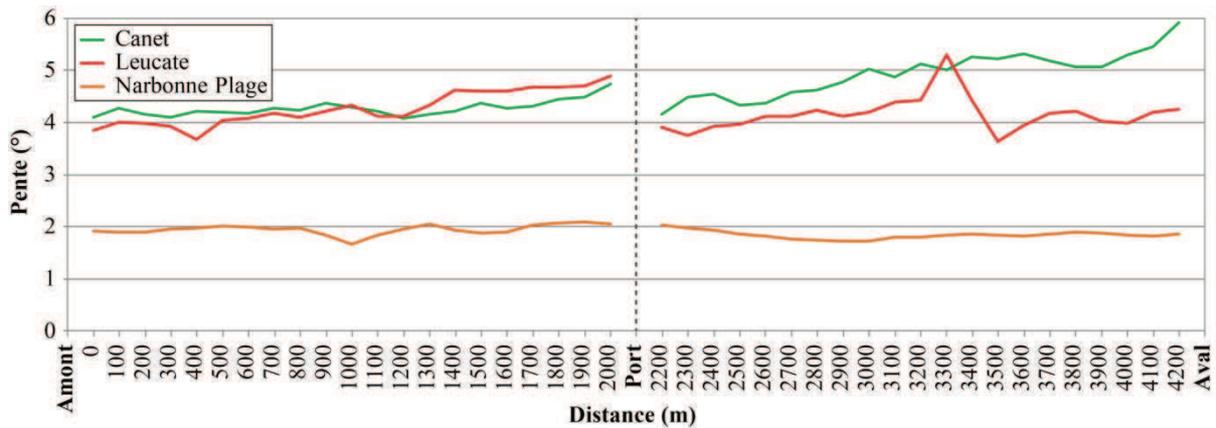


Fig. 3.31 : Evolution longitudinale de pente au niveau des ports de Canet, Leucate et Narbonne Plage.

régulièrement dans le sens de la dérive littorale. La présence du port engendre une baisse locale de la pente, elle passe de 4,7 à 4,2° au niveau du port de Canet et de 4,9 à 3,8° au niveau du port de Leucate. A 1300 m en aval du port de Leucate, les jetées du petit grau entraînent la même baisse avec une pente qui passe de 5,3° en amont à 3,6° en aval. Au bord du port de Narbonne Plage, la pente est plus faible et homogène (2,0° en moyenne). La présence de l'ouvrage ne semble pas générer de perturbations significatives (Fig. 3.31).

3.4.3. Interprétation et Discussion

3.4.3.1. Impacts des ports sur la continuité des barres d'avant-côte

Les nombreux ouvrages portuaires construits sur le littoral du Languedoc-Roussillon présentent une grande variabilité de leurs paramètres d'ingénierie. Ces paramètres dépendent fortement des enjeux liés au tourisme (e.g. surface du port) ainsi qu'aux paramètres hydrodynamiques et météorologiques (e.g. direction de l'embouchure en fonction de l'angle d'incidence de la houle). Le littoral du Languedoc-Roussillon accueille notamment un des ports de plaisance les plus importants d'Europe, Port-Camargue et ses caractéristiques hors normes comparées aux autres ports étudiés.

Le modèle conceptuel de l'impact des ports sur les barres d'avant-côte indique une forte relation entre l'extension du port sur le prisme sableux immergé et la continuité du système de barres. Lorsque l'emprise d'un port sur la mer est faible, les barres sédimentaires parviennent à contourner l'obstacle. Dans le Languedoc-Roussillon, la plus grande jetée franchie par les systèmes de barres possède une longueur inférieure à 220 m (du trait de côte à son extrémité). Les ports d'emprise moyenne (entre 220 et 300 m) vont rompre la barre interne. La barre externe plus éloignée parvient à franchir l'ouvrage. Enfin, lorsque la longueur des jetées est supérieure à 370 m, la forte extension du port vers la mer entraîne la rupture du système de barres dans son ensemble (barre interne et externe).

L'impact de l'extension des ports ou d'ouvrages transversaux sur la continuité des barres a été observé par plusieurs auteurs (Short, 1992; Seaberg, 2002; Seaberg et Krock, 2003;

Seaberg, 2006; Mewis, 2008; Mangor *et al.*, 2010), notamment en ingénierie côtière où les ingénieurs tentent d'éviter l'ensablement de l'ouverture par les barres sédimentaires. Dans ce cadre, Mangor *et al.* (2010) souligne que la rupture ou non des barres d'avant-côte est fonction de l'accumulation sédimentaire en amont transit du port. A l'état initial sans accumulation (comme lors de la construction du port), si l'extension du port est suffisante, les barres sont rompues. A l'inverse, si une forte accumulation sédimentaire se produit en amont-transit du même port, l'emprise diminue et l'avancée du trait de côte et le recul concomitant du système permet le franchissement du port. Cette accumulation est bien visible à Narbonne Plage et Leucate où une à deux barres parviennent à franchir maintenant l'ouvrage. A l'inverse, le trait de côte à Canet varie peu entre l'amont et l'aval et le système de barre est rompue. La faiblesse du volume sédimentaire disponible peut cependant empêcher directement la formation des barres (Argelès-sur-Mer, La Grande Motte et Port Camargue).

Les conditions d'agitation peuvent également influencer la continuité des barres au niveau des ouvrages portuaires (Mangor *et al.*, 2010). Dans le cas d'un littoral fortement exposé aux houles, la zone de barres sera plus large et facilitera le franchissement de l'obstacle. A l'inverse, dans le cas de plages soumises à des conditions d'agitation plus faibles, la zone de barres est plus étroite et les barres ont plus de difficulté à franchir le port. Dans le Languedoc-Roussillon, cette influence est difficilement vérifiable en raison de la forte variabilité à la fois de l'emprise des ouvrages et des conditions d'agitation. Cependant, sur les trois ports étudiés en détail, le système est totalement rompu au niveau du port le plus au Sud (Canet) et continue devant l'ouvrage le plus au Nord (Narbonne Plage), seule la barre interne est rompue au port de Leucate qui est située entre les deux autres. Même si cette observation peut être expliquée par la différence d'emprise du port sur le prisme sableux (cf. section 3.4.2.2), elle pourrait également en partie s'expliquer par une baisse de l'énergie des tempêtes les plus fréquentes (SE) en allant vers le Sud (protection des plages du Sud par les caps rocheux de la côte Vermeille).

3.4.3.2. Impacts des ports sur la morphologie des barres d'avant-côte

Short (1992) observe sur la côte hollandaise que les épis engendrent des courants d'arrachement et peuvent modifier la typologie de la barre d'un stade (vers le domaine dissipatif). Il note cependant que ces ouvrages ne semblent pas déterminer les états de plage ou les processus à plus grande échelle. Dans le Languedoc-Roussillon, **la morphologie** des barres d'avant-côte (linéaires ou festonnées) ne semblent pas être en effet affectés par les ouvrages portuaires. Les systèmes de barres ont la même typologie en amont et en aval-dérive de l'obstacle. Seule la barre externe au niveau du port de Narbonne Plage présente deux très grands festons en aval (LBT) alors qu'elle est linéaire en amont (D), la typologie de la barre change donc d'un stade comme décrit par Short (1992).

L'impact des ports sur la **longueur d'onde des festons, la profondeur et la distance à la côte des barres** est difficile à identifier du fait de la variabilité des caractéristiques des ports, des paramètres de forçage et de la typologie des barres. Cependant, de manière générale, la longueur d'onde des festons est plus faible de part et d'autre du port lorsque la barre est rompue, alors que les barres continues sont marquées par un feston de grande amplitude qui franchit l'ouvrage (Grunnet *et al.*, 2009; Mangor *et al.*, 2010). La distance à la côte des barres varie fortement au niveau des ouvrages, la position des barres s'ajustant aux migrations du trait de côte engendrées par le port. La profondeur de la crête et des cornes de la barre interne

augmente plus ou moins de part et d'autre de l'ouvrage alors que la variabilité des profondeurs de la barre externe ne permet pas d'identifier une influence quelconque.

La **pente de la zone des barres** est plus forte en amont qu'en aval-dérive comme observé à proximité de nombreux ouvrages dans le monde (e.g. Paskoff, 1998; Durand, 1999; Idrissi *et al.*, 2004; Samat, 2007; Grunnet *et al.*, 2009; Rosa-Santos *et al.*, 2009). Ce phénomène résulte de l'accumulation sédimentaire en amont-dérive et de l'érosion en aval dérive qui modifient le profil de plage. L'absence de ce contraste au niveau de Narbonne plage peut s'expliquer par la convergence de la dérive littorale dans ce secteur qui est globalement stable (Durand, 1999; Brunel, 2010).

Dans l'ensemble, le **trait de côte** présente un décalage au niveau des ports, sa position en amont-transit étant plus avancée qu'en aval. Cette configuration a été largement décrite dans la littérature (e.g. Paskoff, 1998; Pilkey et Hume, 2001; Samat, 2007; Kudale, 2010; Ritphring et Tanaka, 2011). Elle est la conséquence de la perturbation par les jetées du port du transit sédimentaire longitudinale généré par les courants de dérive littorale. L'accrétion en amont et l'érosion en aval entraîne ce décalage. Lorsque deux dérives littorales opposées se rencontrent à proximité d'un port, les variations de la position du trait de côte amont-aval peuvent être faibles (e.g. Narbonne Plage), voir nulles (e.g. Gruissan).

3.4.3.3. Extension des perturbations

La distance d'influence des ouvrages portuaires sur les barres d'avant-côte est difficile à déterminer en raison de la proximité des ouvrages entre eux (e.g. grau de Leucate, ouvrages de défense...) et de la superposition de l'influence d'objets géologiques, comme le Roc de la batterie à Narbonne Plage, ou d'objets sédimentaires, comme l'embouchure de la Têt à Canet, qui jouent le même rôle que des ouvrages transversaux. L'affleurement du substratum peut également affecter les barres d'avant-côte localement. Les observations sur l'imagerie LiDAR permettent toutefois d'estimer une extension de la perturbation des ports au minimum de 1300 m en relation directe avec la dimension des ouvrages (Michel *et al.*, 2011; Aleman *et al.*, 2012).

3.4.4. Conclusion

L'étude de la morphologie et des paramètres morphométriques des barres d'avant-côte au niveau des ouvrages portuaires a permis d'apporter de nouveaux éléments sur l'impact que peuvent avoir les ports sur ces barres. D'une part, le modèle conceptuel souligne le rôle prépondérant de l'extension en mer des ouvrages sur la continuité des barres mais également le rôle du disponible sédimentaire et des ouvrages de défenses. D'autre part, les ouvrages portuaires influencent peu la morphologie des barres qui reste linéaire ou festonnée, seule la typologie fine peut légèrement varier. Les paramètres morphométriques (longueur d'onde, distance à la côte et profondeurs) sont quant à eux plus affectés par la présence de l'ouvrage. Un schéma général de ces perturbations est en revanche difficile à définir en raison de la forte variabilité des nombreux paramètres de forçage (dérive littorale, hydrodynamique, budget sédimentaire...) et de l'emprise des ports.

Le trait de côte subit un décalage au passage du port, tout comme la pente plus forte en amont qu'en aval. Ce phénomène est la conséquence d'une accumulation sédimentaire en

amont et une érosion en aval-transit. Du fait de la relation entre la distance à la côte des barres et la position du trait de côte, une position avancée de ce dernier en amont de l'ouvrage peut permettre au système de barres de franchir l'obstacle. Enfin, l'extension longitudinale de la perturbation des ouvrages semblent se développer sur une distance au minimum de 1300 m. L'effet des ports et des objets géologiques s'additionnent généralement entre eux du fait de leur proximité géographique le long du littoral du Languedoc-Roussillon.

Ces travaux soulignent donc les nombreux effets des ports sur les barres d'avant-côte et le littoral en général. L'identification des perturbations reste complexe en raison de la variabilité à la fois des caractéristiques des ports, du contexte géologique, du contexte sédimentaire et de l'hydrodynamique ainsi que de la superposition des perturbations. Ainsi, un schéma général n'est pas applicable mais l'effort de recherche sur ce thème doit être maintenu en raison des forts enjeux que présente les ports (économie touristique) comme les barres d'avant-côte (protection du littoral, zone de transfert et de stockage de sédiment...), et du fait de la faible bibliographie actuelle sur ce sujet. Ces travaux devront être poursuivis en intégrant l'ensemble des 21 ports du Languedoc-Roussillon pour mieux cerner les grandes tendances. L'impact des ports sur une échelle pluri-décennale sera abordé dans le chapitre 4.

3.5. Conclusion générale du chapitre

Le jeu de données LiDAR topo-bathymétriques 3D a permis l'étude de la morphologie de l'avant-côte et des systèmes de barres du Languedoc-Roussillon. Cette nouvelle approche offre **une vision longitudinale continue à très large échelle spatiale** permettant de déterminer l'organisation de la morphologie des barres d'avant-côte et d'identifier comment s'expriment les transitions morphologiques et les grandes perturbations. Cette étude a été réalisée selon trois niveaux de détails : les **domaines morphologiques à l'échelle régionale**, la **typologie des barres à l'échelle des cellules hydro-sédimentaires** et le **couplage et la morphométrie des barres à l'échelle des festons** (Fig. 3.32).

3.5.1. Les morphologies

Six grands domaines morphologiques ont été mis en évidence : les plages réfléchives, intermédiaires, intermédiaires-dissipatives et dissipatives déjà décrites dans la littérature (Wright et Short, 1984) et les plages avec plateau rocheux immergé et sans barres sédimentaires, plus atypiques. L'analyse fine de la typologie des barres a également permis l'identification de stades de transition par rapport aux stades idéalisés des classifications actuelles (stades *TBR/RBB*, configuration avec *points hauts* ou *bien marquée*, *continue* ou *interrompue*, *oblique* ou *régulière*) qui peuvent perdurer sur de longues périodes de temps. Les paramètres morphométriques des barres en festons présentent également d'importantes variations longitudinales et le système présente un couplage principalement en phase entre la barre externe et la barre interne. Cette première analyse montre donc qu'il existe une grande diversité morphologique sur seulement 200 km de plages sableuses quasi continues.

3.5.2. Les transitions longitudinales

Les chercheurs ont principalement étudiés les changements morphologiques au cours du temps (e.g. Van Enckevort et Ruessink, 2003a, b) mais peu d'entre eux se sont intéressés aux variations longitudinales. Les travaux menés dans le Golfe du Lion ont montré que les transitions entre les différents grands domaines morphologiques (états de plage) étaient généralement abruptes au niveau des grands caps rocheux. Des transitions continues peuvent également exister sur de grands linéaires de plages sableuses continues en raison du changement progressif des conditions hydrodynamiques. Des variations existent également localement. L'étude de la typologie des barres en croissants a en effet montré que des changements pouvaient intervenir au niveau d'un feston, définissant les stades de transition cités plus haut. De même, les changements dans le couplage des barres s'effectuent sur de très courtes distances.

3.5.3. Les paramètres de forçages

La difficulté de cette étude réside dans la détermination des paramètres clefs de l'organisation spatiale des morphologies. De nombreux forçages coexistent et présentent une forte variabilité régionale. On peut cependant distinguer trois grands facteurs de contrôle : l'hydrodynamique, les caractéristiques sédimentaires et le contexte géologique.

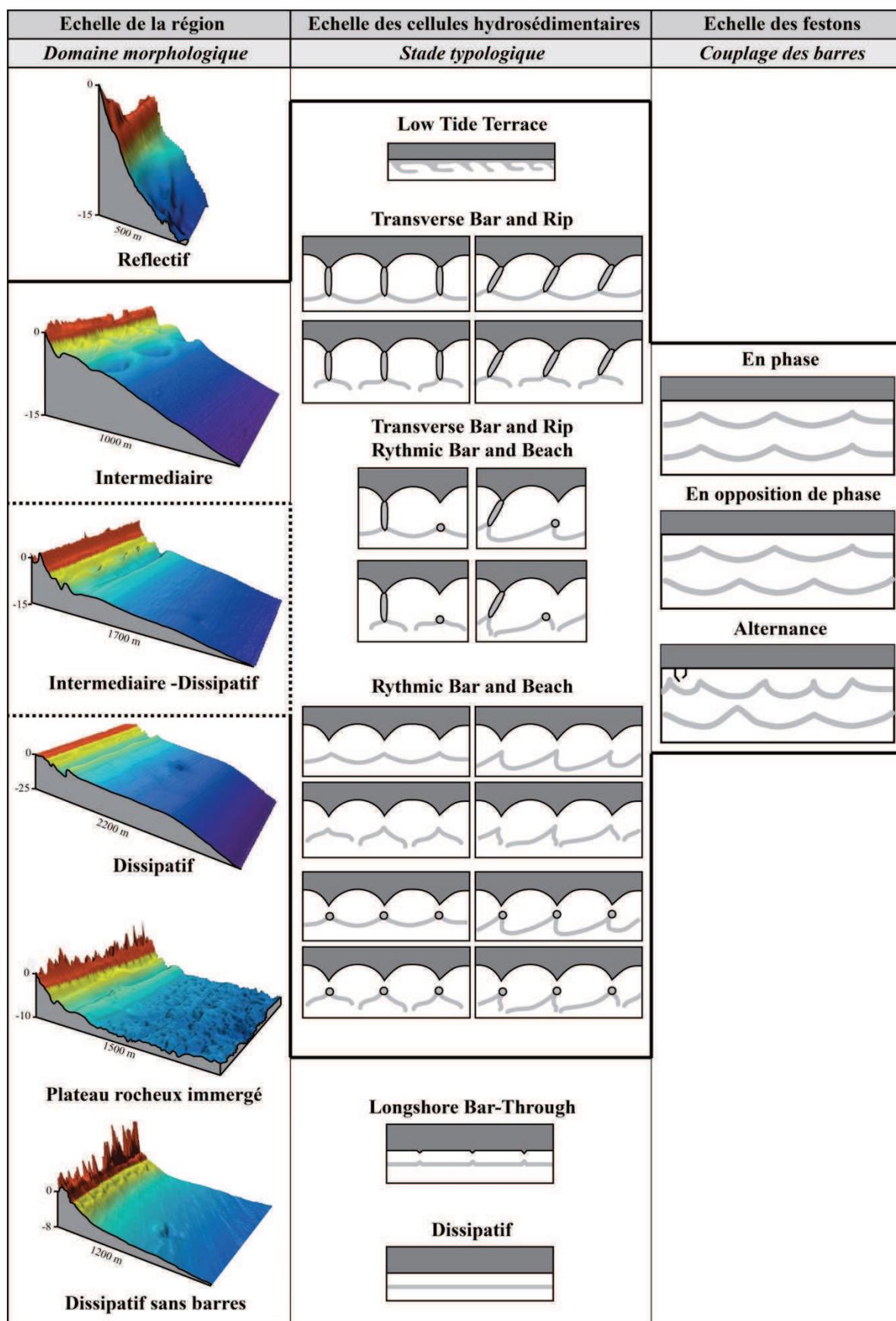


Fig. 3.32 : Les trois niveaux de détail de l'analyse de la morphologie des barres d'avant-côte réalisée dans cette thèse.

Les *conditions d'agitation* dans le Golfe du Lion varient longitudinalement. Les états de plages varient du domaine réfléchissant au domaine intermédiaire puis dissipatif en fonction de l'augmentation de l'énergie dissipée à la côte du Sud vers le Nord. La typologie des barres est également fonction des variations du forçage hydrodynamique (Castelle *et al.*, 2007; Ferrer *et al.*, 2009; Sénéchal *et al.*, 2009; Almar *et al.*, 2010). L'angle d'incidence de la houle (en lien avec l'orientation du trait de côte) et la génération des courants longitudinaux ont plus récemment été identifiés comme paramètres de contrôle du couplage morphologique des barres (Thiébot *et al.*, 2012; Price *et al.*, 2013; Price et Ruessink, 2013).

Les *caractéristiques des sédiments* jouent également un rôle dans l'organisation régionale des morphologies. La taille médiane des sédiments est généralement fonction de l'hydrodynamique et des apports fluviaux. La grande hétérogénéité granulométrique des sédiments de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon influence la morphologie de l'avant-côte par son contrôle du transport sédimentaire et de la pente (Bryant, 1982; Wright et Short, 1984; Akouango, 1997; Short, 1999; Klein et Menezes, 2001; Aleman, 2009; Klein *et al.*, 2010).

Le *cadre géologique* est aussi impliqué dans la distribution des états de plage et typologies de barre. En effet, les caps rocheux jouent le rôle de barrière au transit sédimentaire longitudinal et de protection des plages face aux conditions de forte agitation (Sanderson et Eliot, 1999; Short, 2006; Gómez-Pujol *et al.*, 2007; Short, 2010). De même, le disponible sédimentaire et l'énergie de la houle peuvent être réduits par l'affleurement du substratum sous forme de plateaux rocheux sur l'avant-côte (Sanderson et Eliot, 1999; Jackson *et al.*, 2005; Short, 2006; Scott *et al.*, 2007; Jackson et Cooper, 2009; Short et Woodroffe, 2009; Muñoz-Perez et Medina, 2010; Short, 2010; Scott *et al.*, 2011).

La morphodynamique de l'avant-côte induit des interactions entre ces différents paramètres de forçage qui rendent difficile l'identification précise du rôle de chacun. Cependant, de nombreux changements morphologiques, notamment localement, ne peuvent pas être expliqués uniquement par ces trois paramètres et leurs interactions. Il existe donc des perturbations de ce schéma général.

3.5.4. Les perturbations

La présence de nombreux obstacles transversaux sur l'avant-côte comme les ouvrages portuaires et les embouchures fluviales peut entraîner des perturbations de la morphologie de l'avant-côte. Même si un schéma général des perturbations générées par les ports est difficile à définir en raison de la variabilité naturelle des nombreux paramètres de forçage et des caractéristiques des ouvrages, l'analyse en détail de la morphologie de l'avant-côte à leur proximité a permis de mieux cerner leur influence.

La perturbation du transit sédimentaire et du courant de dérive littorale par les jetées des ports entraîne généralement une accumulation sédimentaire en amont-transit et une érosion en aval-transit. Ce phénomène se traduit par décalage du trait de côte entre l'amont et l'aval (e.g. Paskoff, 1998; Pilkey et Hume, 2001; Samat, 2007; Kudale, 2010; Ritphring et Tanaka, 2011). Les jetées du port peuvent également rompre le système de barre en fonction de leur extension vers le large (Short, 1992; Seaberg, 2002; Seaberg et Krock, 2003; Seaberg, 2006; Mewis, 2008; Mangor *et al.*, 2010). La typologie, la morphométrie et le couplage des barres sont également légèrement perturbés du fait des modifications de la courantologie générées par l'ouvrage (grands festons, éloignement des barres, opposition de phase...) (Short, 1992; Grunnet *et al.*, 2009; Mangor *et al.*, 2010). L'influence d'un port sur l'avant-côte semble

s'étendre longitudinalement sur plus d'un kilomètre. La proximité des ouvrages dans le Languedoc-Roussillon engendre une superposition des perturbations.

3.5.5. Le paramètre de Dean

L'utilisation du paramètre de Dean (Dean, 1973; Wright et Short, 1984) pour prédire les états de plage est de plus en plus remis en question pour des environnements significativement différents de celui dans lequel il a été défini (Anthony, 1998; Levoy *et al.*, 2000; Masselink et Pattiaratchi, 2001; Jackson *et al.*, 2005). Sa capacité de prédiction des états de plages du Languedoc-Roussillon a été analysée et des tests de sensibilité à la période hydrodynamique et aux échantillons sédimentaires considérés ont été effectués.

La forte variabilité saisonnière des conditions d'agitation entraîne d'importantes variations du paramètre de Dean (Ω) (Gómez-Pujol *et al.*, 2007; Jiménez *et al.*, 2008). L'utilisation des conditions les plus énergétiques (tempêtes) comme celles précédant le levé LiDAR (août 2009) pour le calcul de Ω génèrent un ratio $\Omega_{\text{prédit}}/\Omega_{\text{observé}}$ très faible. En moyenne, les conditions hydrodynamiques d'automne entraînent le meilleur rapport qui est de seulement 31%. La localisation des échantillons sédimentaires influence également les valeurs du paramètre de Dean (Benedet *et al.*, 2004a). Les sédiments du haut de plage, de la berme et du talus de collision génèrent des valeurs de Ω très éloignées des morphologies observées. Les sédiments de la barre interne, barre externe et glacis donnent de meilleurs résultats.

Ce travail indique donc que la qualité de discrimination de Ω est influencée par la variabilité spatio-temporelle des conditions hydrodynamiques et des caractéristiques des sédiments. Il apparaît nécessaire d'identifier avec précision les paramètres responsables des réactions morphologiques des systèmes plage. Dans le Golfe du Lion, le meilleur rapport total $\Omega_{\text{prédit}}/\Omega_{\text{observé}}$ est obtenu en utilisant la taille moyenne des sédiments des environnements immergés (barre interne, externe et glacis) couplés aux conditions hydrodynamiques moyennes annuelles. En conséquence, le paramètre Ω nécessite des ajustements pour être efficace dans ce type d'environnement mais peut être cependant utilisé comme prédicteur grossier des états de plage généraux (dissipatif, intermédiaire et réfléchissant).

Chapitre 4

DYNAMIQUE DE L'AVANT-CÔTE

4.1. Introduction

Le système côtier dans son ensemble est très dynamique à différentes échelles de temps et d'espace et peut ainsi avoir un impact significatif sur l'environnement et les activités humaines (Pilkey et Hume, 2001). L'avant-côte est soumise aux actions de la houle et des courants qui vont engendrer un transport et une redistribution des sédiments. Cela entraîne une variabilité du budget sédimentaire et des morphologies (Boyd *et al.*, 1992; Catuneanu *et al.*, 2002). Sur une échelle pluri-décennale à séculaire, le comportement général de l'avant-côte et du budget sédimentaire est encore peu étudié (Cowell et Thom, 1994; Masselink et Huges, 2003; Hinton et Nicholls, 2007) en raison du manque de données de bonne qualité sur une petite échelle spatiale (Stive *et al.*, 1990; Stive *et al.*, 2002) et de la compréhension limitée des interactions entre de nombreux forçages. De plus, il est difficile d'intégrer l'influence des processus agissant à court terme sur une échelle de temps plus longue (De Vriend, 1991).

La dynamique des barres d'avant-côte est une composante essentielle de la variabilité du budget sédimentaire en raison du volume sédimentaire important qu'elles représentent. Sur des échelles de temps plus courtes, les barres présentent non seulement une morphologie variée et complexe mais constituent également des objets très dynamiques. Elles sont soumises aux importantes fluctuations du climat de houles et des courants qui induisent leur dynamique (changement de morphologie et/ou de position, apparition et/ou disparition). Ces évolutions ont attiré l'attention des chercheurs côtiers depuis plusieurs décennies (e.g. King et

Williams, 1949; Hom-Ma et Sonu, 1962; Sonu, 1973; Short, 1979; Goldsmith *et al.*, 1982; Coco et Murray, 2007).

La dynamique des barres d'avant-côte varie selon l'échelle de temps considérée. Les conditions d'agitation semblent contrôler la migration des barres linéaires à l'échelle événementielle à mensuelle. Elles ont tendance à migrer vers le large lors des forts coups de mer et vers la côte lors des périodes de faible agitation (e.g. Sallenger *et al.*, 1985; Gallagher *et al.*, 1998). La hauteur de houle contrôle la vitesse et la direction de migration (Plant *et al.*, 1999). Cependant, à l'échelle pluri-annuelle, un cycle de migration des barres vers le large a été observé sur plusieurs sites, nommé *Net Offshore Migration* (NOM) (e.g. Lippmann *et al.*, 1993; Ruessink et Kroon, 1994; Wijnberg et Terwindt, 1995; Plant *et al.*, 1999; Shand *et al.*, 1999; Kuriyama et Lee, 2001). Ce cycle est entretenu par la dégénérescence progressive de la barre externe qui va permettre une augmentation de l'énergie dissipée sur la barre interne. Celle-ci va alors migrer vers le large à la place de l'ancienne barre externe permettant l'apparition d'une nouvelle barre près du rivage (Fig. 4.1). Ce comportement a été observé sur seulement quelques plages à barres dans le monde présentant un large panel de paramètres environnementaux (caractéristiques sédimentaires et conditions de houle et de marée) (Khafagy *et al.*, 1992; Lippmann *et al.*, 1993; Ruessink et Kroon, 1994; Wijnberg et Terwindt, 1995; Shand, 2000; Kuriyama et Lee, 2001; Certain et Barusseau, 2006; Tatui *et al.*, 2011).

Les différentes études du NOM ont montré qu'il existe une grande variabilité intersites (Shand *et al.*, 1999; Van Enckevort et Ruessink, 2003). Sur certains sites, le phénomène de NOM semble être déclenché par les événements de forte énergie (Ruessink et Terwindt, 2000; Certain et Barusseau, 2006) alors que sur certaines côtes, les cycles de NOM se produisent en continu (Wijnberg et Terwindt, 1995; Van Enckevort et Ruessink, 2003). Cette différence se traduit par une variabilité des paramètres de la NOM comme le temps de vie moyen de la barre qui varie de 2,5 à 20 ans, le taux de migration moyen qui varie entre 30 et 200 m/an et la période de retour moyenne qui varie entre 1,2 et 15 ans (Shand et Bailey, 1999).

Les courants de retour lors des tempêtes semblent être un des principaux forçages permettant la migration des barres vers le large (Gallagher *et al.*, 1998; Ruessink *et al.*, 1998; Plant *et al.*, 2001). Cependant, les études sur la variation du volume sédimentaire au cours du cycle de NOM ont montré que celui-ci se produit à volume constant. Les auteurs ont donc suggéré que les sédiments perdus par la barre externe lors du processus de désintégration nourrissent la barre interne par des processus indéterminés impliquant un transport vers la côte (Wijnberg, 1995; Ruessink et Terwindt, 2000). D'autre part, l'équilibre du bilan sédimentaire pourrait également être expliqué par un apport sédimentaire longitudinal (Aagaard *et al.*, 2010). Enfin, la présence sur certains sites de barres d'avant-côte légèrement obliques par rapport à la côte a interrogé certains chercheurs sur leur rôle dans le processus de NOM (Kroon, 1991; Lippmann *et al.*, 1993; Kroon, 1994).

Ainsi, plusieurs grandes questions sur le comportement régional du littoral à l'échelle pluri-décennale à séculaire reste à résoudre :

- Quelles est le **comportement de l'avant-côte à l'échelle séculaire** et les **facteurs de contrôle** ?

- Quelles sont les **conditions nécessaires au déclenchement** de la NOM et les **processus physiques mis en jeu** ?

- Qu'est ce qui **contrôle la variabilité spatiale** des caractéristiques du NOM ?

- Quelles sont les interactions entre le **transport sédimentaire** et la **migration des formes longitudinalement à la côte** ?

- Est-ce que l'**action anthropique** peut avoir des effets significatifs sur les modèles établis en milieu naturel ?

Dans ce cadre, l'objectif de ce chapitre est 1) de quantifier l'**évolution du budget sédimentaire de l'avant-côte à l'échelle de plus d'un siècle régionalement** et d'identifier l'**influence des paramètres naturels et anthropiques**, 2) de déterminer la **distribution du phénomène NOM à l'échelle régionale** et les **processus permettant son déclenchement**, 3) d'apporter des éléments de réponse quant aux **paramètres impliqués dans la variabilité intersites** des caractéristiques de la NOM, 4) d'identifier le **rôle des barres d'avant-côte légèrement obliques par rapport à la côte** et de la **composante longitudinale du transport sédimentaire** dans le cycle de NOM, et enfin 5) de mieux comprendre les **processus physiques mis en jeu** lors de la dégénérescence de la barre externe et la migration des barres vers le large. Une fois de plus, ce travail est rendu possible par la vision longitudinale à petite échelle fournie par l'imagerie LiDAR 3D et le grand jeu de données bathymétriques à long terme, inédit à l'échelle d'une région.

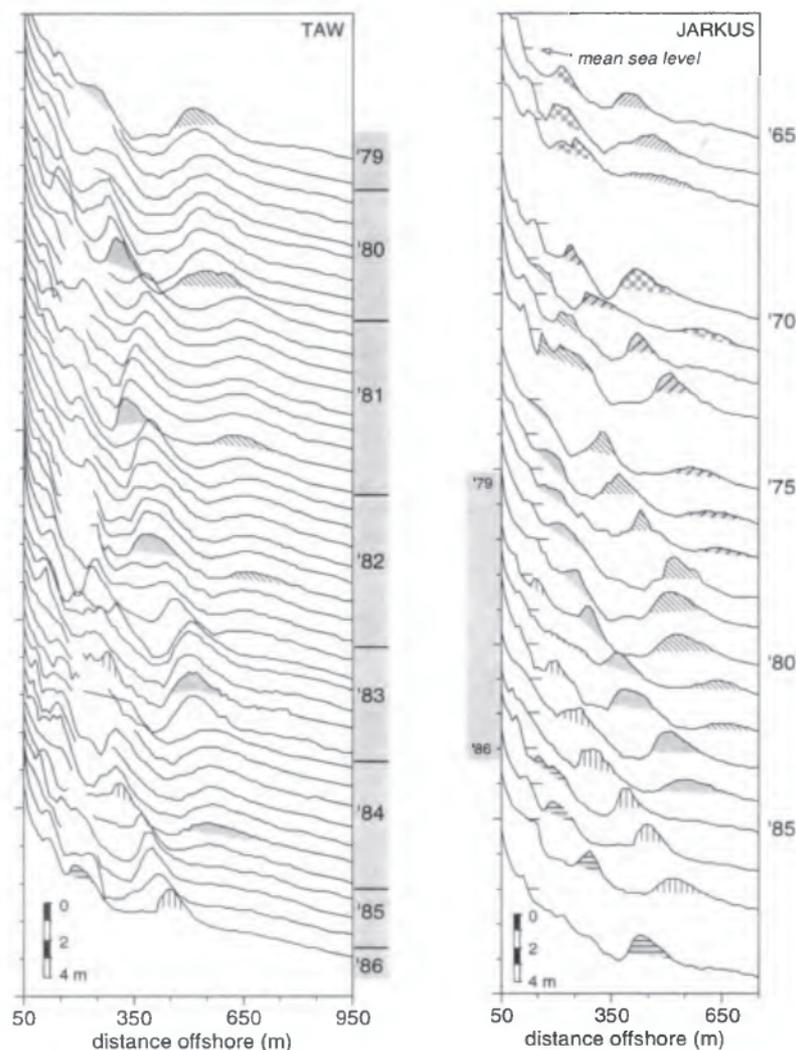


Fig. 4.1 : Séquence de cycle de NOM sur la côte hollandaise (d'après Wijnberg, 1996).

4.2. Evolution séculaire du budget sédimentaire

Ce chapitre a fait l'objet d'une conférence et d'une publication en collaboration dont la référence est la suivante :

C. Brunel, R. Certain, F. Sabatier, N. Robin, J.-P. Barusseau, **N. Aleman** and O. Raynal (in press). 20th century sediment budget trends on the Western Gulf of Lions shoreface (France): an application of an integrated method for the study of sediment coastal reservoirs. *Geomorphology*.

4.2.1. Résumé de l'article

Cet article présente une quantification du budget sédimentaire à une échelle régionale et les variations de l'épaisseur de la couche de sable supérieure (USU) à l'échelle séculaire. Les résultats sont corrélés aux transports de sédiments (apports par les fleuves et redistributions longitudinales), au changement climatique annoncé et aux activités anthropiques sur l'avant-côte et les bassins versants. Ce travail se base sur l'analyse de levés bathymétriques à l'échelle du siècle (SHOM 1895 - SHOM 1984 - LIDAR 2009) combinée à des levés sismiques et aux connaissances sur le contexte géo-environnementale du site. Les résultats montrent que :

- L'avant-côte subit une érosion résiduelle lors du dernier siècle ($-26,1.10^6 \pm 4,6.10^6 \text{ m}^3$). Cette tendance n'est pas constante dans le temps. Le bilan est légèrement positif entre 1895-1984 ($+4,9.10^6 \pm 3,5.10^6 \text{ m}^3$) alors qu'une érosion significative se produit entre 1984-2009 ($-30,2.10^6 \pm 4,2.10^6 \text{ m}^3$), postérieure aux implantations massives d'urbanisations sur le littoral. L'évolution séculaire du volume de l'USU montre que le réservoir sableux d'avant-côte est significativement érodé en un siècle.

- La diminution du budget sédimentaire de l'avant-côte semble être liée à plusieurs facteurs : la baisse des apports par les fleuves côtiers, le gradient de transport longitudinal, les pertes vers le large et les pratiques de dragage. L'augmentation de la fréquence et de l'intensité des houles de tempête, couplée avec la montée du niveau des mers, semblent être des facteurs secondaires du comportement à grande échelle de l'avant-côte depuis un siècle. Ce constat risque d'évoluer avec les prévisions de montée de niveau de la mer à l'horizon 2100.

- Seule une nouvelle source d'apport pourrait compenser le manque d'apports sédimentaires actuels. Le remaniement de galets provenant de l'affleurement d'anciens dépôts fluviatiles quaternaires peut très localement recharger certaines plages.

- Dans le contexte actuel de conditions marines, fluviales et anthropiques, le déficit sédimentaire identifié ne peut plus être comblé naturellement. Ainsi, de nouveaux efforts de gestions du littoral devront être engagés (rechargements, recul stratégique...).

En conclusion, ce travail souligne l'intérêt de la mise en commun de données bathymétriques et sismiques couvrant une grande échelle spatio-temporelle. La relation entre le comportement de la côte à grande échelle d'une part et le volume initial de l'USU d'autre part, est complexe et doit être évaluée dans chaque étude de cas. Cette méthode permet d'obtenir une meilleure estimation du budget sédimentaire côtier et devrait permettre aux politiques et gestionnaires de l'environnement de prendre des décisions adaptées.

4.2.2. Introduction

The coastal system is highly dynamic at different scales in time and space, which can have potentially significant impacts upon both ecological and human environments (Pilkey et Hume, 2001). Indeed, the morphological unit located between the beach and the shelf, most commonly referred to as the shoreface (Wright et Short, 1984; Van Rijn, 1998), represents a “buffer zone” between the land and the sea, where waves have a significant impact on sediment transport and distribution. Consequently, the shoreface contributes in a major way to the coastal sediment budget by acting as either a sink or a source of sediment and represents an important control on shoreline movement (McNinch et Wells, 1999; Aagaard *et al.*, 2004; Hequette et Aernouts, 2010; Aagaard, 2011). Unfortunately, it is extremely difficult to establish shoreface sediment budgets accurately (Pilkey *et al.*, 1993; Kana, 1995). The shoreface behaviour remains poorly understood (Cowell et Thom, 1994; Masselink et Huges, 2003; Hinton et Nicholls, 2007), especially at the longest (secular) timescales because: (1) the lack of a good-quality long-term data means that it is necessary to observe coastal behaviour on a sufficiently large spatial scale (100 km) (Stive *et al.*, 1990; Stive *et al.*, 2002), (2) there is limited understanding of interactions between numerous forcings in time and space, and (3) the difficulties of upscaling knowledge of short-term processes on a longer timescale (De Vriend, 1991). As a result, many approaches for studying coastal systems often focus on detailed processes or small spatio-temporal scales rather than considering Large Scale Coastal Behaviour (LSCB) that describes coastal evolution taking place over decades or centuries.

Hence, due to the increasing natural and anthropic pressures on the coastal environment (Hinton et Nicholls, 2007), many examples worldwide show the importance of grasping the long-term response of the coastal zone to different forcings. Indeed, the spatial and temporal behaviour of the shoreface has direct applications in coastal engineering projects involving beach nourishment (Van Duin *et al.*, 2004), the siting of coastal structures (Larson et Kraus, 1994), or more generally, the preservation of towns and touristic complexes on the sandy shoreface over the next decades (Sabatier *et al.*, 2006). Furthermore, according Stern (2007) it is cheaper to prevent erosional problems than to be faced with their consequences.

In this paper we propose an integrated approach to provide a meaningful assessment of the availability of sediment in the littoral zone at a regional scale and its evolution throughout the last century.

This study, based on bathymetry and high-resolution seismic data for determining the volumes of the nearshore sediment prism (McNinch, 2004; Miselis et McNinch, 2006; McNinch et Miselis, 2012), concerns the Languedoc-Roussillon shoreface (western Gulf of Lions, Mediterranean Sea, SE France). Many coastal studies have been conducted in this region, including several quantitative approaches (Barusseau et Saint-Guily, 1981; Barusseau *et al.*, 1994; Barusseau *et al.*, 1996; Durand, 1999; Certain *et al.*, 2004; Certain *et al.*, 2005). However, most of these studies have concentrated on shoreline evolution on meso- to macro-scales (month to year or decametre to kilometre), with the result that issues such as overall sediment budget and shoreface evolution at hyper-scales (> 100 km and decade to century scale) remain poorly understood.

The overall aim of the present study is to illustrate how an integrated method putting together extensive bathymetric datasets, seismic and LiDAR investigations, and a sound knowledge of the morphodynamic context allows quantifying the evolution of a shoreface sediment budget over a period of more than a century (1895- 2009) at the regional scale (>100 km).

4.2.3. Environmental setting

4.2.3.1. The geological context and morphology of beaches

The investigated area corresponds to the “Languedoc-Roussillon” coast, located in the western part of the Gulf of Lions, forming about 200 km of coastline between Argelès in the south, close to the border between France and Spain, and Le Grau du Roi in the north (Fig. 4.2), close to the Western limit of the Rhône delta.

The coast is mainly made up of sand beach barriers interrupted by rocky capes (Cap Leucate, Cap d’Agde, Sète) delimiting four main sedimentary compartments (Fig. 4.2) (Barusseau et Saint-Guily, 1981; Barusseau *et al.*, 1994; Barusseau *et al.*, 1996).

Beach states are mainly intermediate to dissipative and rarely reflective according to Wright and Short’s classification (1984). The upper shoreface is generally characterized by a succession of 1–3 bars and troughs and a mean slope of 1 to 3% (Aleman *et al.*, 2011). The lower shoreface, located offshore from the outer bar, is characterized by a very gentle and

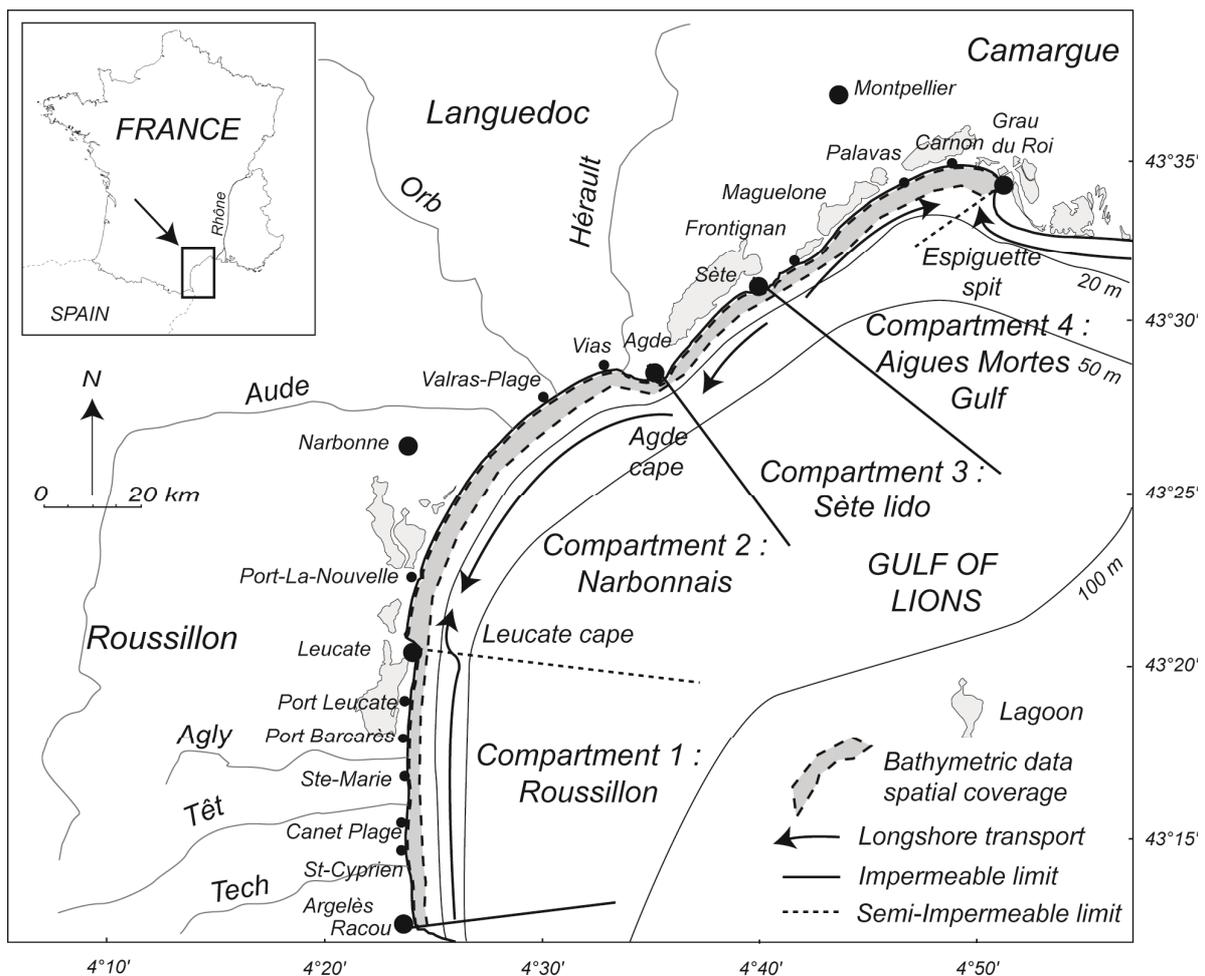


Fig. 4.2: Coastline of the western Gulf of Lions divided into four main compartments. Arrows indicate the longshore drift direction. The nature of the limits between compartments is explained in the text.

uniform slope (< 1%). In the case of the Languedoc-Roussillon coast, the mean closure depth (Hallermeier, 1981) is around -6 and -8 m (Sabatier *et al.*, 2004).

The superficial sediments of the shoreface are represented on average by generally well sorted fine to medium sands (125–320 μm). However, significant cross-shore variations are observed with a general seaward decrease of grain size (Jago et Barusseau, 1981). Longshore variations are also seen in the grain size distribution. The coarsest sediments are generally found in the vicinity of river mouths and a downdrift decrease in grain-size is observed along the coast. The littoral sands generally overlie a rocky substratum or older sedimentary formations ranging from the Quaternary to the Pliocene in age (Martin *et al.*, 1981; Barusseau *et al.*, 1996; Raynal *et al.*, 2009).

4.2.3.2. Marine dynamics

The Gulf of Lions is a typical wave-dominated microtidal environment according to the classification of Hayes (1979). Two wind orientations prevail in the study area: NW offshore winds (60% of the time) and E-SE onshore winds (30% of the time) (Mayençon, 1992). At the coast, the significant wave height (H_s) generated by the offshore winds is generally low. For SE swells generated by the onshore winds, the wave height is lower than 1 m for 80% of the time (L.C.H.F., 1984), but during storms (i.e. about a dozen times per year) it can exceed 3.5 m, reaching 7 m during exceptional storms (1997, 2003). The maximum swell at Sète is 5, 7.8 and 9 m, for return periods of 1, 10 and 100 years, respectively (L.C.H.F., 1984). Although tidal range is lower than 0.25 m (S.H.O.M., 2008), onshore winds during storms induce a set-up of the sea level that reaches +1 m NGF at the coast during storms (Gervais *et al.*, 2011). Temporal analysis of mean sea level shows a rise of 11 cm during the 20th century at Marseilles, corresponding to a trend of +1.1 mm/year (Pirazzoli, 1986; Brunel et Sabatier, 2009).

Onshore winds and the associated wave climate induce several residual longshore currents of different directions along the coast. Sediment volumes transported by the longshore currents have been estimated as ranging from 10,000 to 40,000 m^3 per year (L.C.H.F., 1984; Durand, 1999). Because of the curved orientation of the studied coastline (Fig. 4.2), the residual littoral drift is directed northward in compartment 1, towards the southwest in compartment 2, inducing a zone of convergent longshore drifts at Port-La-Nouvelle. Between compartments 3 and 4, wave refraction due to rocky banks at Frontignan lead to divergent longshore drift directed towards the SW in compartment 3 and towards the NE in compartment 4. At a regional scale, this partitioning reflects a contrast between the central part, where the longshore transport converges towards a stable or accretional area, and the southern and north-eastern ends of the study area which are subject to erosion (CETE Méditerranée et IPSEAU, 1997; Durand, 1999; CETE Méditerranée, 2002).

4.2.3.3. Fluvial inputs

In compartments 1 and 2, beach shoreface sediment is supplied by six rivers (Fig. 4.2), the Roussillon rivers (Tech, Têt and Agly) in the south (compartment 1), and the Narbonnais rivers (Aude, Orb and Hérault) in the centre (compartment 2). Compartments 3 and 4 are devoid of any rivers but during the final stages of the Holocene, the Rhône and Hérault rivers supplied large amounts of sediments to this eastern part of the gulf (Duboul-Razavet, 1956;

L'Homer *et al.*, 1981). The reworked material of the prodeltaic lobes built by these rivers was re-distributed over the shoreface, being transported downdrift of these compartments by wave action (Sabatier *et al.*, 2006; Sabatier *et al.*, 2009; Ferrer *et al.*, 2010). However, due to the eastward avulsion of the Rhone 5000 years ago, the mouth is situated too far east and, as a result, no natural sand input is able to balance the erosion of the beaches in the northern part of the gulf (Sète Lido, Gulf of Aigues Mortes) (Sabatier et Suanez, 2003; Sabatier *et al.*, 2006; Ferrer *et al.*, 2010).

The Mediterranean climate (annual rainfall 700 mm) is characterized by generally long-lasting dry periods, separated by short storm events. These events cause occurrences of recurrent heavy floods (Serrat *et al.*, 1996): catastrophic flash-floods of only a few hours are well known in the region (Pardé, 1941). Because of the vicinity of the mountains, all these rivers supplied large quantities of sediment (several millions of m^3) to the shore until recent times. In 1940, for instance, catastrophic floods of the Tech, Têt and Agly rivers discharged into the sea between 9 and $13.5 \times 10^6 m^3$ (Pardé, 1941) (Tab. 4.1). Since the middle of the 20th century, river management, reforestation and dam constructions have resulted in a drastic decrease of sediment supply to the coast (DDAF et Service RTM des PO, 1990; Durand, 1999). From 1978, the maximum river discharge has been interrupted by 20 due to dams (Têt example: Fig. 4.3) and a sediment volume of 370 000 m^3 appears trapped in dams on the Agly and Têt rivers (DDAF et Service RTM des PO, 1990). Furthermore, from 1971 to 1992, at least $7 \times 10^6 m^3$ of sands and pebbles were extracted from river beds in the Languedoc-Roussillon region (Durand, 1999). This practice has been forbidden since 1992.

According to DDAF et Service RTM des PO (1990), Koulinsky (1998), Serrat *et al.* (1996); Serrat *et al.* (2001), IRS (2000) and Bourrin *et al.* (2006), particulate sediment flux of the rivers (sands, gravels and pebbles) has become limited in recent decades (Tab. 4.1). The total annual sediment flux can be estimated at between 260 500 and 357 700 m^3 , corresponding to a sediment volume of 6.5 to $8.9 \times 10^6 m^3$ supplied by the rivers from 1984 to 2009 in the southern part of the Gulf of Lions.

Tab. 4.1: Main parameters of Languedoc-Roussillon rivers. Data sources: DDAF. des Pyrénées-Orientales, 1990; Koulinsky, 1998; Serrat *et al.*, 1996, 2001; Bourrin *et al.*, 2006; IRS, 2000. Flood solide sediment flux data: Pardé, 1941.

River	Catchment area (km^2)	River length (km)	Mean discharge (m^3/s)	Bedload transport (m^3/y)	1940 Flood Solid load ($M m^3$)
<i>Tech</i>	726	82	9	1 000 / 18000	5 / 7.5
<i>Têt</i>	1300	114	13	18 500 / 34 500	2.5 / 3.5
<i>Agly</i>	1040	80	7	1 000 / 5 200	1.5 / 2.5
<i>Aude</i>	830	150	45	80 000 / 100 000	No flood
<i>Orb</i>	4374	115	22	80 000 / 100 000	No flood
<i>Hérault</i>	2250	135	52	80 000 / 100 000	No flood

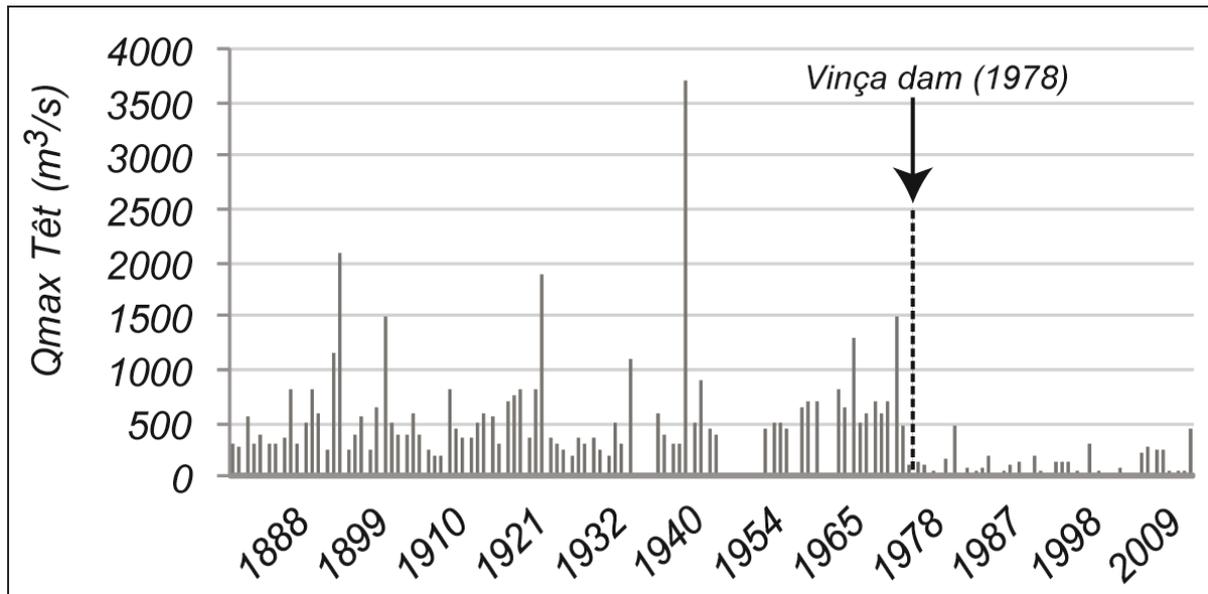


Fig. 4.3: Annual Q_{max} (m^3/s) for Têt river at Perpignan from 1876 to 2010, before and after construction of Vinça dam in 1978 (modified after Bourrin, 2007).

4.2.3.4. Engineering works for coastal development and defence

The Languedoc-Roussillon coast has been transformed since the 1960s by the construction *ex nihilo* of 12 seaside and yachting resorts (Mission Racine). Today, more than 30% of the Languedoc-Roussillon coastline is equipped with hard coastal defence structures (IFEN, 2007; Anthony et Sabatier, 2012) aimed at protection from disturbances in longshore drift induced by the harbour jetties. Rip-rap operations have been undertaken all along the coast, except in the south of compartment 2 and in the central parts of compartments 3 and 4.

Since 1980-90 sand beach nourishment has also been implemented. In compartment 1, $1.5 \times 10^6 m^3$ of sediment has been bypassed from the updrift to the downdrift part of the harbours. In compartment 4, a unique beach nourishment operation involving a volume of $1.1 \times 10^6 m^3$ was carried out in 2008 by transferring sand trapped in the Espiguette spit towards the beaches of the Gulf of Aigues Mortes.

Finally, in compartment 2, dredging in the harbour channel of Port-La-Nouvelle has led to the removal of $1.5 \times 10^6 m^3$ of sands between 1984 and 2009, which were then released at a disposal site at a water depth of 20 m.

4.2.4. Methods

4.2.4.1. Bathymetric data

Three high-quality bathymetric datasets (1895, 1984 and 2009) were analysed (Tab. 4.2) to determine and quantify the long-term bathymetric changes of the Languedoc-Roussillon shoreface.

Bathymetric data from 1895 (oldest accurate sounding data available for the whole study area) were collected by the SHOM (Service Océanographique et Hydrographique de la Marine) by means of theodolite triangulation and then compiled on nautical charts. Most of these charts had never been scientifically analysed in Languedoc-Roussillon before Brunel (2010). Their treatment was based on classical methods (Dolan *et al.*, 1980), applied in similar long-term sediment budget studies on other parts of the French coast: Rhône delta, eastward of Languedoc-Roussillon (Sabatier *et al.*, 2006; Sabatier *et al.*, 2009) and Marennes-Oléron Bay, Maumusson Inlet, on the French Atlantic coast (Bertin *et al.*, 2004; Bertin *et al.*, 2005). The charts were scanned (600 dpi), digitized and georeferenced in French metric Lambert 93 coordinates. The geometrical correction was carried out with ER Mapper© software, from a reference document consisting of the BD-ortho 1998©, a highly accurate georeferenced aerial photograph mosaic produced by the IGN (Institut Géographique National). Then, sounding points were manually digitised using the Geographic Information System Map Info 7.5©. Bathymetric data from 1984 (closest to the Mission Racine sounding data points available for the whole study area) collected by the SHOM were extracted from the HistoLitt® data base, a very accurate georeferenced data base of sounding points compiled by SHOM-IGN. Bathymetric data from 2009 collected by FUGRO were extracted from the “LiDAR 2009” data base of DREAL (Direction Régionale de l’Environnement, de l’Aménagement et du Logement).

All soundings are corrected to the common French horizontal and vertical reference system (Lambert 93 and the French National Levelling vertical datum) using GIS and image processing software (Map Info 7.5©). According to the SHOM, the maximum vertical error does not exceed ± 0.3 m for the 19th Century survey (1895 data) and ± 0.2 m for the 20th Century survey (1984 data). According to Aleman *et al.* (2011) the maximum vertical errors do not exceed ± 0.3 m for the LiDAR bathymetric survey (2009 data) (Tab. 4.2). The X and Y coordinates errors are estimated at ± 10 m for the 1895 and 1984 SHOM data, and ± 3 m for the 2009 FUGRO data; however, due to the very gentle mean slope, between 1 and 3 % for the upper shoreface and less than 1% for the lower shoreface (Certain *et al.*, 2005), we assume that horizontal errors are negligible in the volume estimation.

Taking into account these corrections and uncertainties, the measurement reliability was cross-checked between each survey using stable rocky outcrops, confirming the maximum relative vertical error margin of ± 0.5 m for the periods 1895-1984 and 1984-2009 and ± 0.6 m for 1895-2009. Nevertheless, the random component included in these errors is in reality significantly reduced in the volume estimations because the calculations take into account a large number of sounding points (Thomas *et al.*, 2002).

For each date we computed a Digital Terrain Model (DTM) developed by numerical triangulation interpolation, with a grid spacing of 10 to 50 m, according to the mean initial data sampling. The amount of erosion or sedimentation is determined by comparison of DTMs for the periods 1895-1984, 1984-2009 and 1895-2009, provided that the variation (corresponding to the maximum relative vertical error margin) is greater than ± 0.5 m (for 1895-1984 and 1984-2009) and ± 0.6 m (for 1895-2009).

The sediment budget in m^3 is obtained from the difference between the accretional volume (bathymetric variations > 0.5 m for 1895-1984 and 1984-2009 and > 0.6 m for 1895-2009) and the erosional volume (bathymetric variations < 0.5 m for 1895-1984 and 1984-2009 and < 0.6 m for 1895-2009). Positive and negative values imply sediment input and output, respectively. Bathymetric variations comprised between -0.5 m and $+ 0.5$ m (for 1895-1984

and 1984-2009) and between -0.6 m and + 0.6 m (for 1895-2009) are used to calculate the volume error margin.

The results of this spatial calculation yield the overall Languedoc-Roussillon long-term sediment budget for the four main sedimentary compartments. Each sediment budget by compartment is then distributed into cells identified by Brunel (2010).

The isobaths corresponding to the lower depth of bathymetric data varies between -8 m and -12 m. As the mean closure depth is around -6 and -8 m (Durand, 1999; Sabatier *et al.*, 2004), we assume that the volume considered includes the major part of the shoreface influenced by waves. Changes in the sub-aerial beach cannot be analysed because no data are available for the foreshore in 1895 and 1984. However, previous studies have shown that sub-aerial beach volume represents only a small part of the total sediment budget of the shoreface (Durand, 1999), while overwash and aeolian sediment transport processes are negligible in comparison to the impact of submarine processes on sediment budgets in the region (Sabatier *et al.*, 2004; Sabatier *et al.*, 2008; Dezileau *et al.*, 2011).

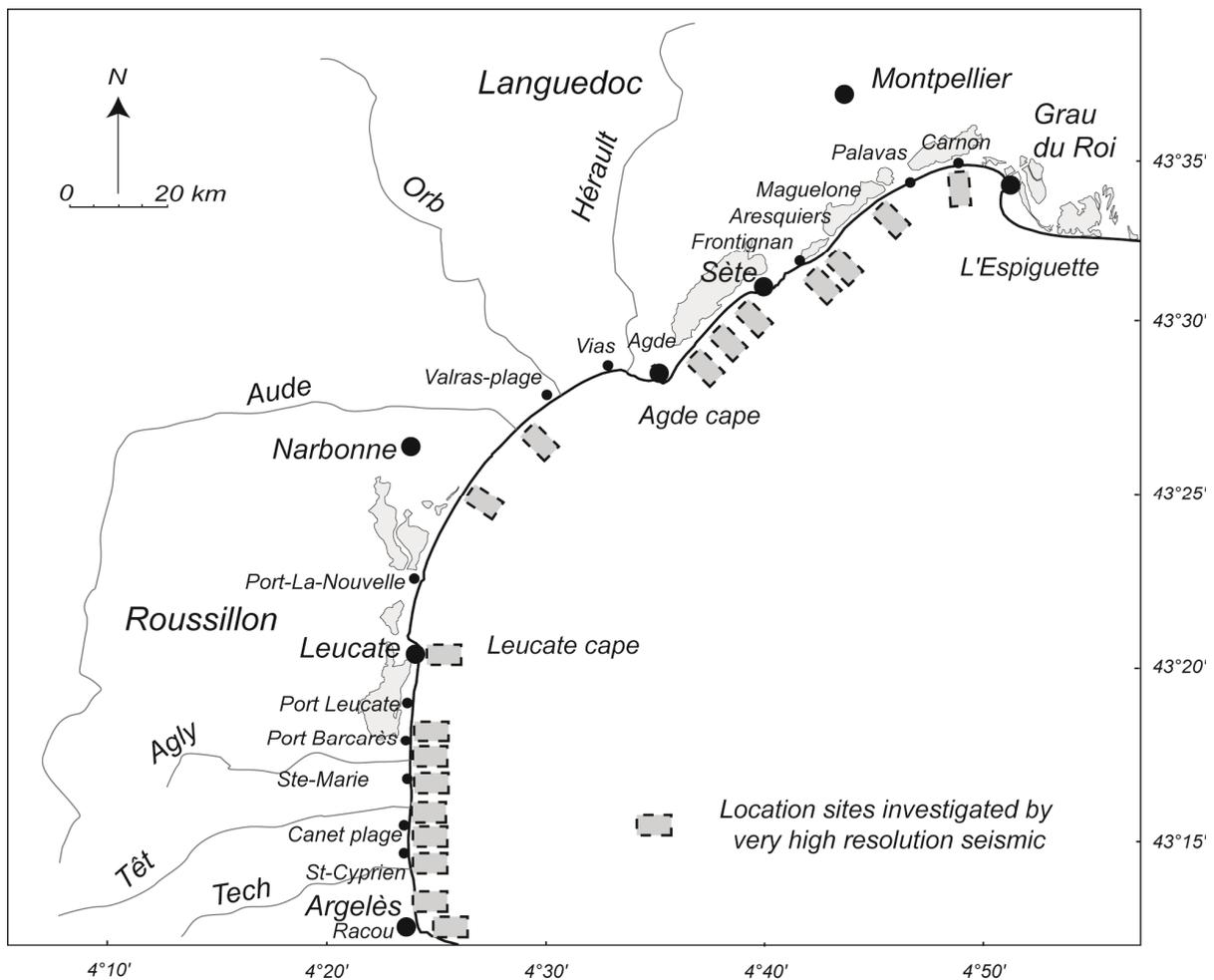


Fig. 4.4: Location of the sites investigated by very-high resolution seismic profiling (size of boxes is approximate only).

Tab. 4.2: Data used for analysis of bathymetric changes.

Date	Type of data	Source	Area	Density	Vertical Margin of error (m)
1895	Bathymetric map	SHOM	Whole zone	1 pt / 50 m	+/- 0.30
1984	Sounding data set	SHOM	Whole zone	1 pt / 50 m	+/- 0.20
2009	LIDAR	DREAL LR	Whole zone	1 pt / 10 m	+/- 0.30

4.2.4.2. Seismic data

The seismic profiler system used for the present study is an IKB-Seistec boomer (Simpkin et Davis, 1993). It is characterized by a line-in-cone receiver located close to the boomer plate (70 cm), using a frequency band of 1–10 kHz. During the surveys carried out with a small open boat (5 m), a SIG Energos onboard power supply was used with a power of 100 J and a shooting rate of 2 shots/s. The very high-resolution (VHR) seismic data were recorded with a Delph system and position was determined by a differential GPS directly connected to the recorder. Post-survey seismic data processing with Delph software included frequency bandpass filtering, automatic gain correction (usually TVG), trace stacking and swell filtering (if necessary). The IKB-Seistec boomer is particularly well adapted to very shallow water surveys (Simpkin et Davis, 1993) and with a vertical resolution of several centimeters (± 0.06 m), to the study of the upper sand unit (USU) and superficial sediments (Tessier *et al.*, 2000; Certain *et al.*, 2005).

The available seismic data for this study cover a total of 18 sites surveyed from Grau du Roi to Le Racou (Fig. 4.4). The location of the sites was chosen to include cells considered representative of all compartment types as well as cells associated with significant erosion and management issues (i.e., Roussillon harbours, lidos at Sète and in the Gulf of Aigues Mortes). A common isobath of -12 m is taken as the lower depth limit for the whole set of seismic data. For each site (around 500 m coastline length), an average of 10 cross-shore profiles were surveyed on the lower- and upper shoreface, i.e. the submerged beach (500 m average length). Three longshore seismic profiles per box were also investigated for each site to determine whether a longshore component of sediment volume is recorded in the USU between cross-shore profiles. All the surveys (total of 160 km seismic profiles) were undertaken during the summer period, without any storm event before the surveys. To assess the volume of sand and then compare it to the long-term sediment variations, we measured average USU thickness in terms of volume for each site (m^3/m^2).

The results presented here summarize around 10 years of seismic surveying of the sand shoreface prism of the Gulf of Lions (Barusseau *et al.*, 1996; Certain *et al.*, 2004; Certain *et al.*, 2005; Raynal *et al.*, 2009; Ferrer *et al.*, 2010). On most seismic profiles, it was possible to identify USU isolated from the rest of the underlying deposits by a high-amplitude reflector. The USU generally overlies the surface of a rocky substratum, the age of which ranges from Mesozoic in the north (Aloïsi, 1986) to Pliocene in the south (Martin *et al.*, 1981). But more or less continuous Quaternary beach rock layers are also frequently observed by coring in the sandy unit (50 cores). They locally outcrop directly on the sea floor, especially in troughs between bars when the superficial sand layer has been removed by waves (information provided by diving). Their age ranges from about 6000 yr BP (Barusseau *et al.*, 1996) to about 1700 yr BP (Certain *et al.*, 2005). Beach rock layers are very common in the

Mediterranean shelf domain, with strong age variability in the Gulf of Lions due to the local conditions of beach barrier formation. Since each prospected zone is relatively homogeneous on both cross-shore and shore-parallel seismic profiles, we assume that the estimated USU cell volume calculated here is representative of the whole region.

4.2.4.3. Long-term USU volume trends

The long-term USU volume trend (Lgt USU Vt) is calculated in % by dividing the long-term sediment budget over the three studied periods (1895-1984; 1984-2009; 1895-2009) by the total upper sand unit volume (USU volume in 1895) (Eq.1), for the 18 cells for which seismic data are available (c.f. paragraph 4.2.4.2).

$$\text{Lgt USU Vt} = \text{SB (by period)} * 100 / \text{USU volume 1895} \quad (\text{Eq.1})$$

where Lgt USU Vt is the long-term upper sand unit volume trend (in %), SB is the sediment budget (in m^3/m^2) by period (1895-1984; 1984-2009; 1895-2009) and USU volume 1895 is the reference upper sand unit volume (in m^3/m^2), measured between the instantaneous sea bottom in 1895 and the lower limit of the USU. Negative values imply reduction of the shoreface volume and long-term sediment output, whereas positive values suggest accretion of the shoreface volume and sediment input. The variation in upper sand unit volume allows us to estimate beach trend in relation to the long-term sediment budget. This method evaluates the variations in sand volume over the shoreface and underlines the importance of considering the changes in the actual volume of sand available in the nearshore zone rather than just looking at changes in bathymetry for estimating shoreface sediment budgets.

4.2.4.4. Limitations of bathymetric analysis and seismic surveys

The accuracy of the bathymetric comparison depends on the errors associated with the various sounding measurements: ± 0.3 m for the first survey (1895), ± 0.2 m for the second survey (1984) and ± 0.3 m for the LiDAR data (2009). For this reason, changes cannot be shown when they are less than 50 cm (for 1895-1984) or 60 cm (for 1895-2009). However, the changes observed are generally greater than the error ranges.

Another source of error is due to the fact that changes in emerged beach volume are not taken into account. However, these beaches are relatively narrow and 1/3 of them have been equipped with coastal defence structures. According to Durand (1999), emerged beaches form only a small part of the total sand volume of the littoral prism.

Unfortunately, according to the SHOM, bathymetric data are not available at this large scale between 1895 and 1984, which would allow for examining the changes in sediment budget during the 20th Century.

Finally, bathymetric and LiDAR surveys provide a snapshot view of the seabed, whereas the USU seismic surveys were performed over a period of nearly ten years. Discrepancies can arise from using these non-contemporaneous sources of data. However, considering the involved scale, we consider that the discrepancy between data sets is insufficient to distort the general trends that are highlighted. Furthermore, for the most evident changes in USU (compartment 4) both kinds of data were gathered the same year (2009).

4.2.5. Results

4.2.5.1. Regional-scale sediment budget

For the overall period from 1895 to 2009, the residual shoreface budget for Languedoc-Roussillon is $-26.1 \pm 4.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ ($-0.23 \pm 0.04 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$) (Fig. 4.5).

From 1895 to 1984, the overall sediment budget is slightly positive, with $4.1 \pm 3.5 \times 10^6 \text{ m}^3$, which corresponds to $0.05 \pm 0.04 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$. However, for the period from 1984 to 2009, the volume estimation clearly indicates that erosion is dominant over the last 25 years, with a budget of $-30.2 \pm 4.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ corresponding to $-1.2 \pm 0.16 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$. Fig. 4.5 shows a shift from equilibrium (1895-1984) to an erosional regime (1984-2009).

In terms of spatial distribution, a comparison of the bathymetric maps reveals a contrasted pattern of bathymetric erosion and accretion by compartments (Fig. 4.5). For 1895-1984, compartments undergoing accretion correspond to the southern part of the study area, with values of $9.4 \pm 0.6 \times 10^6 \text{ m}^3$, or $0.1 \pm 0.01 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$, in compartment 1, and $8.7 \pm 1.4 \times 10^6 \text{ m}^3$, or $0.10 \pm 0.02 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$, in compartment 2. Otherwise, sectors undergoing erosion correspond to the northern part of the study area, with values of $-1.1 \pm 0.6 \times 10^6 \text{ m}^3$, or $-0.01 \pm 0.006 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$, in compartment 3, and $-12.8 \pm 0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$, or $-0.14 \pm 0.01 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$, in compartment 4.

For the period 1984-2009, all compartments are subject to erosion, with values of $-6.3 \pm 1.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ or $-0.25 \pm 0.06 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$; $-15.7 \pm 1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ or $-0.62 \pm 0.06 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$; $-3.2 \pm 0.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ or $-0.12 \pm 0.008 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$ and $-4.8 \pm 0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ or $-0.19 \pm 0.008 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$ for compartments 1, 2, 3 and 4, respectively. Erosion increases in the northern part of the region, while the positive trend changes to negative in the southern part. The sand volumes involved are strongly contrasted, since erosion during the last 25 years has been 7 times greater than accretion over the preceding 89 years.

4.2.5.2. Cell-scale sediment budget

Long-term bathymetric changes are quite complex and do not uniformly affect the whole set of compartments. The direction of longshore sediment transport and constraints due to rocky headlands, river mouths or harbour jetties lead to the development of a pattern of sedimentary cells (Certain *et al.*, 2005).

Compartment 1 is divided into 12 cells (Fig. 4.6). Between 1895 and 1984, the accretional sector of each cell downdrift of the river mouth (Tech, Têt and Agly river: cells 3, 7, 8 and 9) or updrift of harbour jetty (south Saint-Cyprien, north Saint-Cyprien, south Canet and Port Leucate: cells 4, 5, 6 and 11) records the largest gain in this compartment. Other cells located in between accretional cells show stable or slightly erosional trends (cells 2, 10), while cells at either extremity of the compartment are erosional (cells 1 and 12). During the period 1984-2009, all the cells underwent erosion, with maximum values measured in cells near the Têt river mouth (cell 7) and the Tech river mouth (cell 3). An inversion of the sedimentary budget is then observed during the 20th Century, except for cells at the border of the compartment where erosion continued.

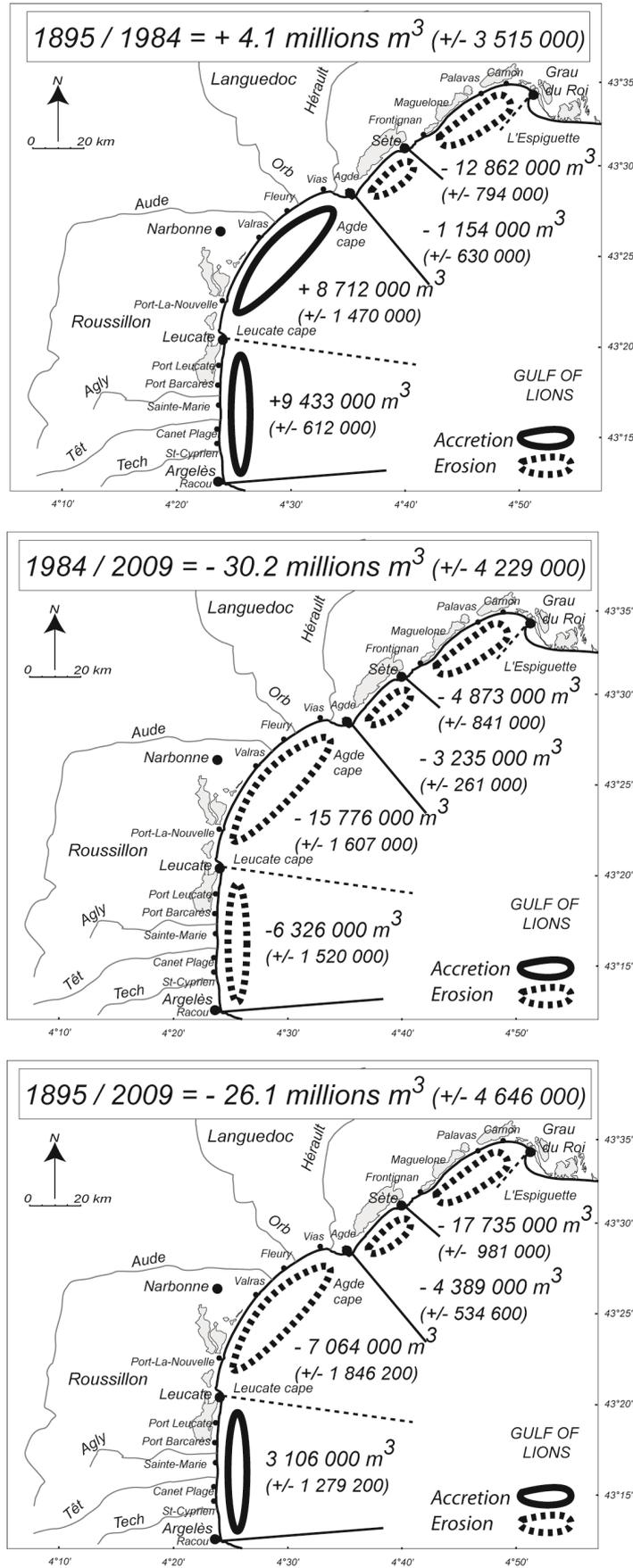


Fig. 4.5: Sediment budget (m³) between 1895/1984 and 1984/2009 by compartments, with margin of error (m³).

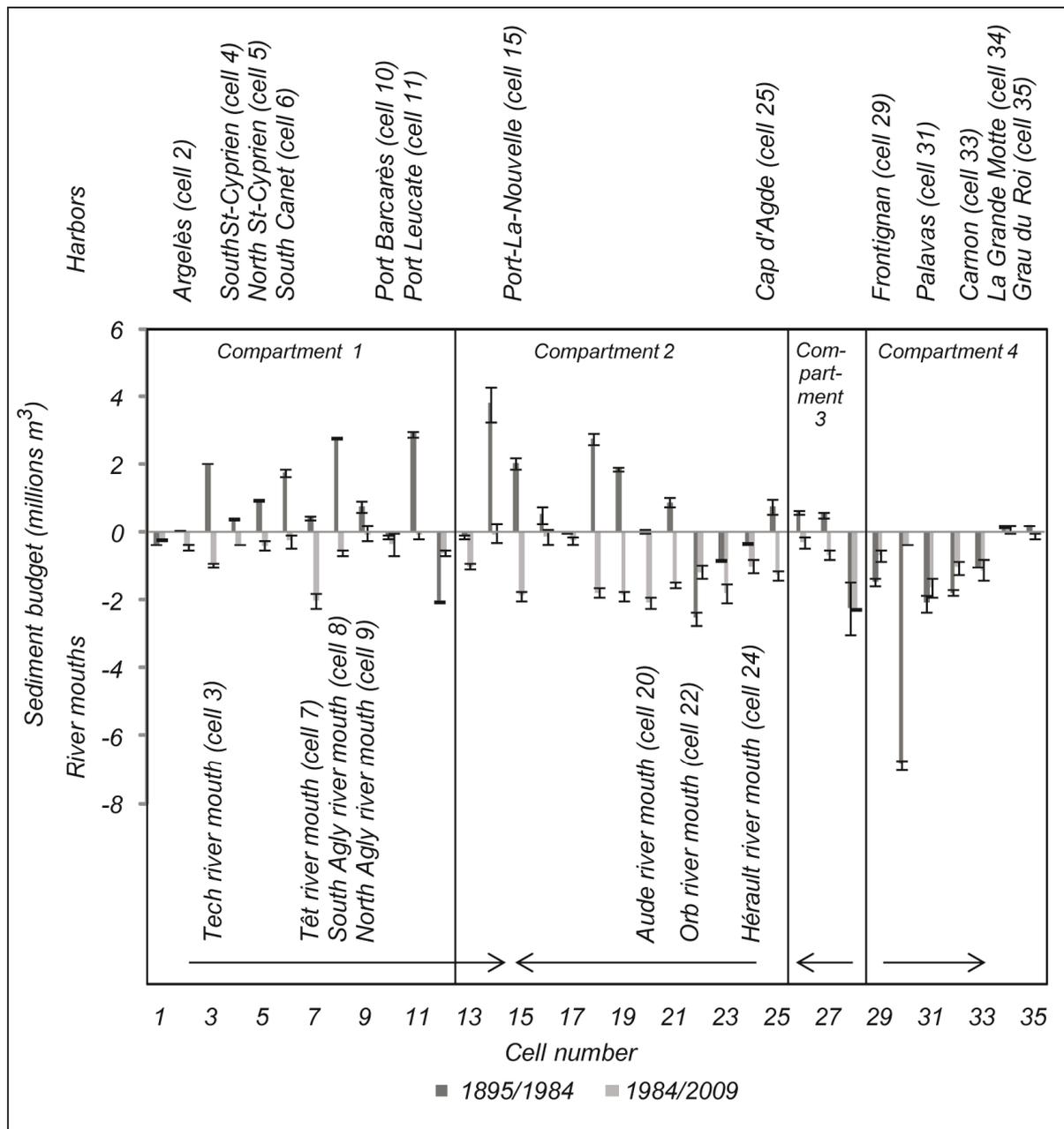


Fig. 4.6: Comparison between sediment budgets (in m^3) for 1895-1984 and 1984-2009 by cells, with error margins (m^3). Arrows indicate the net longshore drift direction (cf. Figs. 4.2 and 4.5 for location). The name and the location of river mouths and harbors are shown respectively in the lower and in the upper part of the graph.

Compartment 2 is divided into 13 cells (Fig. 4.6). For the period 1895-1984, the sediment budget in the south (cells 14 to 21) was stable or positive, whereas cells father north at the Orb river mouth (22 to 24) were generally erosional. For the period 1984-2009, the entire compartment underwent erosion, with erosion being more marked updrift in the north of the compartment (cells 18 to 25).

Compartment 3 is divided into 3 cells (Fig. 4.6). Between 1895 and 1984, only the north (cell 28) was undergoing erosion, while the rest of the compartment (cells 26 and 27) was

accretional. Between 1984 and 2009 the entire compartment was undergoing erosion, with maximum loss in the north (cell 28).

Compartment 4 is divided into 7 cells (Fig. 4.6). Almost all the cells were undergoing erosion during both periods. However, erosion was more intense towards the south and the centre (cells 29 to 33), whereas the northern cells 34 and 35 were relatively protected.

4.2.5.3. Sediment availability

On most seismic profiles, it is possible to identify USU isolated from the rest of the underlying deposits by a high-amplitude reflector (Fig. 4.7). The top of the USU corresponds to the seabed, with a morphology generally characterized by a bar-and-trough system. The thickness of the USU decreases rapidly offshore down to the mean closure depth. The USU generally overlies a rocky substratum or, more often, a beach rock layer, forming a hard floor separating the USU from the underlying packed sands, which consequently become isolated from the coastal sediment budget. In the present-day shoreface, the USU represents a reservoir of sand that is potentially mobile and thus available for sedimentary exchanges. Since each surveyed site is relatively homogeneous, we only consider three representative cross-shore profiles here to illustrate three of the studied zones (cells 8, 20 and 27, Fig. 4.7).

The volume of the USU (Fig. 4.8) shows highly significant differences (up to a factor of 10) between maximum values in the south and central area (compartments 1 and 2), where they can reach $5.2 \text{ m}^3/\text{m}^2$ (cell 18) and minimum values in the northern part of the Gulf of Lions (compartments 3 and 4), where the values range from 0.5 to $1.0 \text{ m}^3/\text{m}^2$.

Differences also exist at the compartment scale. In compartment 4, the USU volume increases from south (cell 29: $0.5 \text{ m}^3/\text{m}^2$) to north (cell 33: $0.8 \text{ m}^3/\text{m}^2$). In compartment 3, the mean USU volume is around $1 \text{ m}^3/\text{m}^2$ but available sand volume increases from $0.5 \text{ m}^3/\text{m}^2$ in the updrift zone (cell 28) to $1.8 \text{ m}^3/\text{m}^2$ at the downdrift end (cell 26). In compartment 2, the USU volume reaches $1.7 \text{ m}^3/\text{m}^2$ (cell 20) and $5.2 \text{ m}^3/\text{m}^2$ (cell 18). In compartment 1, the mean USU volume exceeds $1.5 \text{ m}^3/\text{m}^2$, with USU values ranging between 1.3 (cell 5) and $3.2 \text{ m}^3/\text{m}^2$ (cell 12).

This distribution and size of sand reservoirs (Fig. 4.8) is closely related to the littoral drift pattern architecture of source-and-sink. The volume of the sand reservoirs increases downdrift, both at the regional scale ($>100 \text{ km}$) and at the compartment scale ($>10 \text{ km}$). There is a strong contrast between source zones, where the USU volume is low (cell 29; cell 28), and sink zones where the USU volume is high (cell 12; cell 18) (Fig. 4.8).

4.2.5.4. Long-term USU volume trends

Long-term USU volume changes display large spatio-temporal variations (Fig. 4.9). In terms of spatial distribution, the alternating positive and negative values in compartment 1 express a strong contrast between adjacent cells, even though the overall volume of USU in the compartment remains positive between 1895 and 2009. The rate of change depends on the location of the cells in relation to the presence of river mouths and harbour jetties, and correlates with the sediment budget variations by cells (Fig. 4.6). In compartment 2, the USU volume trend is stable in the south but more than 20% of the initial USU volume has been eroded farther north, even though this compartment is located in the central zone of

converging longshore drifts. In the north of compartment 3 and in compartment 4, especially since the initial amount was low (Fig. 4.8) and not sustainable (cf. 4.2.3.3), almost 2/3 of the sedimentary reservoir has been significantly eroded within a century with maximum of 80% of the initial USU volume has been eroded for cells 28 and 30.

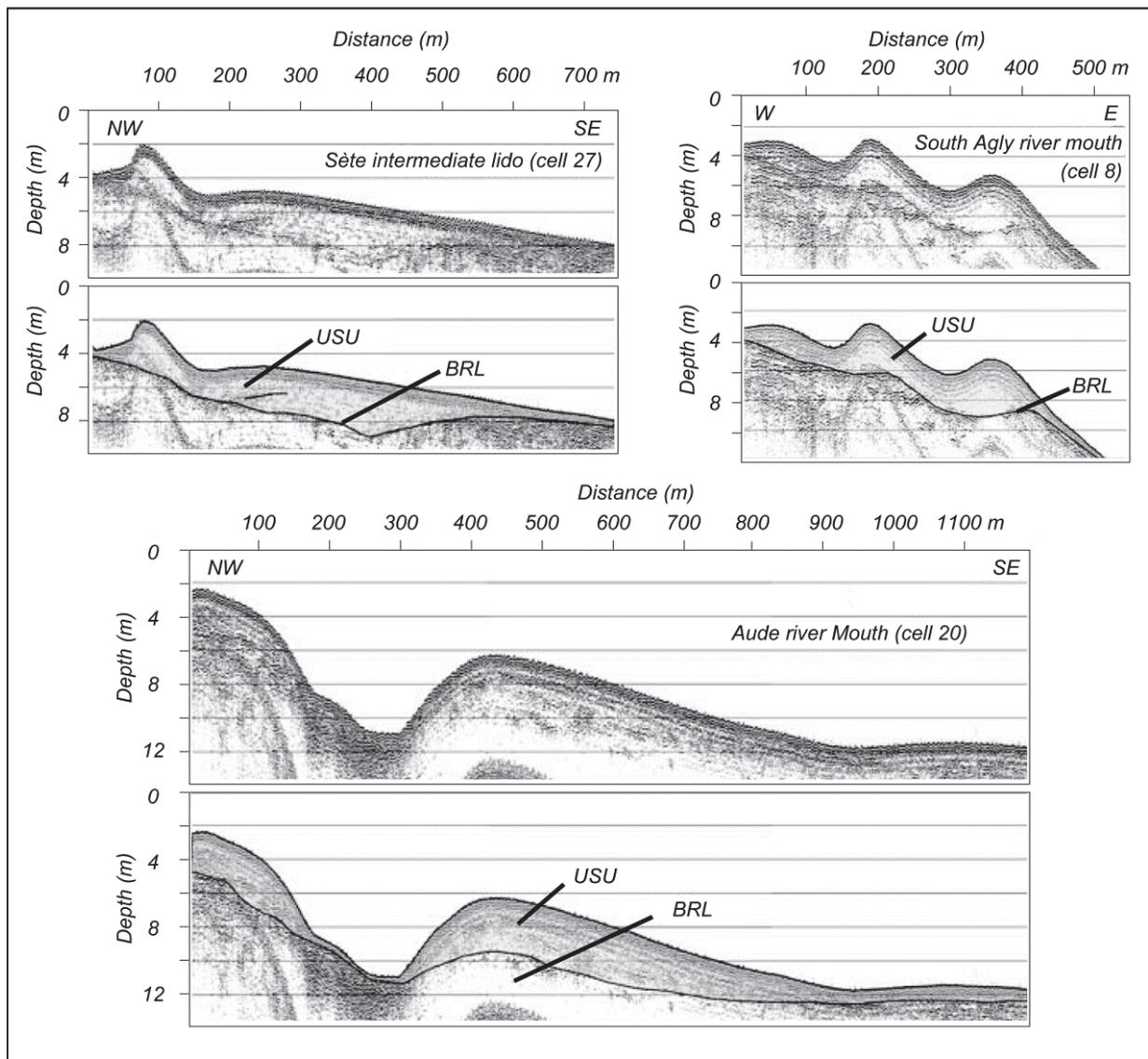


Fig. 4.7: Examples of cross-shore seismic profiles, with interpretation, for South Agly river mouth (Compartment 1, cell 8), Aude river Mouth (Compartment 2, cell 20), and Sète intermédiaire lido (Compartment 3, cell 27) (cf. Figs. 4.2 and 4.5 for location). USU, upper sand unit; BRL, beach rock layer. (modified from Certain et al., 2005).

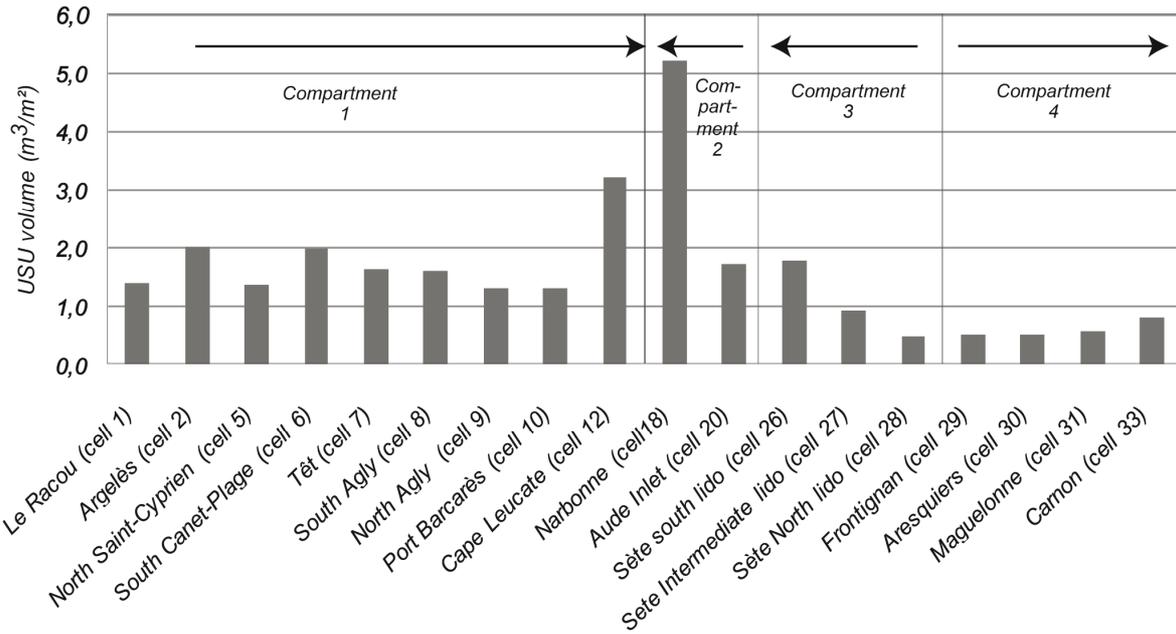


Fig. 4.8: Present-day volume (m^3/m^2) of upper sand unit. Arrows indicate the net longshore drift direction (cf. Fig. 4.4 for location).

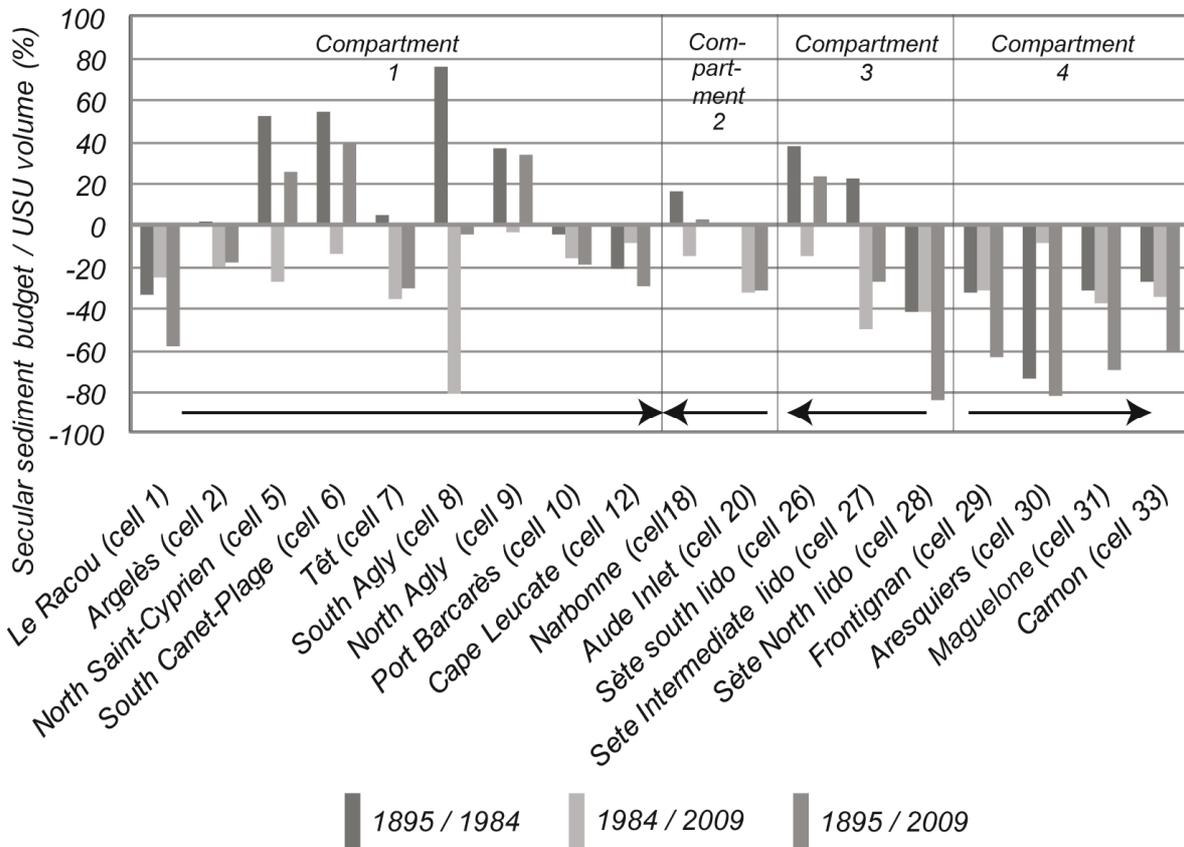


Fig. 4.9: Time-evolution of upper sand unit for 1895-1984, 1984-2009 and 1895-2009 (in %). Arrows indicate the net longshore drift direction (cf. Figs. 4.2 and 4.4 for locations).

4.2.6. Discussion

The general interest of this study to assess its applicability to other coastal areas depends on its ability to reflect the influence of the main factors responsible for the observed changes, since they are also in action in other regions of the world.

4.2.6.1. Longshore transport, USU volume and sediment budget distribution

The general pattern of fluvial inputs at the scale of the gulf parallels the regional distribution of USU volume, which is itself correlated with the shoreface sediment budget (Certain *et al.*, 2005). Generally, the greater the depletion of the USU reservoir, the more negative the sediment budget trend and *vice versa*, but there are local exceptions that can provide some valuable information. This spatial distribution is a consequence of the diverging pattern of longshore sediment transport between compartments 3 and 4, and converging drifts towards the central part of the Languedoc-Roussillon coast from compartments 1 and 2.

In the south (compartment 1), variations in USU volume and longshore sediment budget are more varied than in the north (compartments 3 and 4). Indeed, the USU is segmented by natural boundaries at rivers mouth (Tech, Tête and Agly), where fluvial sediment supply resulted in the development of prodeltaic lobes which form sedimentary reservoirs that were gradually used up during the recent period. Then, the reworked material is re-distributed over the downdrift beaches and shoreface.

Between compartments 1 and 2, the sediment is relatively abundant owing to the converging pattern of longshore sediment transport towards the central sector of the Languedoc-Roussillon coast (Durand, 1999). However, at the centennial scale, beaches associated with voluminous reservoirs do not necessarily avoid being affected by shoreface erosion (Certain *et al.*, 2005). For example, at Cap Leucate (cell 12), even though the USU makes up a large volume of sediment along the Languedoc-Roussillon coast ($3.2 \text{ m}^3/\text{m}^2$) (Fig. 4.8), erosion is recorded at the secular scale (more than 20 % of USU volume eroded during the century) (Fig. 4.9). This contrast between large USU volume and secular erosion (1895-2009) appears to reflect a significant shift between an earlier period of deposition by longshore drift (before 1895) and a reduction of longshore sediment inputs (1895-2009). At present, even the intense erosion in the updrift parts of the compartments is insufficient to provide sufficient quantities of sediment downdrift.

Towards the north (compartments 3 and 4), the distribution and size of sand reservoirs (Fig. 4.8) is closely related to the longshore drift pattern. The volume of the reservoirs increases in the downdrift direction (Certain *et al.*, 2005). For example, in compartment 3 (Sète lido), the available sand reservoir increased sixfold between the updrift zone (north Sète lido, cell 28) and the downdrift side (south Sète lido, cell 26). For compartment 4, the available sand reservoir increased fourfold between the updrift zone (Frontignan, cell 29) and the downdrift side (Carnon, cell 33). The total volume of USU on the north Languedoc-Roussillon coast is low, and has decreased by 50% on average during the last century. Both compartments are currently deprived of any fluvial sediment supply and this significant reduction of the sand shoreface prism could lead to its rapid disappearance.

4.2.6.2. Influence of storm climate changes on secular sediment budget

In the context of the marine climate in the northern part of the West Mediterranean, according to Ullmann et Moron (2008) and Sabatier *et al.* (2009) analysis of the wave climate does not reveal any increase in the force of storm waves. Over the long term, the temporal analysis of storm surges reveals only very weak increasing trends (Sabatier *et al.*, 2009). Between 1905 and 2003, Sabatier *et al.* (2009) point out that a slow increase can be observed in the height of the annual maximum surge ($+3.0 \text{ mm/yr} \pm 0.6 \text{ mm}$; $p > 99\%$) and the annual frequency of the number of surges ($+0.07 \text{ day/yr} \pm 0.02 \text{ day/yr}$; $p > 99\%$). Although these trends are weak, they are statistically significant, suggesting a very slow increase in the number and intensity of storms surges during the 20th century due to the slow rise in sea level.

Even when taking these very weak trends into account, the proposed values cannot be directly correlated with the shift from an equilibrium situation (1895-1984) to a major sedimentary deficit (1984-2009). From another point of view, it is unlikely that the regional impact of storms (Ullmann et Moron, 2008; Sabatier *et al.*, 2009) could induce strong spatial contrasts between compartments 3 and 4 (significant erosion since 1895), or the observed shift in compartments 1 and 2 from sediment accretion (1895-1984) to an dominantly erosional state (1984-2009). Consequently, we propose that the slow regional climatic changes at the present-day represent a secondary factor influencing LSCB changes. However, forecasts for 2100 (around $+0.18$ to 0.59 m of global sea-level rise, IPCC (2007)) imply an increased impact of climate change on the shoreface.

4.2.6.3. Influence of river sand input on secular sediment budget

To understand the long-term evolution of the Languedoc-Roussillon shoreface, it is necessary to estimate the influence of river sand inputs on secular sediment budget, especially since these inputs contribute to the formation of the upper sand unit (Barousseau *et al.*, 1994; Barousseau *et al.*, 1996). Owing to the decrease in sediment input since the end of the Little Ice Age and the development of infrastructures to control river channels, fluvial sediment supply at the present-day appears limited compared to the beginning of the 20th century (Surell, 1847; Pardé, 1941; SOGREAH, 1999; IRS, 2000; Antonelli, 2002; Pont *et al.*, 2002b; Liquete *et al.*, 2008). This overall behaviour is also reflected in the Languedoc-Roussillon data, since the last major flood event dates back to 1940 and the discharge of rivers partly controlled by human infrastructures has dropped sharply from the early 1970s onwards (Fig. 4.3). Indeed, during the period 1984-2009, all river mouths and adjacent cells systematically underwent strong erosion (Fig. 4.6).

From 1984 to 2009, sediment discharge from rivers, estimated at between 6.5 and $8.9 \times 10^6 \text{ m}^3$ (cf. Tab. 4.1), is 2.5 to 3.5 times lower than the loss of sediment in compartments 1 and 2 ($-22.1 \pm 3.1 \times 10^6 \text{ m}^3$). More precisely, the ratio of sediment volume loss to sediment discharge to is 2.5 for compartment 2 (Aude, Orb and Hérault rivers), 3 to 5 for compartment 1 (Tech, Têt and Agly rivers). Thus, even though the rivers continue to supply sediment, their inputs are insufficient to counteract marine erosion.

Our analysis points out that the decrease of river sediment input is locally recent in compartments 1 and 2. For example, during the period 1895-1984, bathymetric changes in cells adjacent to the mouths in compartment 1 show a systematically positive budget, indicating that river sand input re-distributed in areas near the river mouth favours shoreface accretion (Tech, Têt and Agly) (Fig. 4.6). Consequently, during the period 1895-1984, we

assume that rivers discharged enough sediment to feed the lidos and shoreface morphology of the southern compartment (Barousseau *et al.*, 1994; Barousseau *et al.*, 1996; Durand, 1999). However, in the absence of sufficient fluvial supply to the sea, prodelta lobes and more generally littoral prism sand bodies now form sedimentary reservoirs that are gradually being used up.

This trend reflects the present context of a general “climatic” and anthropogenic decline of river sediment transport and discharge to the sea (Serrat *et al.*, 2001; Pont *et al.*, 2002b; Walling et Fang, 2003; Liqueste *et al.*, 2008; Lespinas *et al.*, 2010). It is very difficult to distinguish between natural and artificial effects on fluvial discharge, but decrease of river sediment supply has been clearly reinforced by human activities with dam construction and dredging often being described as responsible for coastal erosion (Guillén et Palanques, 1993; Milliman, 1997; Pont *et al.*, 2002b; Poulos et Collins, 2002). In the Languedoc-Roussillon region, dams built on rivers to control flooding have led to a drastic reduction (-80%) of fluvial discharge (Têt example: Fig. 4.3) (Ludwig *et al.*, 2004; Bourrin, 2007). Consequently, very few floods are able to transport sediment because of the limitation of competence upstream from the dams. Moreover, sediment extraction in the lower river valley (around $7 \times 10^6 \text{ m}^3$ between 1971 and 1992) represents 1/3 of the sedimentary deficit in the Roussillon and Narbonnais sectors (compartments 1 and 2) between 1984 and 2009 ($-22.1 \pm 3.1 \times 10^6 \text{ m}^3$). This estimate is probably lower than the volume actually involved since it does not take into account extractions before 1971 and illegal extractions after 1992. In this way, the sediment that should normally be distributed within the coastal zone is finally diverted due to human activities. Lastly, the persistent erosion recorded in compartments 3 and 4 should probably be attributed to the lack of any fluvial input since 5,000 yrs BP (Sabatier et Suanez, 2003; Sabatier *et al.*, 2006; Ferrer *et al.*, 2010).

4.2.6.4. Influence of coastal engineering

The impact of harbours on the long-term shoreface budget is complex (Short, 1992) and non-uniform. Natural longshore sedimentary redistribution was strongly disturbed by coastal management after the 1960s (Argelès, Saint-Cyprien, Canet, Port Barcarès and Port Leucate). Each harbour jetty generates the formation of an artificial boundary with a sink on the updrift side and a source zone on the downdrift side. In the Gulf of Lions, harbours account for 2/3 of the cell boundaries, exceeding the number of natural boundaries ever since the 1960s.

In Languedoc-Roussillon, the balance between accretion in cells updrift and erosion downdrift of harbours jetties can be locally positive, as shown between 1895 and 1984 (Fig. 4.6: cells 6, 7, 11 and 12). For these sites, even though the trend is negative during the period from 1984 to 2009, a relative equilibrium state is maintained at the secular scale (1895-2009). This long-term morphological evolution is probably linked to the adaptation of the lower shoreface to the installation of harbour jetties under favourable sedimentological conditions (cf. section 4.2.6.3). As negative secondary effects of harbours on sediment budget only appeared during the 1984-2009 period, this long-term morphological evolution suggests that there is a “time-lag” between the construction of the hard engineering structures (1960) and negative secondary effects (visible since 1984). This time-lag, which is about 25 years in the case of the Roussillon coast, increases the difficulty of differentiating the impact of natural forcings and anthropic activities when analysing the coastal system.

However, in the recent period (1984-2009) characterized by an overall negative budget, offshore sediment transport is enhanced mainly by the presence of groynes and jetties in

coastal sectors where cross-shore and rip currents (Short, 1992; Kraus *et al.*, 1994) have already been observed (Durand, 1999). For example, cells 4, 5, 9 and 10 (Fig. 4.6) show evidence of intense erosion. The volume of sediment eroded in the downdrift cells is higher than the volume deposited in the updrift cells (Fig. 4.6). In the Gulf of Aigues Mortes, the overall deficit is so large at the secular scale that the impact of the harbour is integrated within this dominant trend without leading to any improvement in the situation.

Since the 1980s, coastal managers have addressed the problem of erosion by carrying out beach nourishment. However, at the scale of the Languedoc-Roussillon coast, the ratio between the volumes of eroded sediment and beach nourishment is extremely disturbed since the sediment budget from 1984 to 2009 is $-30.2 \pm 4.2 \times 10^6 \text{ m}^3$, while the artificial re-nourishment is only $2.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ over the same period, which is 12 times smaller than the losses of sand.

Lastly, dredging practices can increase the deficit as shown in the case of Port-La-Nouvelle (compartment 2, cell 15). Over a period of 25 years (1984 to 2009), $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ of sand was dredged for harbour access, representing 10% of the sediment losses in this compartment between 1984 and 2009. As the disposal site is located at a water depth of -20 m, it is unlikely that this material can contribute to the shoreface nourishment in a natural way.

4.2.6.5. Offshore sediment transport deduced by the sediment budget

The assessment of long-term negative sediment budgets raises the question of sediment losses and it should be borne in mind that the estimated volumes are largely greater than the error margins. When applying the sediment budget concept, losses of sediment can be considered in various ways, either cross-shore or alongshore.

Although landward migration of sands toward the beach and the beach barrier has been observed in a few places, no significant natural onshore beach movements are recorded (Durand, 1999). Similarly, the limited amount of sediment deposition by washover, which occurred locally during the Little Ice Age (Dezileau *et al.*, 2011), can be regarded as negligible at the present day (Sabatier *et al.*, 2008). Consequently, the negative sediment budget of the shoreface cannot be explained by landward sediment transport.

Longshore losses are difficult to envisage at the northern and southern extremities of the study area. In fact, it would be necessary to assume contrary longshore drift directions, which would cast doubt on the whole pattern of cells along the Languedoc-Roussillon coast (Fig. 4.2). These cells are based on geomorphological indicators (Durand, 1999; Sabatier *et al.*, 2009) such as sedimentary accumulations against groynes and harbour jetties (in the south) and the Espiguette sand spit (in the north). Moreover, there is no evidence for a progressive migration of sands toward the compartment extremities. For instance, in compartments 3 and 4, the significant masses of sediment eroded in the divergence zone (cell 28 to 33) do not contribute to the downward drift and the sediment budget in the south (cells 27 to 26) and north (cells 34 to 35) is declining, or stable at best (Fig. 4.6). Even in the central convergence zone between compartments 1 and 2, the volume of deposits accumulated is lower than the volume of sediments eroded in both the south (cells 1 to 11) and the north (cells 18 to 25). Centrifugal movement is only observed in the Gulf of Aigues Mortes, where the amount of sediment is strongly reduced and the littoral drift pattern is dominantly conservative with a converging movement toward the northern part of the gulf at the Espiguette spit, between the Languedoc-Roussillon and Camargue coasts (Fig. 4.2).

Finally, the only conceivable outlet for sediment losses is represented by the offshore zone at <-12 m depth, as already theoretically considered by Jago et Barusseau (1981). We suppose that important sediment removal is mostly due to downwellings during storms or dense water cascading (Palanques *et al.*, 2006). Moreover, field measurements along the shore at Sète and Leucate at around 6 m water depth display offshore currents during storms (Gervais *et al.*, 2011), such as observed at 28 m depth on the Têt inner shelf (Guillén *et al.*, 2006). It is thus highly probable that a large part of the negative sediment budget of the Languedoc-Roussillon shoreface is explained by offshore losses such as observed along other sandy coasts (Backstrom *et al.*, 2009; Sabatier *et al.*, 2009). The negative global sediment budget computed down to -8/-12 m depth implies considerable loss of sediment beyond the closure depth (-6 to -8 m, Sabatier *et al.* (2004)). These movements of fine sand escape detection on this temporal and spatial scale, despite the fact that this information is essential for coastal management. This bias does not prevent us from regarding the provided estimates as indicative of the sediment budget on the shoreface. Although the general negative sediment budget of the compartments between 1984 and 2009 suggests offshore sediment loss, this mechanism was probably also present between 1895 and 1984, as well as in compartments fed by river inputs. In such cases, the large sedimentary load carried by rivers would offset the offshore sediment transport.

4.2.7. Conclusion

In this study, we analyse the sediment budget and the variations of USU volume over a period of more than a century on the Languedoc-Roussillon shoreface (Gulf of Lions, France). Our objective is to relate the large-scale behaviour of a shoreface to the distribution of longshore sediment transport, climatic change, river sediment input to the coast and impact of human activities (hard engineering structures, sand dredging and beach nourishment).

The methodology is based on an original approach using long-term bathymetric analysis (1895-1974-2009) combined with seismic and LiDAR surveys and a thorough knowledge of the mechanisms in action.

Firstly, our results show an erosion of the Languedoc-Roussillon shoreface over a period of 114 yrs. For the period 1895-1984, the overall sediment budget is slightly positive. By contrast, the sediment budget for 1984-2009 clearly indicates that erosion is dominant over the last 25 years. Secondly, since the initial amount is low and locally not sustainable, the secular-scale evolution of USU volume shows that the shoreface sand reservoir is significantly eroded within a century. As observed on other major beaches worldwide, the Languedoc-Roussillon coast has been subject to the erosion of its shoreface for more than half of the 20th Century.

The main factors proposed to explain the decrease of shoreface sediment budget include (1) the weak redistribution of sandy inputs from rivers toward the beaches, (2) the gradient of longshore transport, (3) considerable losses towards the offshore zone and (4) sand dredging practices.

Indeed, it appears that present-day rivers cannot nourish the beaches of the Languedoc-Roussillon coast, due to decreased sediment input since the end of the LIA and artificial control of river channels. Even an exceptional flood, such as the 1940 event, hardly amounts to half of the erosional loss of sediment over a century. Not only was the 1940 flood an exceptional event, but the artificial management subsequently carried out on the catchment

prevents the re-occurrence of such an episode. Under these conditions, the sediment budget of prodeltaic lobes and adjacent beaches will continue to be negative, since these bodies are destroyed by wave action, and the shoreline will migrate landwards.

Furthermore, it is expected that more and more beaches will suffer severe recession, especially in littoral downdrift zones where smaller amounts of sand are available to accumulate on the shoreface. For example, this sediment deficit affects particularly the sector between compartments 3 and 4, but could spread to the whole coastal zone of those compartments within the next century if the observed decline in sediment supply persists.

Lastly, the shoreface sediment deficit has been clearly reinforced by dredging practices. Indeed, the total volume of sand dredged in the Languedoc-Roussillon rivers and Port-La-Nouvelle harbour from 1970 to 2009 represents 1/3 of the total sediment losses between 1895 and 2009.

In the case of a depleted prism, only an input from a new source of sediment could offset the lack of sediment supply. Such a process is currently observed locally, where reworked pebbles from Quaternary fluvial deposits are derived from outcrops located at -5/-10 m depth, but this has no impact on the input nourishing the adjacent beaches.

A strategic retreat may be envisaged to cope with erosion in cases where beach nourishment cannot be carried out due to the excessive volumes of sandy material required, since our results clearly show a chronic sedimentary deficit that will not be resolved under the marine, fluvial and anthropic conditions prevailing at the present day.

In conclusion, we may emphasize the advantage of pooling results about datasets of depth changes and seismic and morphological definition of the sandy unit involved in the sediment exchange between the beach and the shoreface. The relationship between LSCB on one hand and initial USU volume on the other is complex and must be evaluated in each case study. This method is likely to provide better estimates of coastal sediment budget and should enable politicians and environmental managers to make decisions in full knowledge of the coastal processes.

4.2.8. Acknowledgments

Special guest editor Andrew James Plater and two anonymous reviewers are thanked for their constructive review comments. This work is a contribution to French program: Contrat de projet Etat/Région Languedoc-Roussillon, CPER 2007/2013, Plan de Gestion des Sédiments (PGS). The authors thank the Etablissement Principal du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (EPSHOM) and the Direction régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement du Languedoc-Roussillon (DREAL LR) for providing the LiDAR bathymetric data.

4.3. Evolution pluri-décennale : La migration des barres vers le large (NOM)

L'étude du comportement de l'avant-côte à l'échelle séculaire indique que le stockage et le transport sédimentaire s'effectuent principalement au sein des systèmes de barres (Fig. 4.10). En effet, les barres sédimentaires représentent un volume sédimentaire important (Van Rijn *et al.*, 1999) et sont des objets très dynamiques qui migrent transversalement à la côte en fonction des conditions d'agitation (Sallenger *et al.*, 1985; Gallagher *et al.*, 1998; Plant *et al.*, 1999). Cette zone est donc de première importance pour l'étude du comportement de l'avant-côte et nécessite d'être analysée en détail, notamment sur des échelles de temps plus courtes. A l'échelle pluri-décennale, les barres sont soumises au cycle de *Net Offshore Migration* (NOM) (e.g. Lippmann *et al.*, 1993; Ruessink et Kroon, 1994; Wijnberg et Terwindt, 1995; Plant *et al.*, 1999; Shand *et al.*, 1999; Kuriyama et Lee, 2001). L'étude de ce phénomène a généralement été abordée d'un point de vue transversal et sur des zones de faible extension en raison des contraintes méthodologiques. Cette partie aborde la dynamique des barres au cours des cycles de NOM avec une vision longitudinale sur des étendues de linéaire inédites.

Les objectifs de cette partie sont (1) d'analyser à l'échelle pluri-décennale le phénomène de NOM pour déterminer d'une part la **répartition et les caractéristiques de la NOM** à l'échelle régionale afin d'identifier les **conditions préalables** à la mise en place de cycle de NOM et de

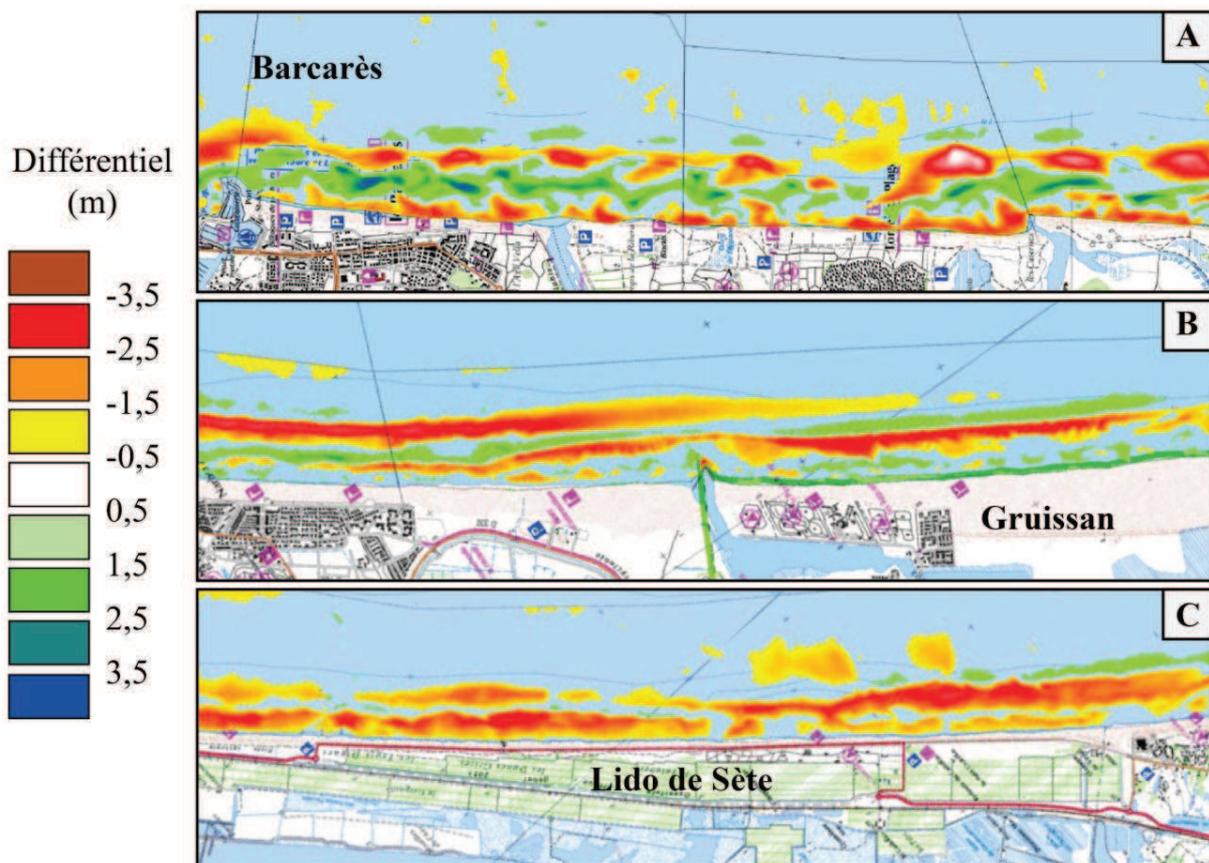


Fig. 4.10 : Différentiel bathymétrique entre 1984 et 2009 soulignant l'influence des barres festonnées (A) et linéaires (B et C) sur le bilan sédimentaire.

mieux cerner les **paramètres de forçage** responsables de la variabilité inter-sites. (2) De déterminer, d'autre part, l'**influence de barres d'avant-côte légèrement obliques** dans le processus de NOM et discuter des **possibles processus mis en jeu lors du déclenchement** de la NOM, pendant **la désintégration de la barre externe**, et au cours de **la migration longitudinale du système**. Enfin (3), les résultats sont confrontés à la bibliographie internationale pour identifier **les similarités et les spécificités du cycle NOM** dans le Languedoc-Roussillon avec les plages dans le monde mais également pour discuter du rôle de la composante longitudinale au cours de ce phénomène. Ce travail prend appui sur un grand jeu de données bathymétriques (levés mono-faisceau et LiDAR) et de photographies aériennes couvrant l'ensemble de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon à haute résolution spatiale et sur une échelle de temps pluri-décennale.

4.3.1. Répartition et caractéristique du NOM à l'échelle régionale

Ce chapitre a fait l'objet d'une conférence et d'une publication dont la référence est la suivante :

N. Aleman, N. Robin, R. Certain, J.-P. Barusseau and M. Gervais (2013). Net Offshore bar Migration variability at a regional scale: Inter-site comparison (Languedoc-Roussillon, France). *Journal of Coastal Research*, SI 65, 1715-1720.

4.3.1.1. Résumé de l'article

Cet article présente l'analyse de la répartition et des caractéristiques de la NOM à l'échelle du Languedoc-Roussillon. La dynamique pluri-décennale des barres d'avant-côte est étudiée à l'aide d'un grand jeu de profils bathymétriques 2D et l'imagerie LiDAR 2009. La répartition des zones soumises à la NOM est synthétisée dans une carte du Golfe du Lion (Fig. 4.11). Ces travaux ont permis de mieux cerner les conditions nécessaires à la mise en place du phénomène de NOM et les paramètres de forçage responsable de la variabilité inter-sites de ces caractéristiques. Les principaux résultats montrent que :

- À l'échelle régionale, les conditions nécessaires au développement de la NOM dépendent principalement de la morphologie des barres. La NOM ne s'exprime que sur les systèmes présentant une barre externe rectiligne. La NOM nécessite également des conditions d'agitation relativement élevées et dans ce cas, l'orientation de la côte constitue un des facteurs de contrôle de par son influence sur l'incidence et l'énergie de la houle. Enfin, le rôle du stock sédimentaire et des ouvrages de défense est moins claire, il semblerait que la combinaison des deux soit responsable de l'absence de cycle NOM.

- La morphodynamique des barres d'avant-côte est très sensible à la variabilité des paramètres morphologiques et environnementaux. A l'échelle régionale, les caractéristiques de la NOM sont déterminées par une combinaison de plusieurs paramètres morphologiques et dynamiques. Le taux de migration des barres augmente avec des pentes élevées et la durée du cycle est plus courte lorsque la zone de barres est étroite. En même temps, plus l'énergie dissipée sur le système est importante, plus le taux de migration est fort et le cycle est court.

- A une échelle plus locale, le budget sédimentaire, l'orientation de la côte et les structures anthropiques peuvent également influencer les paramètres de la NOM par leurs impacts sur la morphologie de l'avant-côte (modification de la pente, de la largeur de la zone de barre...) et les conditions d'agitation (angle d'incidence, atténuation...). Enfin, dans le Languedoc-Roussillon, les caractéristiques des sédiments ne semblent pas influencer de manière significative le cycle de migration de la barre vers le large.

Ces résultats mettent en avant l'importance d'étudier les cycles de NOM à une échelle spatiale suffisamment large pour mieux cerner les paramètres de forçage. Les 200 km de côte du Languedoc-Roussillon constituent ainsi un terrain d'étude idéal de la morphodynamique des systèmes de barres d'avant-côte. L'acquisition en cours de nouveaux jeux de données bathymétriques, sismiques et hydrodynamiques permettra certainement par le futur d'améliorer les connaissances sur les paramètres impliqués dans la NOM.

4.3.1.2. Introduction

Nearshore bars are common features of wave dominated sandy coast in micro to mesotidal environments. Their occurrence on the shoreface forms a natural protection for the coastline and represents an important sedimentary stock for the system. Thus, many studies focus on their morphodynamics. However, their evolution is complex due to many control parameters (hydrodynamical, geological, morphological...) giving rise to various movements with different temporal cycles and a large panel of feedback processes.

These studies have shown that, at multi-decadal scale, the straight bar systems are subjected to a cycle of seaward degeneration (Lippmann *et al.*, 1993; Ruessink et Kroon, 1994; Wijnberg et Terwindt, 1995; Plant *et al.*, 1999; Shand *et al.*, 1999; Kuriyama et Lee, 2001). This behaviour is called "Net Offshore Migration" (NOM). Each bar goes through three successive stages (Kroon, 1991; Ruessink et Kroon, 1994) known as the "Dutch model". On a multi-barred coast, the degeneration and disappearance of the outer bar at 5 to 7 m depth leaves sufficient accommodation and increases wave energy in the inner zone for the rapid seaward migration of the inner bar. The inner bar takes the place of the outer bar, while a new inner bar is created in shallow water. NOM observations are restricted at only few areas in the world (New-Zealand (Shand, 2000), USA (Lippmann *et al.*, 1993), Egypte (Khafagy *et al.*, 1992), Japan (Kuriyama et Lee, 2001), Netherlands (Ruessink et Kroon, 1994; Wijnberg et Terwindt, 1995), Black Sea (Tatui *et al.*, 2011), France (Certain et Barusseau, 2006)) with a large panel of environmental parameters.

Literature exhibits disagreement as to whether bar migration is or not a continuous phenomenon; great inter-site variations can exist (Shand *et al.*, 1999). Some field studies show that the seaward migration is triggered by a succession of high energy events (Ruessink et Terwindt, 2000; Certain et Barusseau, 2006). Observations seem to show that migration rates are linked to hydrodynamic conditions (Sallenger *et al.*, 1985; Gallagher *et al.*, 1998). However, bar volume can also influence this relationship; for example a large bar migrates slower than a smaller one (Smit *et al.*, 2008; Ruessink *et al.*, 2009; Tatui *et al.*, 2011). According to Shand et Bailey (1999) an average life span ranging from 2.5 to 20 years can be noticed, as well as an average migration rate between 30 and 200 m.yr⁻¹ and an average return period from 1.2 to 15 years.

This study attempts to clarify the environmental conditions required to establish a NOM cycle and its characteristics with a regional scale approach. As mentioned by Shand *et al.*

(1999) “*an inter-site quantitative analysis may provide further conceptual information on the morphodynamics of NOM systems*”. For this, a large set of bathymetric data and a topo-bathymetric LiDAR survey are compared to identify regional areas with or without NOM. A comparison of various environmental parameters is then used to define the optimal conditions for NOM triggering. In a second step, we try to explain the variability of NOM cycle at regional scale. Different morphological parameters of the NOM were calculated and then connected to the environmental context to explain the differences.

4.3.1.3. Study site

The *Languedoc-Roussillon* is located in the Gulf of Lions, south-western part of the French Mediterranean coast. The sandy coast extends over 200 km intersected by some rocky headlands (Fig. 4.11). Many harbours and breakwaters were built along the coast. The nearshore zone is characterized by a well developed double bar system. In the southern part of the gulf, the inner and outer bars are crescentic. In the central part, the inner bar is crescentic and the outer bar is straight. Finally, in the north-eastern part, the bars are straight (Fig. 4.11). The description of these systems can be more complex with a large set of patterns (Aleman *et al.*, 2011).

The field site is classified as a wave dominated system (Certain, 2002). The tide is microtidal with tidal range < 0.30 m at mean spring. The annual significant wave height is low (0.80 m). However, H_s may exceed 3 m during storms with high water level variations which can cause surge > 1 m near the shore (Certain, 2002). The impact of these energetic events on the coast is highly variable due to the wave direction (E-SE and S-SE) and the coast orientation (curvilinear) (Fig. 4.11). The energy of the storm is strongest in the central part of the gulf while the southern part is protected by the rocky coast (Gervais, 2012).

The geological context induces a longshore variability of the sediment grain size. In the southern area, deltaic mouths are responsible for the presence of coarse sand (D_{50} up to 1850 μm). Fine sands (around 200 μm) in the northern part come from ancient inputs of the Rhône River which no longer provides this kind of material in the area nowadays. Some irregularities are caused by localized rocky outcrops in the nearshore zone. In the cross-shore direction, the size of the sediment decreases seawards (Jago et Barousseau, 1981; Barousseau, 2011). The littoral drift is influenced by the coastal orientation. Along the southern part, it is directed northward and toward the south-west in the northern part (Certain, 2002; Brunel, 2010) (Fig. 4.11). Rocky headlands and harbours may cause partial or total interruption of sediment transport.

4.3.1.4. Methods

2D bathymetric profiles were performed by the SMNLR (Maritime and Navigation Service of Languedoc-Roussillon) every one or two years from 1984 to 2004. These profiles cover the entire study area with a random spacing from 200 m to 5 km and an offshore extends of 700 m, limit of the annual closure depth.

These data were completed by a topo-bathymetric LiDAR survey. The flight occurred in summer 2009 and covered the entire coast of the Languedoc-Roussillon. It provided a continuous longshore view of the coastal morphologies that allow inter-profile connexion.

Additional information was brought by a large set of aerial photographs taken at different years. They were georeferenced and analyzed with ArcGIS 10 software. They enable to digitalize the position of nearshore bars by water transparency and allow a longshore control. This reduces the lack of information between bathymetric profiles.

The Tab. 4.3 summarizes the dynamic and the morphological characteristics of the nearshore bars of ten areas identified in the Gulf of Lions (Fig. 4.11). For each areas is given the observation duration (P_{obs}) giving the total time of the field survey, the return period (T_r) defined as the time interval between two successive occurrences of same nearshore profile, the NOM duration (D_r) that correspond to the duration of the migration between the generation and degeneration zones, the migration rate (M_r) computed only for the migration zone, the bar zone width (X_{bz}) identified by its landward (inner trough) and seaward boundaries (annual closure depth), the estimated bar volume (V_b), the slope (β) between the shoreline and the closure depth, the mean grain size (D_{50}) on the inner bar and the geological context.

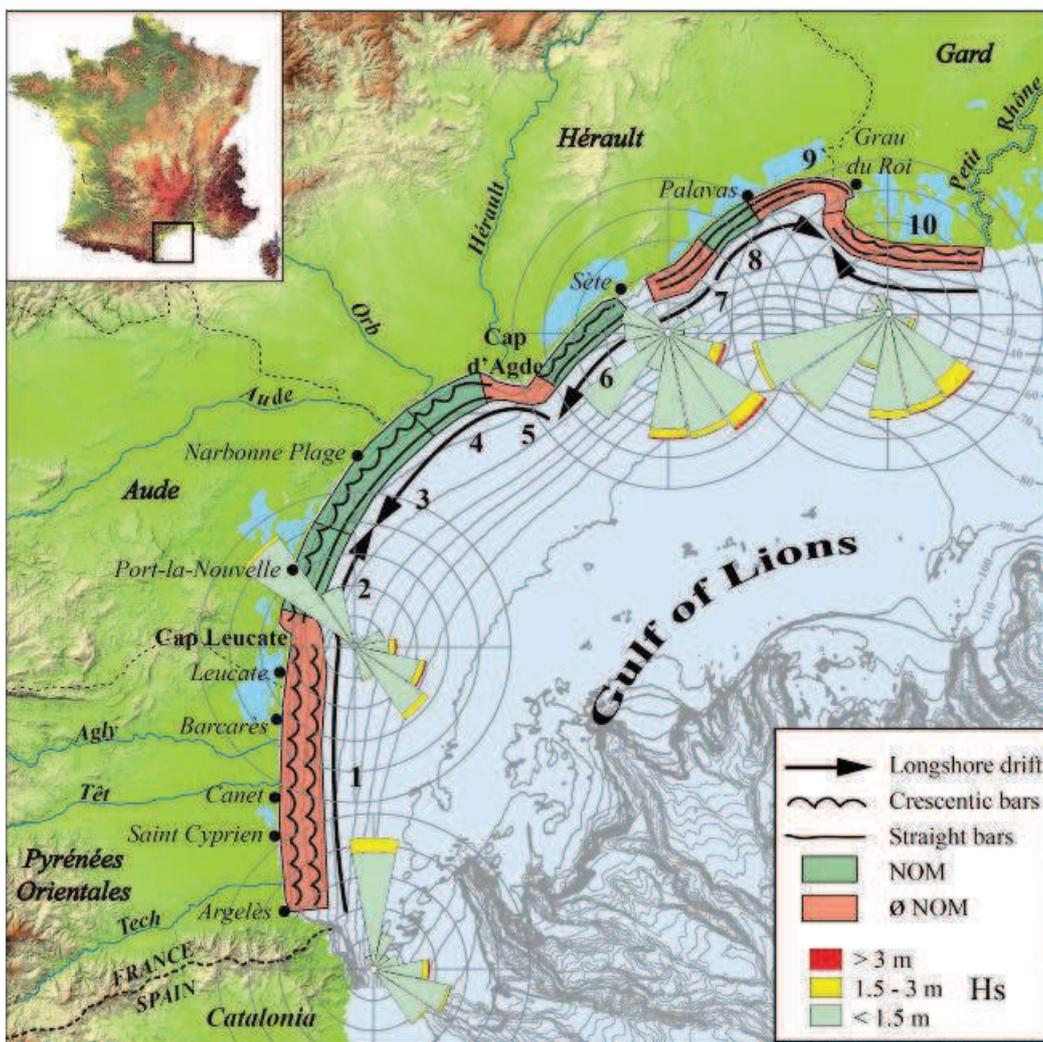


Fig. 4.11: Location of the study site in the Gulf of Lions and main morphodynamic parameters. The names of the sectors are 1. Roussillon, 2. Port-la-Nouvelle, 3. Gruissan, 4. Agde, 5. Cape of Agde, 6. Sète, 7. Aresquiers, 8. Maguelone, 9. Aigues Mortes and 10. Espiguette.

4.3.1.5. Results

The analysis of 2D bathymetric profiles shows that NOM does not affect all sectors of the Languedoc-Roussillon (Fig. 4.12). In Roussillon, crescentic bars (Fig. 4.13A) migrate both on the onshore and offshore directions without long-term trend. So, observations in crescentic bar area do not allow the detection of NOM (Fig. 4.12A). Nevertheless, longshore oscillation of the crescent was observed at Leucate beach (Ferrer *et al.*, 2009). This sector have coarser sediment (0.426 mm) associated with a steep slope (1:65) and a bar zone of 705 m (Tab. 4.3). The bar systems of Cape of Agde, Aresquiers, Aigues Mortes and Espiguette are straight but are also not subject to NOM. Bars appear to oscillate around an equilibrium position (Fig. 4.12A).

Environmental parameters are quite different from Roussillon with finer sand sediment (between 0.148 and 0.178 mm), large zone of bars and gentler beach slope (Tab. 4.3). Sector of Aigues Mortes forms a large bay sheltered by the Rhone delta. It has also the shortest bar zone (225 m) and a gentle slope (1:110). Cape of Agde is an area sheltered by the rocky coast and has many coastal defence structures. The bars zone is however larger and reaches 935 m for a slope of 1:140. In the Aresquiers beach, bedrock and beachrock outcrop at -4 m depth and the bar zone is reduced to 415 m (Tab. 4.3). The coast has many coastal defence structures (Fig. 4.13B). The grain size is fine (0.161 mm) for a slope of 1:130. In the further north-east coast of Languedoc-Roussillon, Espiguette area has the widest bar zone (1400 m) but is disturbed by many groynes. The slope is low (1:120) associated with fine sand (0.178 mm).

The Net Offshore Migration affects the central and northern part of the Gulf of Lions. In the five areas identified, Port-la-Nouvelle, Gruissan, Agde, Sète and Maguelone, the sediment grain size is fine (0.154 to 0.196 mm) with a relatively gentle slope (from 1:105 to 1:125). These areas have the same NE-SW orientation. However, the migration rate of the bars, the return period of the cycle, the NOM duration, the bar volume and the width of the bar zone show significant differences (Tab. 4.3). Return period and migration rate increase from SW to NW, while the NOM duration decreases (even if the return period in Sète and NOM duration in Agde were not fully observed). The bars volume is average to large with a bar zone width between 495 and 760 m. Maguelone is an exception with a return period, NOM duration and migration rate relatively low (8 years, 6 years and 19 m/year respectively). The bar volume and the slope are the lowest with the presence of a small bar.

The bar lifespan is composed to three stages identified in all areas (Fig. 4.12B). Bar appears near the shore with only oscillation around an equilibrium position (OPE in Certain and Barousseau, 2006) for several years (max : >19 years). Bar then migrates rapidly seaward in a few years (3-9 years). At last, the bar oscillates and degenerates offshore in a decade.

4.3.1.6. Control factors of NOM occurrence

Specific conditions conducing to NOM have received little attention in the literature. In different inter-site comparisons, NOM is observed on beaches with fine sediment range from 0.16 to 0.21 mm and gentle slope between 1:225 and 1:75 (Shand *et al.*, 1999; Ruessink *et al.*, 2003). In the Languedoc-Roussillon, the NOM occurs in same conditions. The sediment is fine (0.15 to 0.20 mm) and the slope relatively gentle (~1:120). However, this study highlights other essential conditions for its formation:

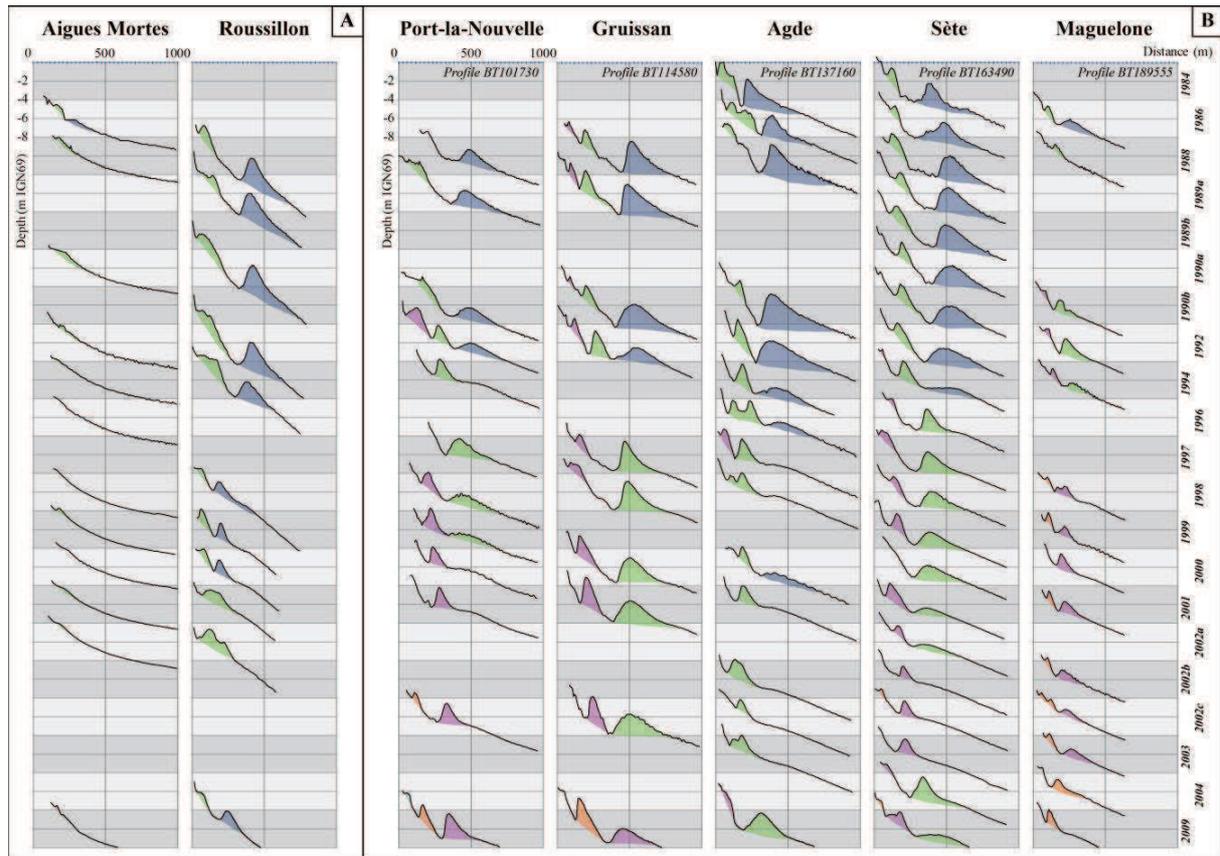


Fig. 4.12: 2D bathymetric profiles between 1984 and 2009 for A) area without NOM and B) area with NOM. The coloured bars indicate the same bar.

Tab. 4.3: Dynamic and morphologic parameters of NOM area of the Languedoc-Roussillon : Observation period (P_{obs}), return period (T_r), NOM duration (D_r) migration rate (M_r), bar zone width (X_{bz}), estimated bar volume (V_b), slope (β), mean grain size (D_{50}) and the geo-morphological context

	P_{obs} (yr)	T_r (yr)	D_r (yr)	M_r (m.yr ⁻¹)	X_{bz} (m)	V_b (obs.)	β (-)	D_{50} (mm)	Geo-morphological context	
NOM	Port-la-Nouvelle	21	6-8	9	33	610	Average	1:125	0.161	Straight bars
	Gruissan	21	11	7	36	760	Large	1:120	0.184	Straight bars
	Agde	25	23	>2	53	500	Large	1:120	0.194	Straight bars
	Sète	25	>16	3	69	495	Large	1:110	0.196	Straight bars
	Maguelone	23	7-9	6	19	305	Small	1:105	0.154	Straight bars + Outcrop
Ø NOM	Roussillon	21	-	-	-	705	Large	1:65	0.426	Crescentic bars
	Cap d'Agde	25	-	-	-	935	Average	1:140	0.174	Straight bars + Sheltered + C. defences
	Aresquiers	24	-	-	-	415	Small	1:130	0.161	Straight bars + Outcrop + Coastal defences
	Aigues Mortes	23	-	-	-	225	Small	1:110	0.148	Straight bars + Sheltered area
	Espiguette	24	-	-	-	1400	Large	1:120	0.178	Straight bars + Coastal defences

1) The linear morphology of the bars. As seen above, the nearshore sandbar plan shapes vary from linear to crescentic in the whole region. On one hand, long term persistent rhythmic bedform features observed in the Roussillon coast (Fig. 4.13A) are not submitted to the NOM. Field studies at Leucate Beach have demonstrated the temporal cross-shore stability of the crescentic outer bars (Ferrer *et al.*, 2009). This relative stability can be reliable to the generation of three-dimensional sandbar patterns that are typically a mixture of self-organization (Coco et Murray, 2007) and morphological bar coupling (Ruessink *et al.*, 2007; Almar *et al.*, 2010; Castelle *et al.*, 2010b, a). 3D patterns induce stable cellular hydrodynamics (Castelle *et al.*, 2005) and would produce an irregular longshore pattern of seaward flow (Shand *et al.*, 1999). On the other hand in the central and northern part where the outer bar is straight, NOM is observed. According to Shand *et al.* (1999) persistent longshore currents associated with linear sandbar systems can be responsible for this state due to the longshore uniformity of return flow occurrence and a laterally continuous offshore bar migration.

2) The shape of the coastline seems to be another parameter to be taken into consideration as it induces the degree of the system exposition to the wave energy. The curvilinear orientation of the Languedoc-Roussillon coastline leads to a gradient of wave energy (Tab. 4.4). On one hand, the southern part (NOM absent) is protected from SE storms by the rocky coast, only eastern waves are not attenuated (Fig. 4.11). Thus, the significant wave height and extreme storms wave energy flux (WEF) are weaker (Tab. 4.4). The frontal extreme storm may allow the development of 3D features (Wijnberg, 1995) that have been developed in (1). On the other hand, the central and the north-eastern parts (NOM present) are exposed to frequent SE storms and submitted to a “high regional exposition” (Tab. 4.4). Consequently, only NE-SW oriented shorelines (Fig. 4.11) with an angle of incidence of storm waves around 7° at 30 m depth (Tab. 4.4) show NOM cycles. The succession of storms events is responsible for the seaward migration and degeneration of the outer bar (Certain et Barusseau, 2005; Gervais, 2012). Nevertheless, in sheltered areas (Cap of Agde, Aigues Mortes) two-dimensional sandbar systems show small and relatively stable morphologies. These beaches form a large bay where wave energy seems to be sufficient to induce straight bars but not enough to trigger a NOM cycle. On the Espiguette beach, the NOM absence is possibly due to the high angle of incidence and strong littoral drift (Tab. 4.4), inducing a very important longshore transport, emphasized by an exceptional accumulation against the harbour of Port-Camargue. These high sediment inputs and wide bar zone seem to be responsible for the absence of NOM or at least a very slow cycle unidentified on the time-series available.

3) The role of sedimentary stock is unclear. Maguelone and Aresquiers have older rocky outcrops on the shoreface (Fig. 4.13B), but the behaviour of these two systems is different. As such, the offshore limit between sand and substratum is further away (near 10 m depth) at Maguelone than at Aresquiers (2-3 m depth). Moreover, Aresquiers beaches are equipped by a lot of coastal structures (Fig. 4.13B). It therefore appears that low sediment stock does not prevent the occurrence of the NOM. The sediment budget seems rather control the parameters of the bars and therefore the properties of the cycle as developed below.

4) The results of this study have highlighted the influence of coastal structures on the no-NOM occurrence. Despite favourable environmental conditions, all areas equipped with extensive coastal defence structures (Cap d’Agde, Aresquiers, Espiguette) have a stabilized sandbar system where the NOM does not seem to occur. A large number of these hard structures intersect the nearshore bars and affect the sediment transport (Michel *et al.*, 2011; Aleman *et al.*, 2012). Local modifications of current patterns most likely explain this behaviour, as rip position controls by groynes (Short, 1992).

So at a regional scale, this study shows that the presence of NOM is not dependant on only one environmental parameter. It is the combination of several physical controls at different time and spatial scales that intervenes and consequently leads to difficulties in defining and assessing the influence level of each. However, this study highlights the limiting role of some of them (wave energy, coastal defences...).

Tab. 4.4: Summary statistics on severe storms simulated by CFSR (46 cases since 1979) in the Gulf of Lions (after Gervais, 2012).

	<i>Argelès</i>	<i>Leucate</i>	<i>Gruissan</i>	<i>Sète</i>	<i>Espiguette</i>
<i>Average Hs (m)</i>	1.08	1.26	1.23	1.39	1.38
<i>Average Direction (deg)</i>	106.8	119.7	125.4	144.4	165.9
<i>Angle of incidence (deg)</i>	+22.8	+17.7	+7.4	+6.4	-64.1
<i>Sum WEF (KJ.m⁻¹)</i>	178 900 000	240 400 000	227 400 000	266 000 000	233 300 000
<i>Sum WEF longshore (KJ.m⁻¹)</i>	6 800 000	16 700 000	-2 200 000	-27 200 000	-18 700 000
<i>Direction of induced longshore drift</i>	N	N	SW	SW	NW

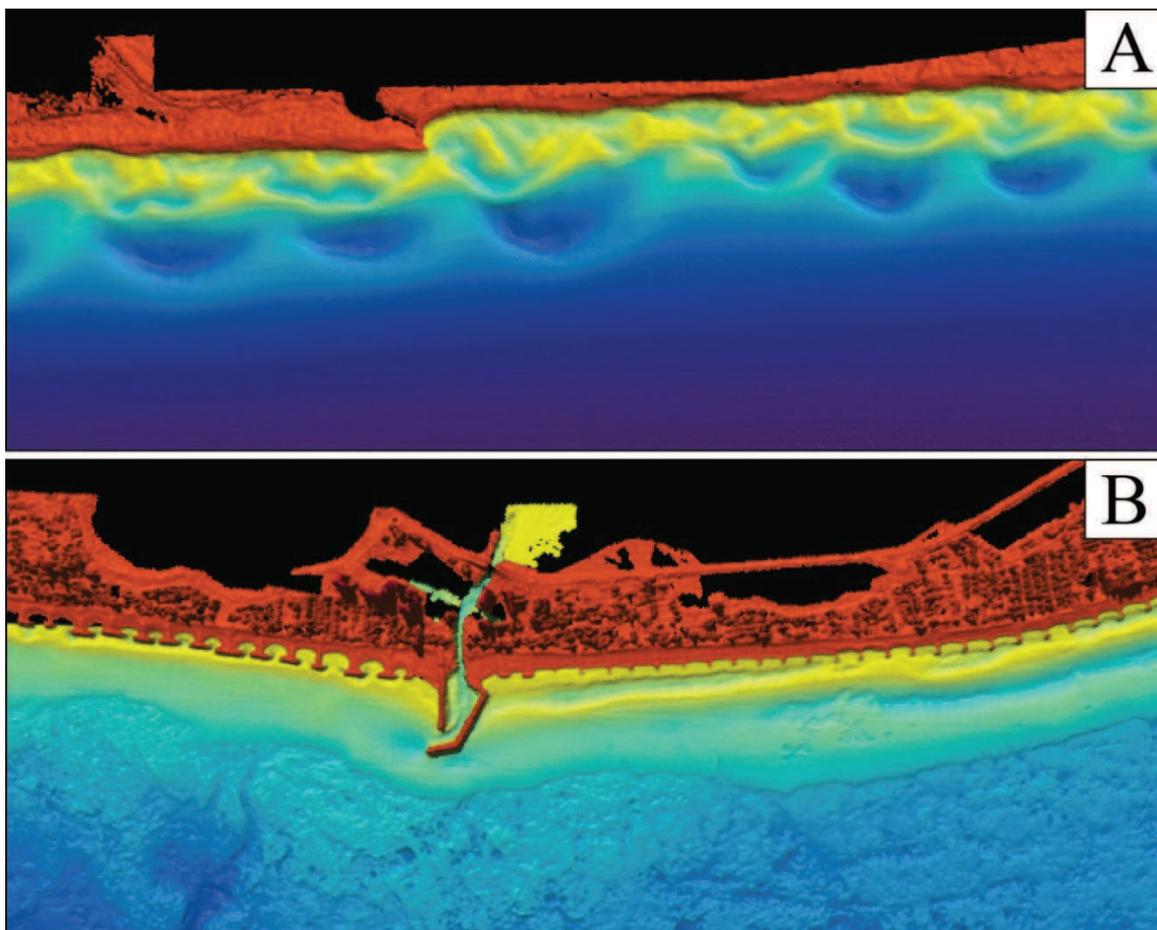


Fig. 4.13 : LiDAR imagery of (A) the Roussillon beaches that display crescentic bars and (B) the Aresquiers beach that shows the substratum outcrop and the coastal structures.

4.3.1.7. Control Factors of NOM regional variability

In the areas where it is present, the NOM characteristics are different from one site to another. These differences appear to be related to the morphology of the bars and the hydrodynamic conditions.

Regarding the differences of the NOM characteristics between sites, many authors suggest a relationship between the slope and the migration rate (Kroon, 1994; Wijnberg, 1995; Shand et Bailey, 1999; Shand *et al.*, 1999; Grunnet et Hoekstra, 2004). In the Languedoc-Roussillon, the migration rate (M_r) increases with increasing β despite its low variability (1:125 at Port-la-Nouvelle to 1:105 at Maguelone).

X_{bz} is a key geometric parameter that steer the inter-site and intra-site variation (Ruessink *et al.*, 2003). Observations on beaches affected by NOM in Languedoc-Roussillon show that the NOM duration is modulated by the bar zone width (X_{bz}). For a same migration rate, when X_{bz} is narrow, the NOM duration is shortened. Yet the relationship between X_{bz} and the external forcings are not clearly defined (Ruessink *et al.*, 2003; Tatui *et al.*, 2011).

In the literature, bars volume is usually considered as a parameter controlling the bar migration rate, small bars migrating faster than large bars (Grunnet et Hoekstra, 2004; Tatui *et al.*, 2011). In the Gulf of Lions, a relationship between the migration rate and the nearshore bars volume is also observed. Surprisingly, it is the largest bars that migrate faster than the smallest ones. An enlightening observation is that areas with large bars receive more wave energy allowing a faster migration.

Previous studies have shown that wave energy presents a very good relationship with the migration rate and NOM duration (Grunnet et Hoekstra, 2004). In fact, storms are responsible for the origin of the undertow involved in seaward bar migration (Lippmann *et al.*, 1993). Sète where the migration rate is the fastest receive the highest energy during storms, while in Gruissan the reverse can be observe (Tab. 4.3 and Tab. 4.4). Eventually, the morphology of the Gulf of Lions and the direction of the major storms cause longshore variability of the wave energy and induced currents. This variability influences different patterns of migration rate at a regional scale.

Only Maguelone and Port-la-Nouvelle long time series allow a thorough analysis of NOM return period frequency. This frequency seems uniform for both sites (7-9 and 6-8 yrs respectively). For the duration at regional scale of the return period, a great inter-site variability exists (Tab. 4.3). Certain (2002) and Gervais (2012) have demonstrated that the NOM is triggered by high energetic storms, and their impacts are very different according to the varying morphology and orientation of the coastline (Gervais *et al.*, 2012). Relation between NOM cycles, storms frequency and orientation of the coastline need to be done to define H_s threshold for migration triggering.

The case of Maguelone is particular with a very slow migration rate. Taking into account the morphology of this area and the NOM duration (Tab. 4.3), the reverse should be observed since a narrow and steep shoreface occurred resulting in a narrow bar zone and limited sediment volume (Fig. 4.12). However, as the offshore rocky plateau is wide and shallow (-10 m), the relative slowness could be explained by the attenuation of strong waves further offshore due to the outcropping bedrock (Sabatier *et al.*, 2004).

4.3.1.8. Concluding remarks

The Languedoc-Roussillon coastline is characterized by a well developed sandbar system that displays a great variety of typologies. On this regional scale, only straight sand bar systems exhibit the NOM. However, sufficient wave energy is required to trigger a NOM cycle, but contrarily some parameters can constrain its properties (coastal structures, sedimentary budget...).

Regional NOM differences suggest that each area is characterized by distinctive morphological and forcing parameters. NOM cycle characteristics are determined by a combination of several main dynamic and morphological parameters as hydrodynamics, nearshore slope, bar zone width. Moreover, the sandbar volume, the sediment budget, the coastline orientation and the regional hydrodynamic variability can also influence the NOM.

This study highlights that the regional sandbar morphodynamics is highly sensitive to the variability of the morphological and environmental parameters. Thus, Languedoc-Roussillon coastline is ideal for studying the behaviour of the sandbar systems. New data collection like high resolution hydrodynamical data in the surf zone and new LiDAR imagery will allow a better understanding of all the parameters involved in the NOM development and the role of each, and particularly explain the longshore variability along sedimentary cells.

4.3.1.9. Acknowledgement

The authors thank the *DREAL-LR* for their financial support and the provision of LiDAR data.

4.3.2. Expression longitudinale du NOM à l'échelle de la cellule

Ce chapitre fait l'objet d'une publication en phase de soumission dont la référence est la suivante :

N. Aleman, R. Certain, N. Robin and J.-P. Barusseau (in prep.). Longshore mechanisms involved in the Net Offshore bar Migration.

4.3.2.1. Résumé de l'article

L'étude du comportement des barres d'avant-côte dans le Languedoc-Roussillon a montré l'implication de barres d'avant-côte légèrement obliques par rapport à la côte dans le processus de migration vers le large (NOM) identifié sur les profils bathymétriques 2DV. Cet article présente une étude de la dynamique de ce type de barres sur deux sites du Languedoc-Roussillon et leur relation avec la NOM. Les principaux résultats obtenus montrent que :

- Suivant leur extension longitudinale, les barres d'avant-côte légèrement obliques s'éloignent progressivement du rivage depuis un point d'attache à la côte jusqu'à sa disparition au large. Elles forment un angle d'environ 2° avec le trait de côte et s'étendent longitudinalement sur plus de 10 km. Ces barres ont été identifiées sur plusieurs plages à barres dans le monde.

- L'analyse de la cinématique du point d'attachement à la côte et du point de disparition au large souligne que ces motifs de barres légèrement obliques se déplacent longitudinalement à la côte en sens inverse de la dérive littorale dominante. Ce déplacement peut être perturbé par la présence d'ouvrages anthropiques et/ou par l'état du stock sédimentaire sur l'avant-côte.

- La NOM est composée de trois phases distinctes : une phase de génération de la barre proche de la côte, une phase de rapide migration vers le large et une phase de dégénérescence au large. La discontinuité des phases de rapide migration vers le large semble être liée à la variabilité des conditions d'agitation et à la faible énergie de la houle.

- Le caractère oblique des barres entraîne un décalage temporel des cycles de NOM longitudinalement à la côte. L'apparente migration *longshore* à contre dérive des barres légèrement obliques entraîne l'*offshore* migration identifiée sur les profils bathymétriques 2DV. Un déplacement du motif de barre dans le sens opposé entraînerait en effet une migration *onshore* sur les profils.

Ces résultats soulignent l'importance des barres légèrement obliques dans la dynamique des systèmes de barre d'avant-côte. Un effort de recherche doit être engagé sur ces morphologies de barre afin de déterminer avec précision les processus physiques impliqués. Cela passe par l'acquisition de données à petite échelle spatiale (comme le LiDAR) et une analyse fine de l'hydrodynamique et des transports au cours du cycle.

4.3.2.2. Introduction

Nearshore bars are common features present on most micro to mesotidal wave-dominated sandy coasts of the world. On a seasonal scale, the bars move landward during low energetic conditions and seaward during storm events (Wijnberg et Kroon, 2002). However, on a multi-decadal scale, most straight bar systems show a cyclic evolution characterized by a seaward migration called Net Offshore Migration (NOM) (Ruessink et Kroon, 1994; Wijnberg et Terwindt, 1995; Plant *et al.*, 1999; Shand *et al.*, 1999; Kuriyama et Lee, 2001). The cycle in the development of a multi-bar system describes the return to a formerly exhibited bar topography due to a systematic and repetitive behavior of the bars. This cycle is composed of distinct stages in the total life span of each individual bar consisting of the generation near the shoreline, the subsequent net seaward migration, and the final degeneration at its most offshore position (Fig. 4.14). The seaward migration rates varies within the different stages, for example it becomes very slow during the bar degeneration. The degeneration and disappearance of the outer bar at 5 to 7 m depth results in larger wave energy across the inner bar that drives its rapid seaward migration. The inner bar takes the place of the outer bar, while a new inner bar is created in shallow water. NOM observations are restricted on only few barred beaches in the world (Black Sea (Tatui *et al.*, 2011), Egypt (Khafagy *et al.*, 1992), France (Certain et Barusseau, 2006; Aleman *et al.*, 2013), Japan (Kuriyama et Lee, 2001), Netherlands (Ruessink et Kroon, 1994; Wijnberg et Terwindt, 1995), New-Zealand (Shand, 2000), USA (Lippmann *et al.*, 1993)) with a large panel of environmental parameters. These studies have led to a better understanding of the main characteristics of the NOM cycle. Rates of seaward movement of the inner bar are generally higher than onshore displacement rates (Van Enckevort et Ruessink, 2003). Otherwise, the migration speed and response time to the hydrodynamic events are influenced by the volume of the bar. A large bar will respond more slowly compared to a smaller bar (Smit *et al.*, 2008; Ruessink *et al.*, 2009; Tatui *et al.*, 2011; Aleman *et al.*, 2013). At a constant volume, the migration rate of a bar seems to be proportional to the global hydrodynamic forcing (Sallenger *et al.*, 1985; Gallagher *et al.*, 1998). NOM can be steered by extreme single storm (Ruessink et Terwindt, 2000; Certain et Barusseau, 2006; Ruessink *et al.*, 2009; Gervais, 2012) or seems to be also controlled by the mean wave forcing (Wijnberg et Terwindt, 1995; Van Enckevort et Ruessink, 2003). In a review of NOM on different world barred beaches, Shand et Bailey (1999) show that large inter-site variation exists and note average life span (time between the appearance and disappearance of the bar) ranging between 2.5 and 20 years, average migration rate ranging between 30 and 200 m/yrs and average return period (time between the passage of two bars at the same position) ranging between 1.2 and 15 years. At a regional scale Aleman *et al.* (2013) also shows great variability of NOM characteristics. In the south of France (Region of Languedoc-Roussillon), the return period ranging from 6 to 23 years, the life span is between 3 and 9 years and the migration rate varies between 19 and 69 m/year.

It is clear that the grain to grain sediment transport is a key point for understanding these bar movements. In the surf zone, some authors note that the transport is mainly controlled by the influence of cross-shore currents. The resulting sediment transport is determined by the relative contributions of the current directed landward (wave asymmetry) and currents directed offshore (undertow and rip-currents) (Masselink *et al.*, 2006). Thus, the net direction of crossshore transport depends on the energy level of the incident wave (Sunamura et Takeda, 1984; Russell et Huntley, 1999). Even if the sediment transport during NOM is poorly studied, the undertow was identified as the main mechanism leading to the NOM cycle (Gallagher *et al.*, 1998; Ruessink *et al.*, 1998; Plant *et al.*, 2001). However, several authors have suggested that the phenomenon occurs at constant volume and that the sediment lost from the outer bar feeds the inner bar by some unspecified means during decay process (i.e.

‘not deposited in the trough landward of the outer bar, but is immediately redistributed in the inner bar system’ in Wijnberg, 1995) and involving an onshore transport due to wave asymmetry (Ruessink and Terwindt, 2000). On the other hand, Aagaard *et al.* (2010) shows a lack of sediment in the nearshore sedimentary budget and argues that the sediment loss and the decay of the outer bar is caused by a combination of cross-shore and longshore transport processes, as addressed by Wijnberg (1995) especially for the sediment transport of the inner bar system where longshore sediment redistribution can be superimposed on the cross-shore movement.

The problem encountered by former authors to address the possible role of longshore transport and longshore bar displacement evidence in the NOM reside in the weak alongshore continuity of the data available, essentially juxtaposed 2DV profiles collection. Some authors have however suggested a link between the NOM and longshore migration of oblique bars (3-4°) characterized by having a single shore attachment point at the proximal end and then diverging from the shoreline with a small angle as the bar extends alongshore (named "trisectional" bars in Kroon, 1991; Lippmann *et al.*, 1993; Kroon, 1994). In Terschelling (Netherlands), Ruessink et Kroon (1994) recognize that the trend of cross-shore bar migration is influenced by the migration of longshore bars. However, the involvement of longshore bar displacement and longshore sediment transport in the NOM is still to do, as mentioned by former authors (Lippmann *et al.*, 1993).

The long sandy beaches and the well developed bar system of the Gulf of Lions offer an ideal field for NOM study and its relationship with oblique bars. Indeed, Aleman *et al.* (2013) have achieved a regional study of bar kinematic on the entire Gulf based on a large LiDAR bathymetry and identified several bar system subject to NOM cycles. The aim of this paper is to investigate the morphological evolution of these unusual oblique nearshore bars, re-called here the slightly oblique bars and their influence on the Net Offshore bar Migration. First, the

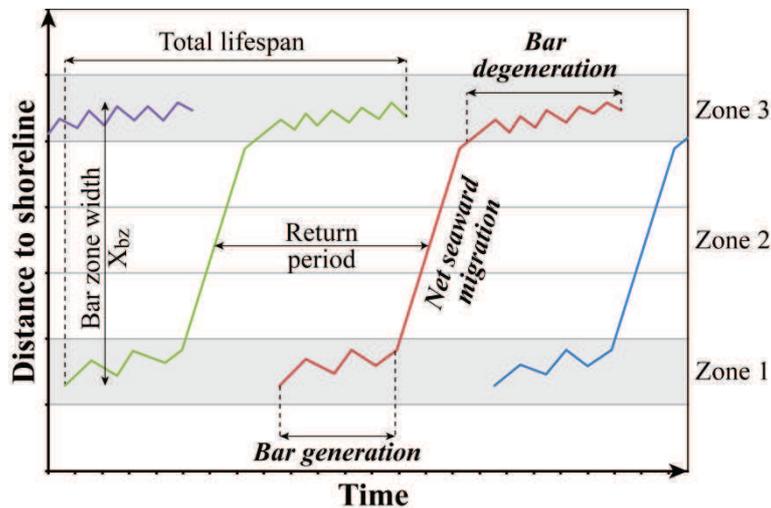


Fig. 4.14: Parameters and terms used to define a NOM cycle. Total lifespan of the bar corresponds of the complete NOM cycle duration. Return period is the time between the passage of two consecutive bars at the same position. The NOM cycle is composed by three stages: a phase of bar generation near the shore (zone 1), a phase of net seaward migration (zone 2) and a phase of bar degeneration offshore (zone 3) (adapted from Grunnet and Hoekstra, 2004).

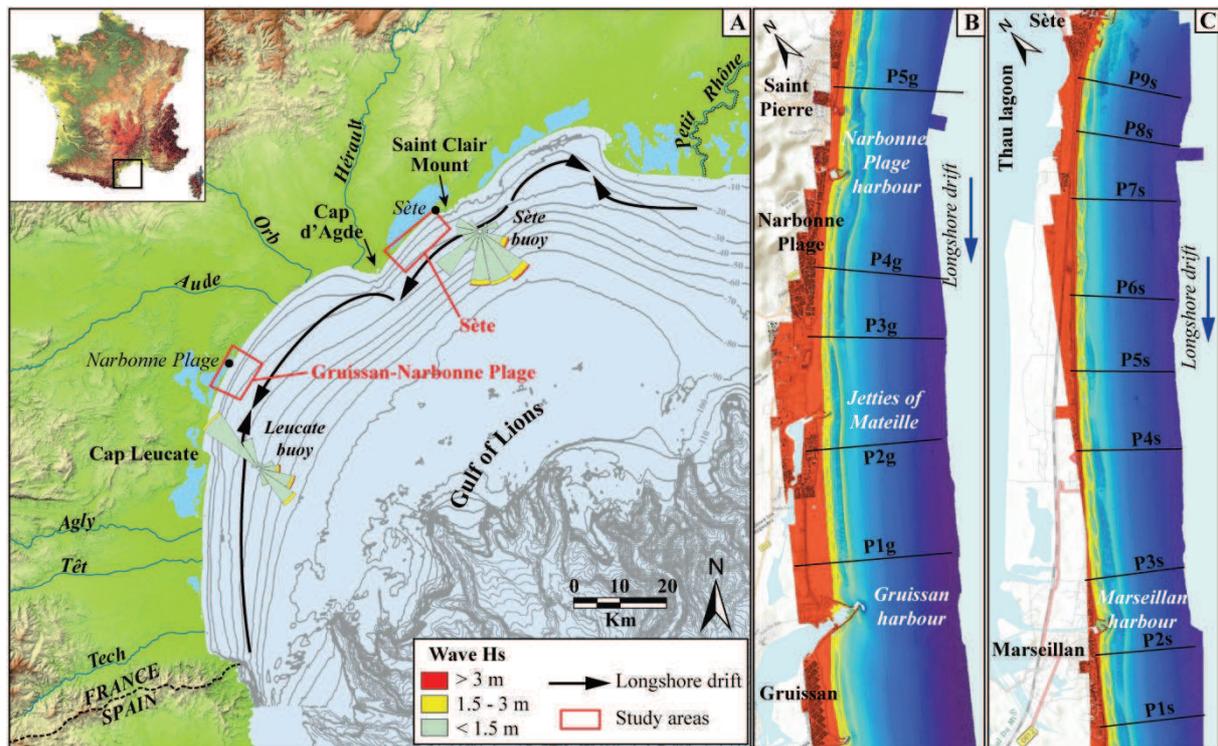


Fig. 4.15: (A) Morphobathymetric map of the Gulf of Lions. Roses indicate wave direction and height for Leucate and Sète buoys. (B) Map of Gruissan beaches and (C) Sète beaches with LiDAR imagery and bathymetric profiles position.

slightly oblique bars, characterized as said by former discoverers by having a single shore attachment point and then diverging from the shoreline with a very small angle alongshore, are analyzed over a wide area and a multi-decadal approach is used to determine the bar kinematic. Then, the role of the slightly oblique bars in the NOM process is studied. The present study is a preliminary work to determine the morphodynamic of this particular bar shape and to identify the best areas to study in detail the physical processes involved.

4.3.2.3. Study area

The study focuses on two beaches of the Languedoc-Roussillon coastline located in the Gulf of Lions (southern part of the French Mediterranean coast, Fig. 4.15): Gruissan beaches and Sète barrier. These two areas were selected as a result of the identification of slightly oblique bars on the LiDAR imageries (Fig. 4.16) and the occurrence of a NOM-type evolution (Aleman *et al.*, 2013). This microtidal environment is characterized by a very low tidal range (< 0.30 m at mean spring tide). The mean significant wave height (H_s) is generally low ($H_s < 0.3$ m for 75% of the time at Sète, Fig. 4.15A) with a peak period between 3 and 4 s. The influence of wind and atmospheric pressure fluctuations can still cause high water level variations in response to setups and setdowns. During storm events, the added action of waves may cause a surge that can reach 1 m near the shore (Certain, 2002). The field sites may be classified in a wave dominated system with very low mean energy but very energetic storms, with for example at least a $H_s=4$ m high storm by year and a dozen of $H_s>3$ m events (Certain,

2002; Aleman *et al.*, submitted). These energetic events occur especially during winter and autumn and generate significant annual and monthly variability of wave height.

Gruissan Beaches

The first study area extends over 10 km sandy coast from Gruissan to Saint Pierre-la-Mer. Several coastal structures are located on this coastline: Gruissan harbour, jetties of Mateille pond and Narbonne Plage harbour (Fig. 4.15B). In this area, the littoral drift is oriented NE-SW. Fine D_{50} sediment range from 0.130 to 0.353 mm. The nearshore displays a system of two sandbars well developed (Fig. 4.16). According to Wright et Short (1984), the inner bar is generally "Rhythmic Bar and Beach" (RBB) while the typology of the outer bar is Dissipative (D) to "Longshore Bar and Trough" (LBT) (Aleman *et al.*, 2011; Aleman *et al.*, submitted).

Sète barrier beach

The Sète barrier separates the Thau lagoon from the sea over 13 km between the Cap d'Agde in the south-west and the Saint Clair mount in the north-east (Fig. 4.15C). Only Marseillan harbour is present in this part of coast. The main littoral drift is oriented NE-SW. The median grain size of sandy sediment ranges from 0.134 mm to 0.240 mm. The bar system displays an RBB inner bar and an LBT outer bar (Aleman *et al.*, 2011; Aleman *et al.*, submitted).

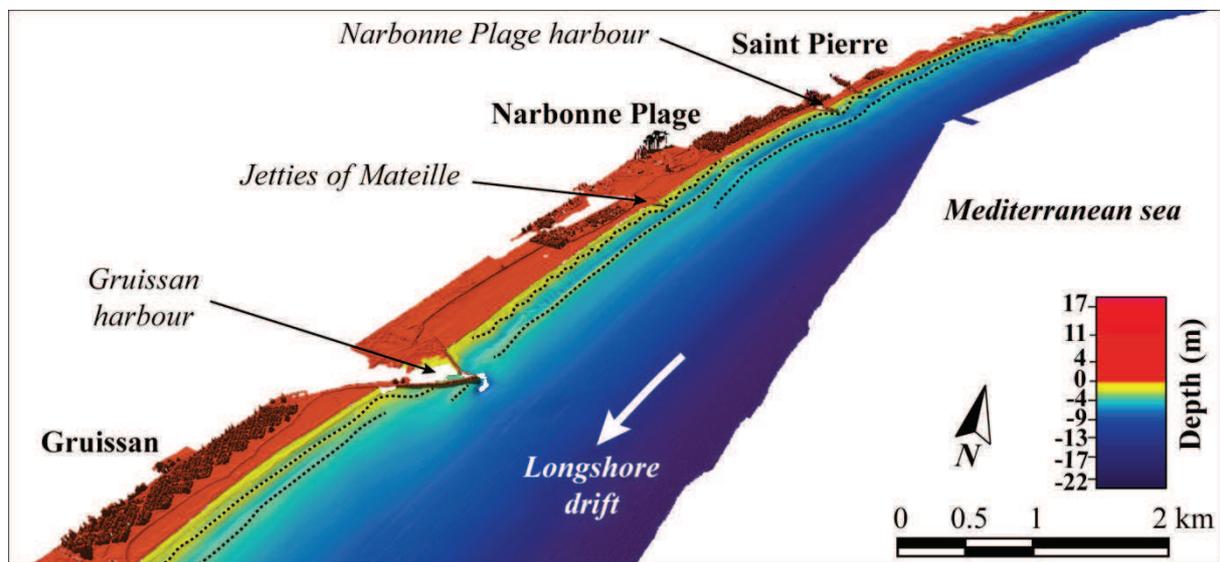


Fig. 4.16: 3D oblique view (LiDAR 2009) of Gruissan area. The nearshore bars are indicated with a dotted black line. This figure shows the slightly oblique bars characterized by a progressive seaward remoteness according to the direction of the dominant littoral drift.

4.3.2.4. Methods

A wide set of 2DV bathymetric profiles was used to investigate the interannual morphodynamic of the sandbar systems. 14 profiles (5 in Gruissan and 9 in Sète) were surveyed by the *Maritime and Navigation Service of Languedoc-Roussillon* (SMNLR) every one or two years from 1984 to 2004 (Tab. 4.5). The profiles spacing approximately range from 1 to 2.5 km with an offshore extend of 700 m (Fig. 4.15B and C). Bathymetric soundings were carried out using a Tritech 500 echosounder that gives a vertical accuracy of ± 5 cm and 1 m horizontally (DGPS Sercel) for one point of measure every 1.25 m. The hydrodynamical forcing during bar displacements is given by four wave buoys along the Gulf of Lions coast.

These data base are completed by two 3D topo-bathymetric LiDAR imageries (2009 and 2011, Tab. 4.5) that provide alongshore continuous vision of the nearshore morphology and completely cover the two study areas (Fig. 4.15B and C). These surveys were conducted by FUGRO using a LADS Mk II (2009) and LADS Mk III (2011) at the request of the DREAL-LR. The green laser (e.g. the bathymetric beam) frequency is 900 Hz with a swath width of 240 m for a minimal spatial resolution around 5 m and a vertical accuracy of about 30 cm. For these surveys, the space between lines of flight was 220 m (overlap of 20 m between lines). The collected data extend from the eolian dune to 20 m water depth.

2DH aerial photographs (DREAL-LR) of Sète barrier and Gruissan beaches complete this data set. There were georeferenced using a Geographic Information System (ArcGIS 10) taking as reference the orthophotographs of *National Geographic Institute* (IGN) that have a resolution of 0.5 m. Between 30 and 50 landmarks were used for each photograph then corrected using a polynomial function of order 3 which achieves a resolution of ± 2 pixels or an accuracy of ± 1 m. The aerial photographs are available from 1986 to 2008 for Gruissan beaches and from 1981 to 2000 for Sète barrier (Tab. 4.5). On each one, it's possible to identify the morphology of nearshore bars thanks to the water transparency.

The spatial variability of the bar position was investigated by drawing the bar systems for all available dates in ArcGIS 10. Only the determination of longshore continuity of the bars on a 3D LIDAR or 2DH aerial photograph views helps to link without errors bars crest on the different 2DV profiles and identify the different stages of maturation of the alongshore

Tab. 4.5: Datasets used in this study

Data set	Alongshore coherence	Date available for Gruissan	Date available for Sète
LiDAR	3D continuous	2009, 2011	2009, 2011
Aerial photographs	2DH continuous	1986, 1989, 1992, 1995, 1998, 2003, 2008	1981, 1986, 1989, 1992, 1995, 2000
Bathymetric profiles	2DV segmented	1988*, 1989*, 1990*, 1997*, 1998*, 1999*, 2001, 2002	1984*, 1986*, 1988*, 1989*, 1990*, 1991*, 1992*, 1994*, 1996, 1997, 1998, 1999*, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004

* indicates that all profiles are not available

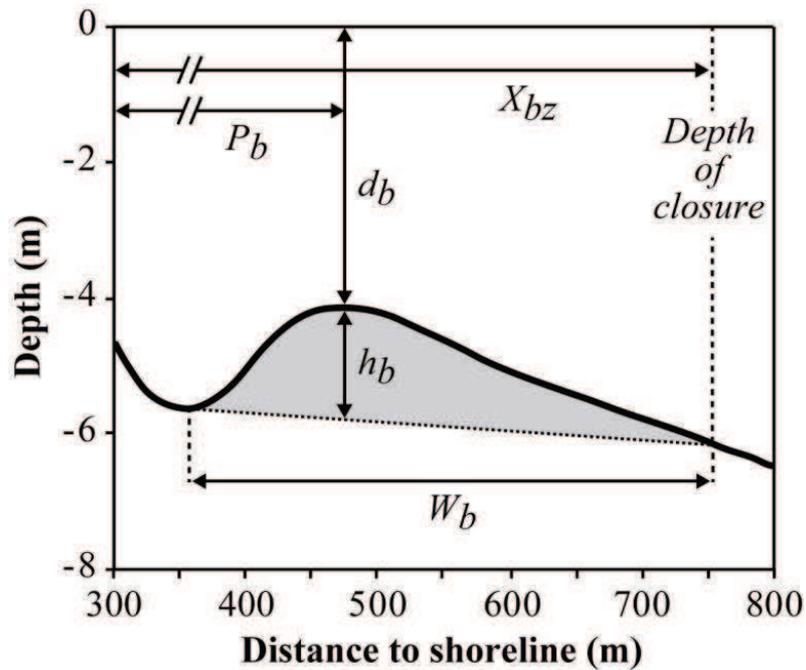


Fig. 4.17: Conceptual diagram showing the different bar parameters used in this study. d_b : depth of bar crest (m); P_b : bar position from the shoreline (m); h_b : bar height (m); W_b : bar width (m); X_{bz} : Bar zone width (m).

variability of the oblique bars. Incertitude of bar crest digitalization is estimated to ± 5 m on both LiDAR and aerial photograph that offer a total incertitude about ± 10 m when comparing the two data. Even if this uncertainty is high, the authors believe that the investigation on longshore bar dynamic on large temporal and spatial scale is possible. For all profiles, the return period (time between the passage of two bars at the same position), the duration of the phase of net seaward migration and the average migration rate were calculated (Fig. 4.14).

Morphometric parameters of the bars were calculated on profiles extracted from LiDAR 2009. The base of the bars is considered between the maximum depth in the adjacent trough and the closure depth (6 m for the annual closure depth based on the convergence of the profiles offshore). The different parameters computed are presented in the Fig. 4.17: d_b is the depth of bar crest; P_b is the bar position from the shoreline (m); h_b is the bar height (m); W_b is the bar width (m) and X_{bz} is the bar zone width that corresponds to the distance between the coastline and the annual closure depth.

4.3.2.5. Results

Cross-shore and longshore time-variability of NOM characteristics

The 2DV bathymetric profiles allow identifying five generations of bars on the Gruissan and Sète shorefaces (Fig. 4.18). The bars are subjected to a conventional NOM cycle with three distinctive phases (Fig. 4.18 and Fig. 4.19). (1) At the beginning of the cycle near to the

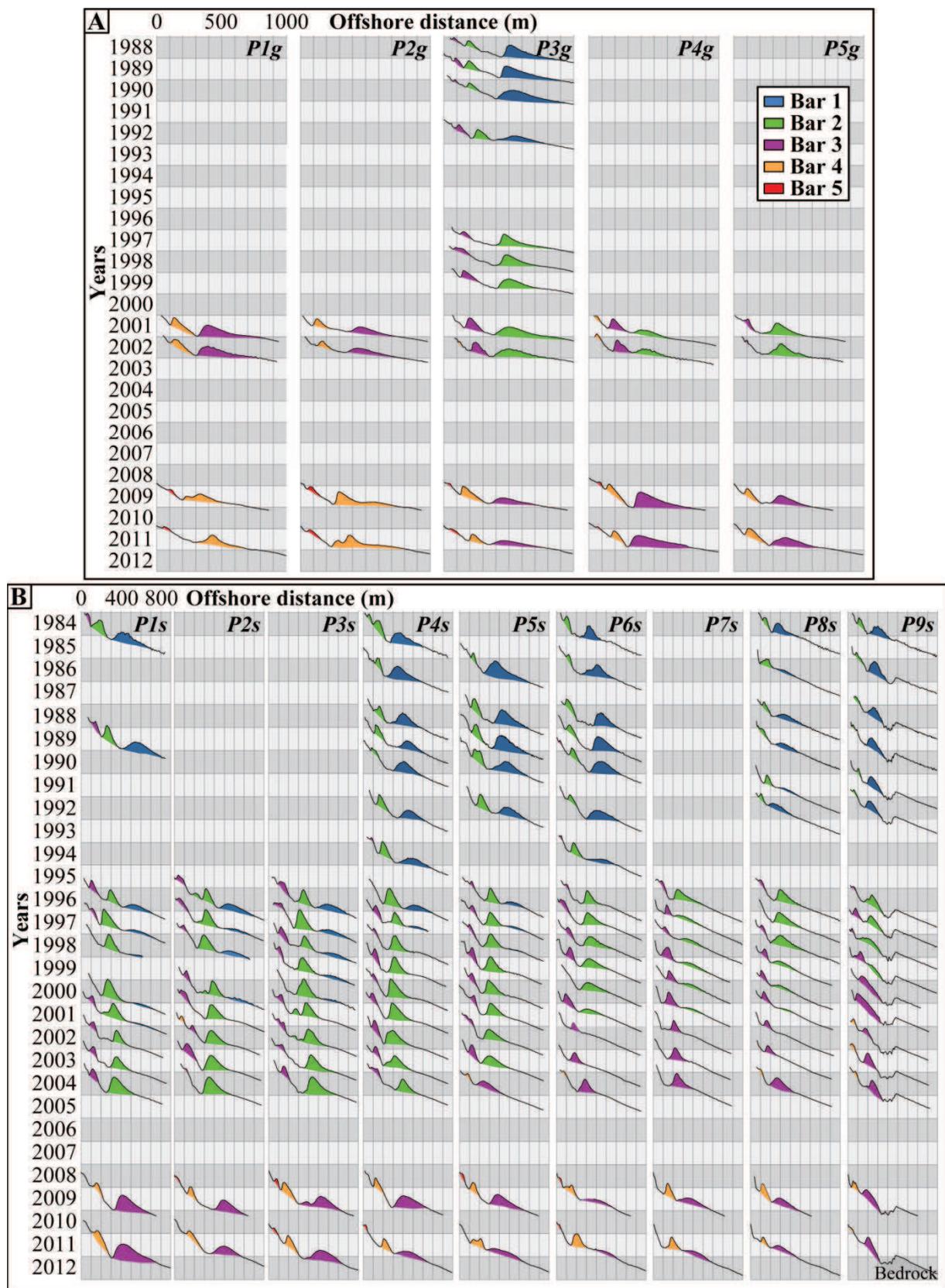


Fig. 4.18: 2DV bathymetric profiles of (A) Gruissan (*P1g* à *P5g*) from 1988 to 2011 and (B) Sète (*P1s* à *P9s*) from 1984 to 2011. Each colour indicates the same bar from one year to another.

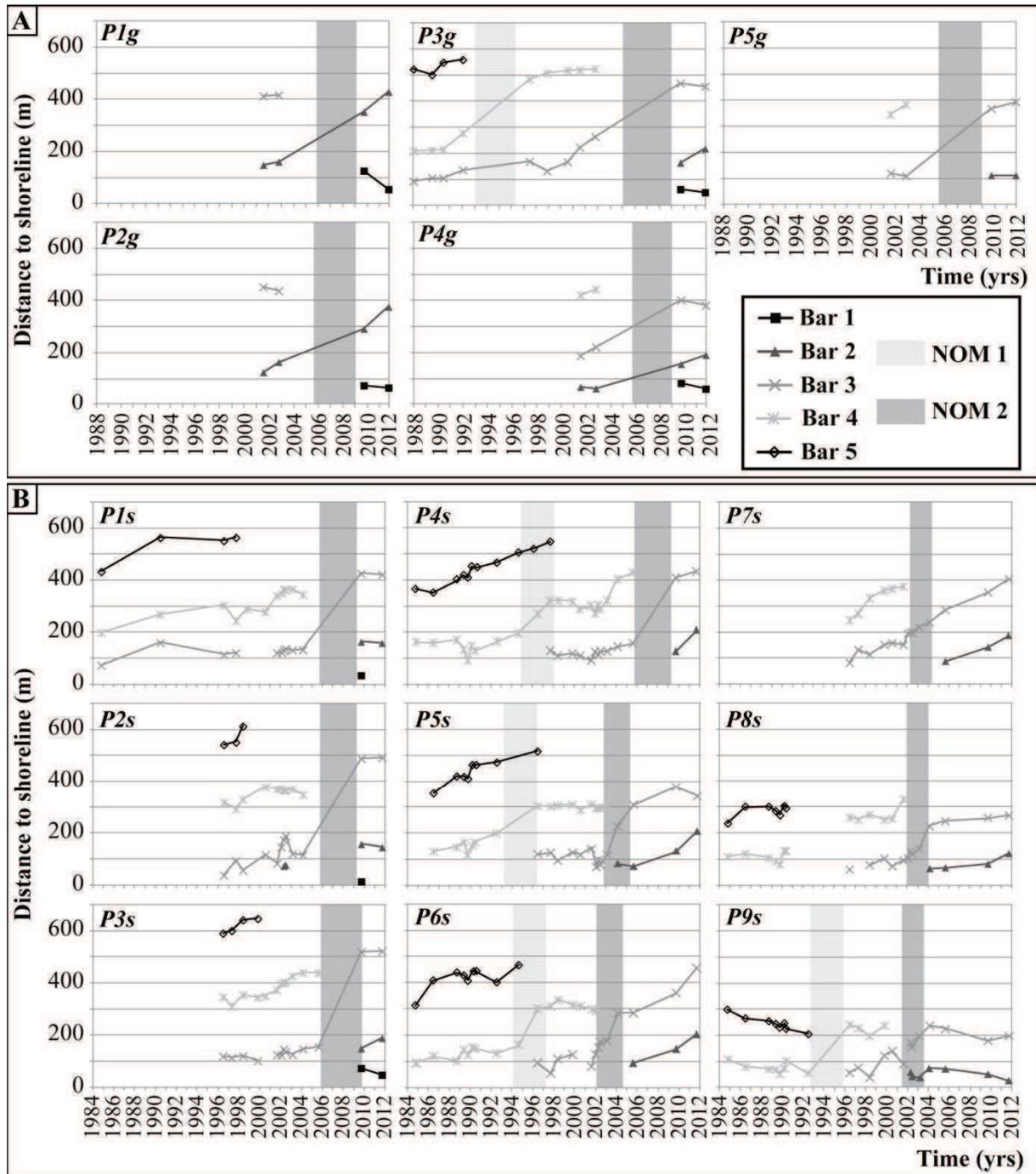


Fig. 4.19: Bar crest position extracts from 2DV profiles of (A) Gruissan (P1g to P5g) and (B) Sète (P1s to P9s) from 1984 to 2011. The gray backgrounds indicate the NOM periods.

coast, the bars slowly migrate offshore with some periods of onshore migration (phase of generation) (Fig. 4.19). (2) Then, the bars quickly migrate seaward (phase of net seaward migration) (Fig. 4.19). (3) Finally, the bar stabilizes at its farthest position from the shoreline and migrates alternately on- and offshore before its complete disappearance (phase of degeneration) (Fig. 4.19).

However, the start and end of the cycle show a longshore time lag for different points along the coastline (otherwise called ‘out-of-phase’ alongshore behavior by Wijnberg, 1995).

On Gruissan beaches, longshore time lag has a spatial expression from SW to NW (P1g to P5g). The same bar is forming or disappearing on the first profile (P1g) and then gradually to the last profile (P5g) (Fig. 4.18). On Sète barrier, the longshore time lag of bar appearance is expressed from NE to SW (from P1s to P9s) while the longshore time lag of bar disappearance is in the opposite direction from NE to SW (from P9s to P1s) (Fig. 4.18). This time lag is on average 5 years in Gruissan and 3 years in Sète over a longshore distance of 5 km on both sites.

The duration of each phase cannot be determined accurately due to the irregular frequency of bathymetric surveys (Fig. 4.19). However, two phases of net seaward migration are visible on the Gruissan beaches and the duration seems to reach about 10 years. In Sète, two phases of net seaward migration are also identified with duration between 2 and 6 years (Fig. 4.19). The duration of the generation and degeneration phases (between two phases of net seaward migration, Fig. 4.14) is also highly variable. For example, on the P6s profile at Sète, the first phase of net seaward migration occurs in 1994, 10 years after the first survey while only 4 years separates the two phases of net seaward migration (between 1997 and 2002) (Fig. 4.19). The net seaward migration duration is homogeneous alongshore on both sites. Longshore time lag of net seaward migration occurrence is identifiable as such in Sète where the second cycle occurs between 2006 and 2010 on P3s profile and between 2001 and 2004 on P8s profile.

The bar zone width X_{bz} (Fig. 4.14) does not have any longitudinal variability and is of the order of 800 m in Gruissan (Fig. 4.19). Conversely, strong longitudinal variation affects the bar zone width in Sète. X_{bz} is about 400 m in the north and increases towards the south to about 800 m (Fig. 4.19). This variability is related to the steeper slope in the north. In Gruissan, the slope of the nearshore area is constant over the entire area.

Morphology and longshore kinematic of slightly oblique nearshore bars

The slightly oblique nearshore bars are characterized by a longshore gradual increase of the distance to the coast. This gradual remoteness takes place on several kilometers (>10 km) from an attachment point on the shore to an offshore position (Fig. 4.20A and B). The bars have an average angle of 2° relative to the shore. The bar is therefore in different degrees of maturation according to his longshore extension (Fig. 4.20B and Tab. 4.6): (1) a phase of generation to its proximal end near the shore where the bar is small, narrow, shallow and displays small crescents. Following its longshore extension, the bar is gradually into a more seaward position (Fig. 4.20B and Tab. 4.6). (2) The inner bar comes to an external position on a short longshore distance (~ 1 km) when it is no longer protected by the outer bar (Fig. 4.20B). This rapid change generates a bar shift and the bar becomes wider, deeper and higher (Fig. 4.20B and Tab. 4.6). (3) Finally, the bar reaches the last stage of maturation at its distal end where the bar is the largest and deepest. Bar disappears gradually in an offshore position (Fig. 4.20B and Tab. 4.6).

Even if the bar behaviour appears to be essentially a cross-shore redistribution process (Wijnberg, 1995), the multi-decadal analysis of bar dynamics (Fig. 4.21) shows that on both study sites the position of the proximal (connected to the coast) and distal (offshore) end of bars (Fig. 4.21) migrate longshore. The migration of the distal end of the bar in Sète is difficult to define due to the narrow bar zone width in the NW (Fig. 4.19) that generates the rapid disappearance of the outer bar 300 meters offshore. Moreover, the frequency and extension of data sets don't allow determining the characteristics of degeneration of the outer

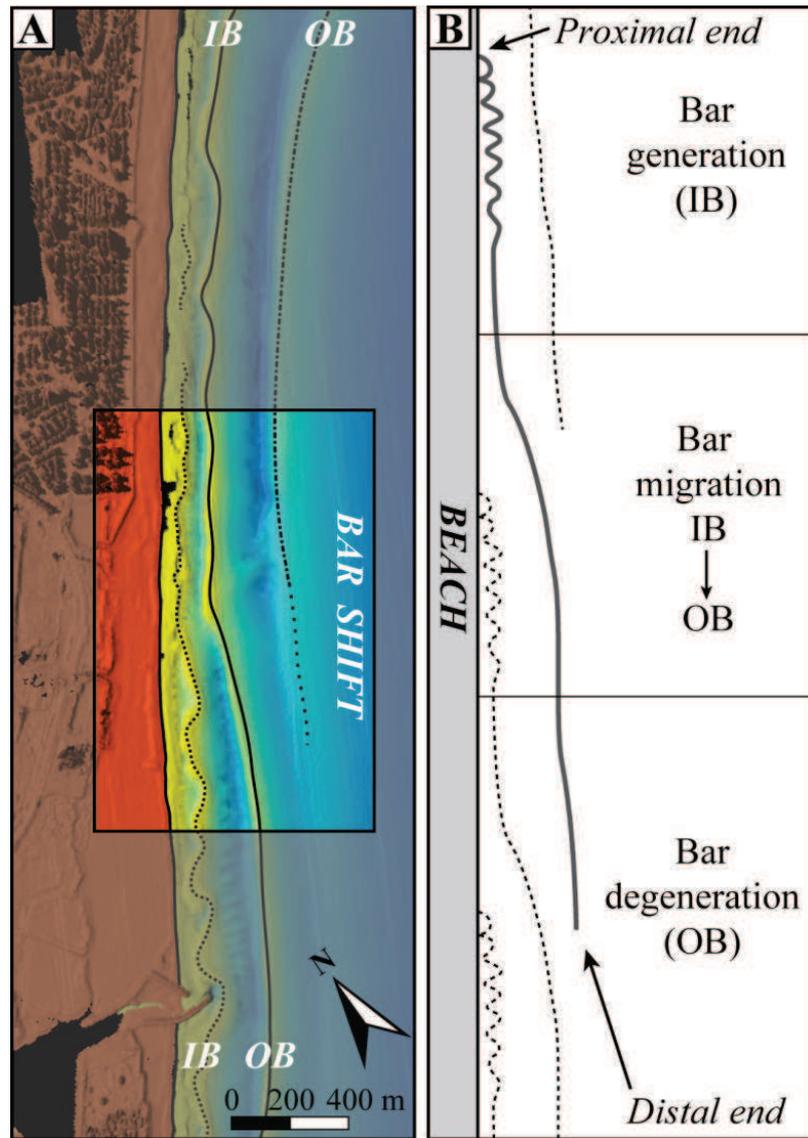


Fig. 4.20: (A) Slightly oblique bars on LiDAR 2009 imagery that shows the bar shifting at the transition between inner and outer position and (B) schematic representation of a slightly oblique bar with the different degree of maturation in alongshore direction (generation, migration and degeneration).

Tab. 4.6: Average of the bar parameters (LiDAR 2009) in the 3 stages of maturation. d_b : depth of bar crest; P_b : bar position from the shoreline; h_b : bar height; W_b : bar width.

Site	Stage of maturation	P_b (m)	d_b (m)	h_b (m)	W_b (m)
Gruissan	Generation	86	0.9	2.9	100
	Migration	227	2.2	7.2	210
	Degeneration	458	4.2	6.9	385
Sète	Generation	45	0.6	1.8	70
	Migration	138	1.8	6.4	150
	Degeneration	376	4.2	6.0	385

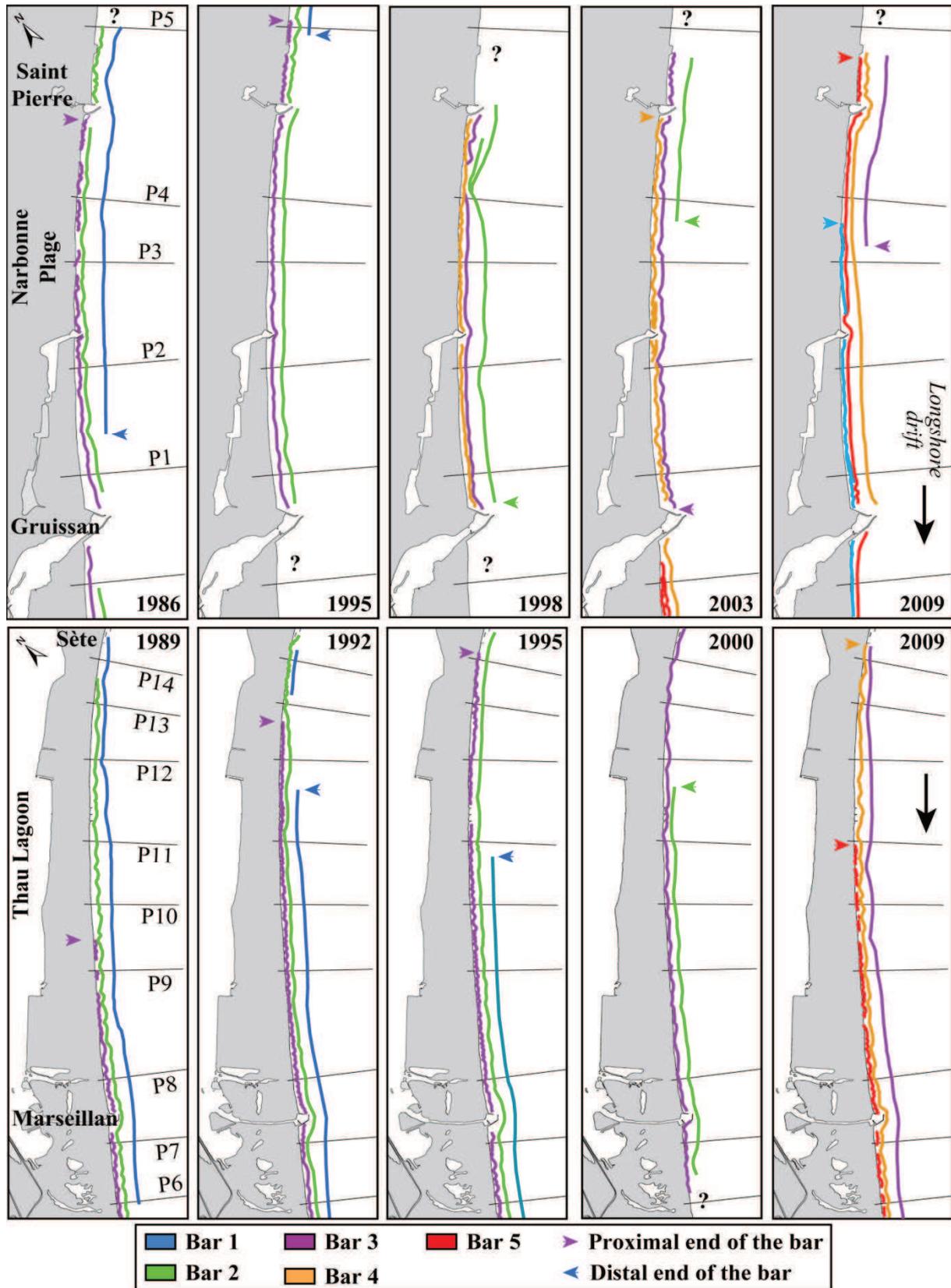


Fig. 4.21: Morphological evolution of nearshore bar systems in Gruissan beaches (top) and in Sète barrier (bottom) determined from 2DH aerial photograph and 3D LiDAR imagery (for clarity, only 5 dates are shown for each site). Each colour indicates the same bar from one year to another. The small arrows indicate the proximal and distal end of the bar when it is visible.

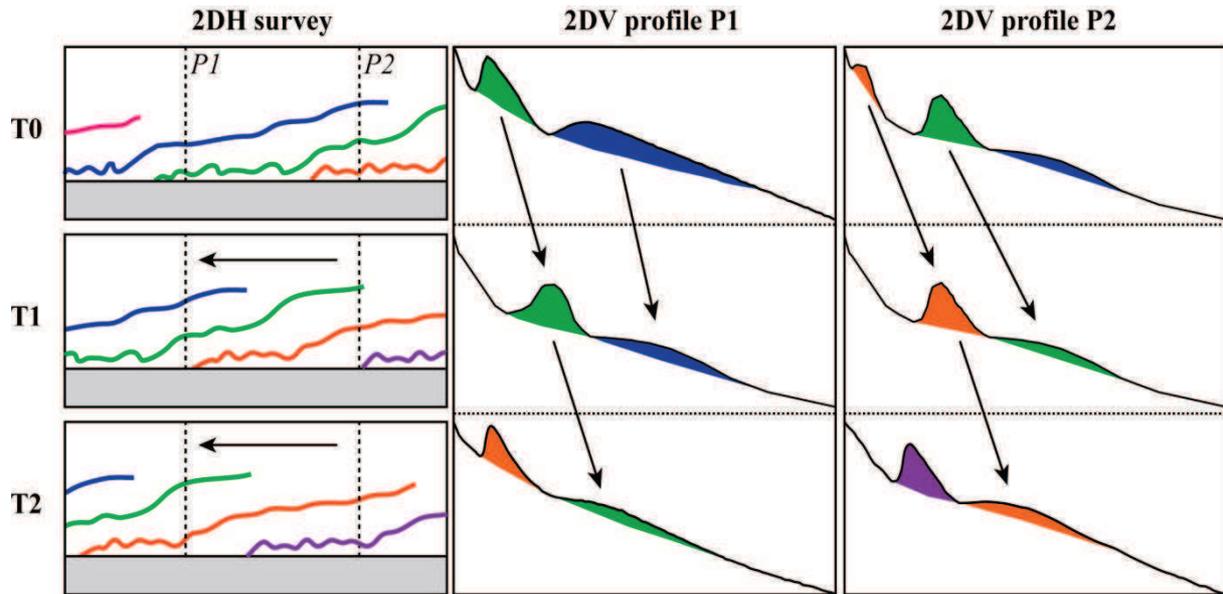


Fig. 4.22: Correspondence between longshore migration of slightly oblique nearshore bars on 2DH survey and cross-shore bar migration on 2DV bathymetric profile. Bar is in a different stage of maturation on the P1 and P2 profiles.

bar in the southern part. Otherwise, the migration is up-drift in both field sites. For instance in Gruissan, the proximal end of the bar 3 and the distal end of the bar 1 migrate longshore up-current between 1986 and 1995 (Fig. 4.21). Between 1989 and 2000 in Sète, the proximal end of the bar 3 migrate longshore up-current (Fig. 4.21). This singular behaviour of slightly oblique bars is shown schematically in the Fig. 4.22. The 2DV profiles allow only identifying a cross-shore migration of the bars.

The residual longshore migration rate of the extremities of slightly oblique bars is difficult to determine only with the annual frequency of aerial photographs and bathymetric profiles. In addition, the presence of several coastal structures on the Gruissan beaches also seems to disturb the relative longshore migration. The longshore displacement of the attachment point to the coast of the bar is temporally stopped by harbour jetties (Fig. 4.21). Available data permit estimating the relative longshore migration rate between 850 and 1500 m/yr in Gruissan and between 500 and 1700 m/yr in Sète.

Stages of the relative longshore migration of nearshore slightly oblique bars

Fig. 4.23 schematically summarizes the different stages of the relative longshore migration of slightly oblique bars identified in the South of France. These systems are generally composed by two bars (Fig. 4.23A). The degeneration of the outer bar by cross-shore process drives the vision of a longshore movement of the distal end of the bar and leads to an increase in wave's exposure of the inner bar. The inner bar then migrates seaward to an equilibrium position in place of the old outer bar (Fig. 4.23B). The offshore migration of the inner bar results in a bar shift over a short distance (fig. 7). A new bar is then formed very close to the shore and will also give the feeling to migrate longshore by the apparent movement done by its proximal end (Fig. 4.23B and C).

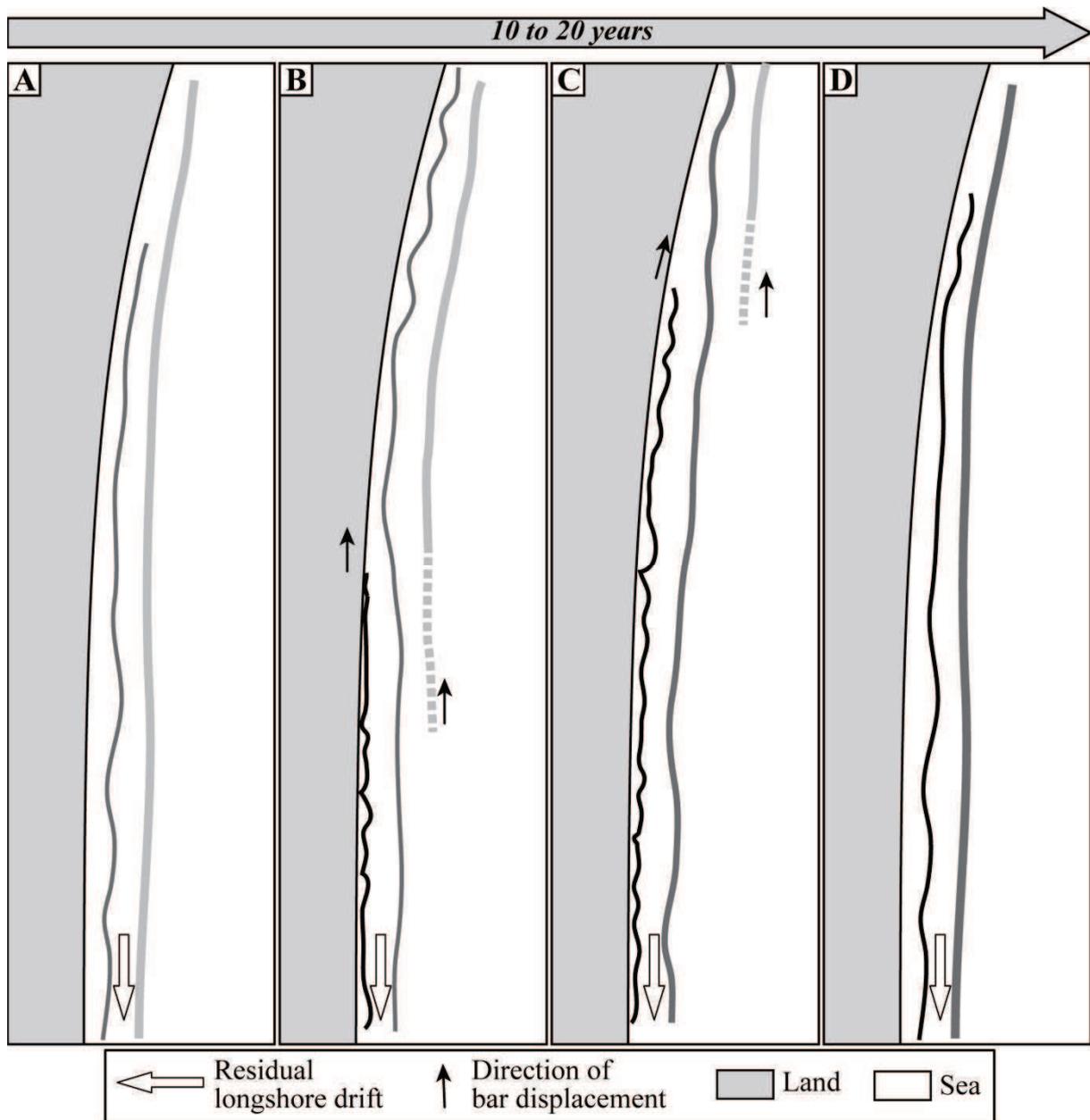


Fig. 4.23: Schematic representation of the longshore displacement of slightly oblique bars observed in the Gulf of Lions. (A) Initial conditions, (B and D) longshore displacement and (C) return to initial conditions.

4.3.2.6. Discussion

Slightly oblique nearshore bars: morphological reality

3D LiDAR imageries helped to define the morphology of slightly oblique nearshore bars on the two study sites. The longshore extension of the bars exceeds ten kilometers and has a weak angle of about 2° relative to the shore. These slightly oblique bars are special compared to the oblique bar previously described in the literature. Indeed, they are different from the

transverse bars which have a much higher angle relative to the shore ($> 60^\circ$) and a much smaller extension (few hundred meters) even if all of them have an attachment to the coast (e.g. Wright et Short, 1984; Konicki et Holman, 2000; Castelle *et al.*, 2007).

Even if observation of slightly oblique bars is poorly documented in the literature, they have been described on a few sites. The authors have questioned their influence in the NOM cycle without giving key elements due to the difficulty to quantify the rate and direction of sediment transport on the shoreface (e.g. Lippmann *et al.*, 1993; Ruessink et Kroon, 1994; Grunnet et Hoekstra, 2004). There is however no doubt that these bar shapes are present on several world barred beaches subjected to NOM when we analyze satellite imageries or data sets. Fig. 4.24 shows 10 barred beaches on which it is possible to identify slightly oblique bars. NOM was identified in these sites or in the vicinity. These coasts are mainly micro to mesotidal. It seems, that slightly oblique nearshore bars are both present in semi-enclosed seas (Mediterranean Sea, Black Sea and Baltic Sea) and open ocean coasts (Atlantic and Pacific) (Fig. 4.24). The dominant longshore drift was determined from data when they exist or thanks to morphosedimentary evidences (spit development, erosion or accumulation against transverse artificial structures...). In all cases, dominant littoral drift is in the same direction that the progressive seaward remoteness of the bars (Fig. 4.24), as observed in all our studies. This partial inventory highlights that the slightly oblique bars are common features of beaches subject to NOM and their presence must be taken into consideration to understand the key factors in this process.

This study has highlighted the importance of the use of data with a large and continue longshore extension to determine the bar morphologies on large spatial scale and in particular the usefulness of airborne LiDAR data. Discontinuous 2DV bathymetric profiles and time exposure video have been widely used to study the nearshore bar dynamic of barred beaches but can partially mask the presence of slightly oblique nearshore bars and their longshore migration which is expressed over a large distance. These methodological biases may partly explain why the slightly oblique bars have been very little reported in the literature.

Slightly oblique nearshore bars: bars in movement

Bar movement is the result of sediment transport. At a multi-decadal scale, the pattern of slightly oblique bars move is both offshore and longshore updrift. Indeed the offshore movement of the bars is well described since the discovery of the NOM and the analysis of proximal and distal end of the bars reveals an apparent longshore migration (e.g. 1700 m/yr in Sète). Trying to describe this oblique character of the apparent/relative displacement of the bars is illusive without a strong knowledge of sediment transport on the study area, unfortunately not yet investigated. Hypotheses can be formulated. For example, strong longshore currents coupled to shoaling conditions on the outer bar crest generating onshore transport can explain oblique accumulation of sand on the seaward face of the inner bar and thus the oblique character of the displacement observed on plan view. Or abnormal S to SE medium storms with a high obliquity ($\sim 40^\circ$ offshore) observed in the study area by Gervais (2012) can lead to a punctual migration to the north of the slightly oblique bar attachment points in the opposite of the dominant longshore drift. In all cases in-situ current and transport measurements must be the next step of this work.

It is however possible to point out the role of local specificities of the shoreface to perturb the slightly oblique bar morphology. The presence of numerous harbours on the coast disturbs

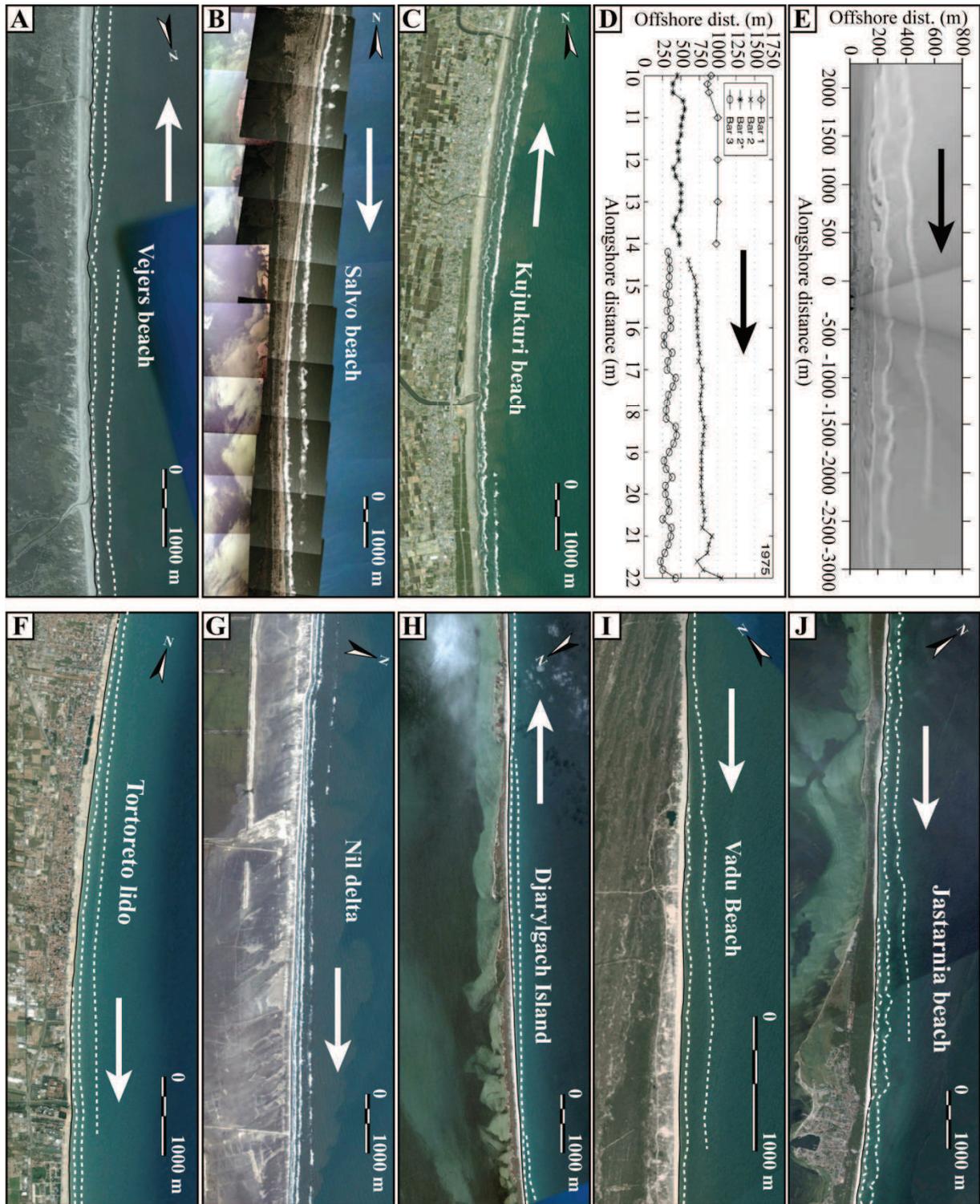


Fig. 4.24: Slightly oblique bars in the some world barred beach subject to the NOM: (A) Vejers, North Sea, Danemark, (B) Salvo beach, Atlantic Ocean, North Carolina, USA, (C) Kujukuri beach, Pacific Ocean, Sambu district, Japan, (D) Terschelling island, North Sea, Netherlands, (E) Noordwijk beach, North Sea, Netherlands, (F) Toretto Lido, Adriatic Sea, Italia, (G) Nil delta, Mediterranean Sea, Egypt, (H) Djarylgach island, Black Sea, Ukraine, (I) Vadu beach, Black Sea, Romania and (J) Jastarnia beach, Baltic Sea, Poland. Arrows indicate the dominant longshore drift. Figures A, B, C, F, G, H, I and J are satellite imageries from Google Earth[®], figure D is a graph of the bar crest position from Grunnet and Hoekstra (2004) and figure E is time exposure video from van Enckevort et al. (2004).

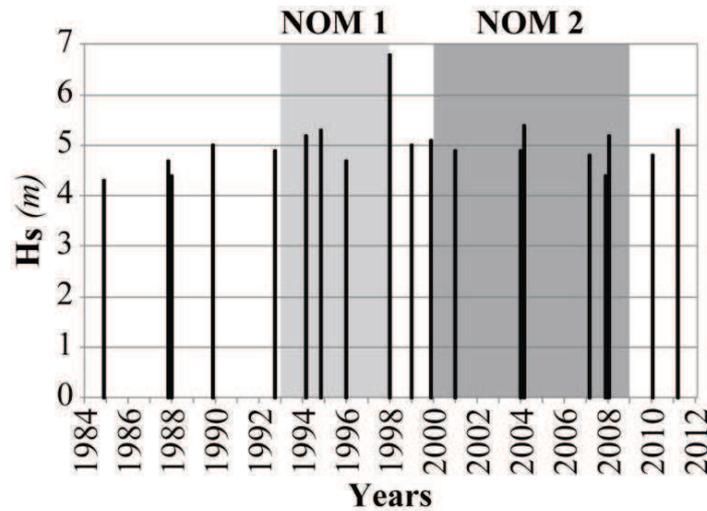


Fig. 4.25: Occurrence and $H_{s,max}$ of extreme storm events between 1983 and 2011 (after Gervais, 2012). Shaded areas correspond to the periods of net seaward migration observed in Gruissan and Sète (taking into account the longshore time lag).

the apparent longshore migration of the bar attachment point to the shore which is temporally stopped against jetties. The continuity on both sides of the harbour is only reached when the bar has sufficiently migrated seaward (Fig. 4.21). The sediment budget also seems to affect the migration of the bar system. The low sedimentary stock in the northern part of Sète (Certain *et al.*, 2005) generates a steep and very narrow bar zone width. In consequence, the outer bar degenerates abnormally faster in the north than in the south (Fig. 4.21).

NOM and slightly oblique nearshore bars

Literature exhibits disagreement as to whether NOM bar migration is or is not a continuous phenomenon. Some field studies show that the seaward migration is triggered by an extreme storm (Castelle *et al.*, 2007; Ruessink *et al.*, 2009) or a succession of high energy events (Ruessink et Terwindt, 2000; Certain et Barusseau, 2006). However, on barred beaches subjected to constant high energy wave, the NOM cycles are continuous (Kroon, 1994; Wijnberg et Terwindt, 1995; Shand et Bailey, 1999). In the Languedoc-Roussillon, the NOM is composed by three phases and the net seaward migration (NOM) occurs when the outer bar has completely disappeared (Fig. 4.19) as observed on other sites in the world (Lippmann *et al.*, 1993; Ruessink et Kroon, 1994; Aagaard *et al.*, 2010). However, the beginning of the net seaward migration does not correspond to exceptional hydrodynamic events. Storm events can occur both during and outside the net seaward migration period (Fig. 4.25). Moreover, time to destroy the outer bar is long due to the low wave energy and strong variability of wave conditions in the study area. This time greatly varies depending on the power and frequency of the storm events and can reach up to ten years. Therefore, net seaward migration periods are temporally discontinuous and separated by phases of relative stability during the outer bar degeneration as described by Grunnet et Hoekstra (2004) on the coast of Terschelling island in Netherlands.

Furthermore, cross-shore bar migration on 2DV bathymetric profiles shows a longshore time lag of the net seaward migration periods on the two study sites (expressed as an ‘out-of-

phase' cyclic alongshore NOM development by Wijnberg, 1995). In other words, the net seaward migration phases do not happen everywhere at the same time on the coast led by a single storm. However this time lag observed in the net seaward migration of a segment of coast is not unaccountable, it follows directly the oblique character of the pluri-kilometric slightly oblique bars. Indeed, the bar on the profile at the proximal end is in the generation stage near to the coast, while the same bar on the profile at the distal end is in the offshore degeneration stage. The apparent up-drift migration of the bar shape results in fact in an offshore migration in the profile. On the contrary if the migration of the bars would be onshore, the apparent bar shape migration would be down-drift. When a NOM cycle occurs, it is thus possible to predict the apparent movement of the bars up-drift as observed on the ten barred beaches listed above.

4.3.2.7. Conclusion

A study of the temporal evolution of slightly oblique bars was conducted on two microtidal barred beaches of the Languedoc-Roussillon (Mediterranean Sea, France). 3D topobathymetric LiDAR coupled with 2DV bathymetric profiles and 2DH aerial photographs was used to characterize the bar morphology and dynamic at a multi-decadal scale. This paper has highlighted the importance of large-scale longshore vision to study the shoreface morphodynamic.

(1) Slightly oblique bars are characterized by a longshore gradual more seaward position over a few dozens of kilometres and form an angle about 2° with the coastline. Thus, sandbars live different stages of maturation according to their longshore extension from their appearance near the shore to their degeneration in offshore position.

(2) The cross-shore and longshore sediment transport (not studied here) control the apparent oblique up-drift migration of the bar shapes at multi-decadal scale. This pattern can be disturbed by coastal structures and low sedimentary stock.

(3) The observation of temporal discontinuous net seaward migration phases seems to be related to the low energy and heterogeneity of wave climate that control the process of degeneration of the outer bar. Slight obliqueness of the nearshore bars is responsible for a longshore temporal time lag of the net seaward migration phase occurrence along a coast. When a NOM cycle occurs, it is thus possible to predict the apparent movement of the bars up-drift.

The presence of slightly oblique bars in other environments in the world emphasizes the importance of these morphologies in the dynamic of barred beaches. New researches on these morphologies must be undertaken in the world barred beaches. Both new field studies and modeling should allow to determine precisely the physical processes of the bar development and the sedimentary transport involved. The present study has allowed identifying the most suitable areas for detailed field study. This work is currently underway.

4.3.2.8. Acknowledgment

The authors thank the DREAL-LR for their financial support and the provision of LiDAR and bathymetric surveys.

4.4. Evolution temporelle de l'impact des ports sur la morphodynamique des barres

Les nombreux ouvrages qui ponctuent le littoral du Languedoc-Roussillon impactent la morphodynamique du littoral comme l'ont montré les travaux précédents. La section 3.3 a montré que les ports pouvaient modifier la morphologie de l'avant-côte. Cette section analyse l'évolution à l'échelle pluri-décennale à séculaire des perturbations qu'ils génèrent à la fois sur le trait de côte, le bilan sédimentaire et les barres d'avant-côte.

L'analyse des systèmes de barres à proximité des ouvrages sur l'imagerie LiDAR 2009 a montré que ces derniers pouvaient rompre les barres et affecter leur morphométrie (cf. section 3.3). **L'évolution de l'influence des ouvrages portuaires sur les barres d'avant-côte au cours du temps a été cependant très peu étudiée et uniquement d'un point de vue ingénierie.** Ces études ont montré que l'avancée en mer du trait de côte en amont-transit pouvait induire un recul vers le large du système de barres sédimentaires qui va finalement parvenir à franchir l'obstacle au bout de quelques années (Szmytkiewicz *et al.*, 2000; Mangor *et al.*, 2010). L'avancée du trait de côte et le franchissement du port par la barre peut ainsi rétablir une partie du transit sédimentaire par *bypass* naturel et ré-engraisser la plage en aval-dérive (Szmytkiewicz *et al.*, 2000; Brøker, 2006; Mangor *et al.*, 2010).

L'objectif de cette section est d'étudier **l'évolution de l'impact des ouvrages portuaires sur la morphodynamique de l'avant-côte.** L'analyse des **variations du trait de côte, du volume sédimentaire et des modifications engendrées sur les barres sédimentaires d'avant-côte** est réalisée sur une **échelle pluri-décennale à séculaire.** Cette large échelle temporelle permet d'appréhender les **évolutions de l'avant-côte à l'état "naturel" avant la construction de l'ouvrage et l'évolution de l'influence du port au cours du temps depuis son implantation.** Ce travail se base sur l'étude de l'avant-côte au voisinage de deux ouvrages, le port de Leucate avec un système de deux barres festonnées et le port de Port-la-Nouvelle avec un système composé d'une barre interne festonnée et d'une barre externe linéaire. Ces deux sites ont été retenus en raison des différences de morphologie des barres, de la taille importante des ouvrages qui permet de voir clairement les perturbations, et des grands jeux de données disponibles pour les deux sites.

4.4.1. Sites d'étude

Les ports de Leucate et Port-la-Nouvelle sont situés de part et d'autre du Cap Leucate, frontière géographique entre les plages intermédiaires au Sud et dissipatives au Nord (cf. section 3.1). Les conditions d'agitation sont relativement identiques avec une hauteur significative annuelle moyenne de la houle d'environ 1,4 m et une période au pic de 6,6 s.

4.4.1.1. Port de Leucate

Le port de Leucate a été construit en 1968. Son emprise sur le prisme sableux est de 388 m avec une jetée aval de 217 m et une jetée amont de 465 m. Le trait de côte présente une orientation de 5,7°N et la dérive littorale est dirigée du SSE vers le NNO (Fig. 4.26A). Le système de barres est composé de deux barres festonnées de part et d'autre de l'ouvrage. La pente de l'avant-côte est en moyenne de 0,83° avec une légère augmentation en amont transit

du port ($0,9^\circ$) et à l'extrémité aval de la zone étudiée à l'approche du cap Leucate ($1,1^\circ$) (Fig. 4.27A). La taille médiane des sédiments est de 0,26 mm en moyenne. Dans le sens de la dérive, elle diminue à l'approche du port (de 0,32 à 0,20 mm) et augmente au niveau du grau de Leucate (0,31 mm) et du cap Leucate (0,39 mm) (Fig. 4.27A).

4.4.1.2. Port de Port-la-Nouvelle

Les premières jetées du port de Port-la-Nouvelle ont été construites dès 1704, la nouvelle jetée Nord sera construite en 1995. Son emprise actuelle sur le prisme sableux est de 463 m avec une jetée aval longue de 766 m et une jetée amont mesurant 373 m. La dérive littorale est dirigée du Sud vers le Nord dans ce secteur où le trait de côte est orienté à $15,8^\circ\text{N}$ (Fig. 4.26B). La pente moyenne de l'avant-côte atteint $0,47^\circ$, elle diminue à l'approche du port en amont-transit (de $0,50$ à $0,44^\circ$) puis augmente légèrement après le passage du port ($0,46^\circ$ en moyenne en aval-transit) (Fig. 4.27B). La taille médiane du sédiment est de 0,16 mm en moyenne. Elle suit une tendance à la diminution en amont-transit du port (de 0,21 à 0,15 mm) puis se stabilise en aval (0,15 mm en moyenne) (Fig. 4.27B).

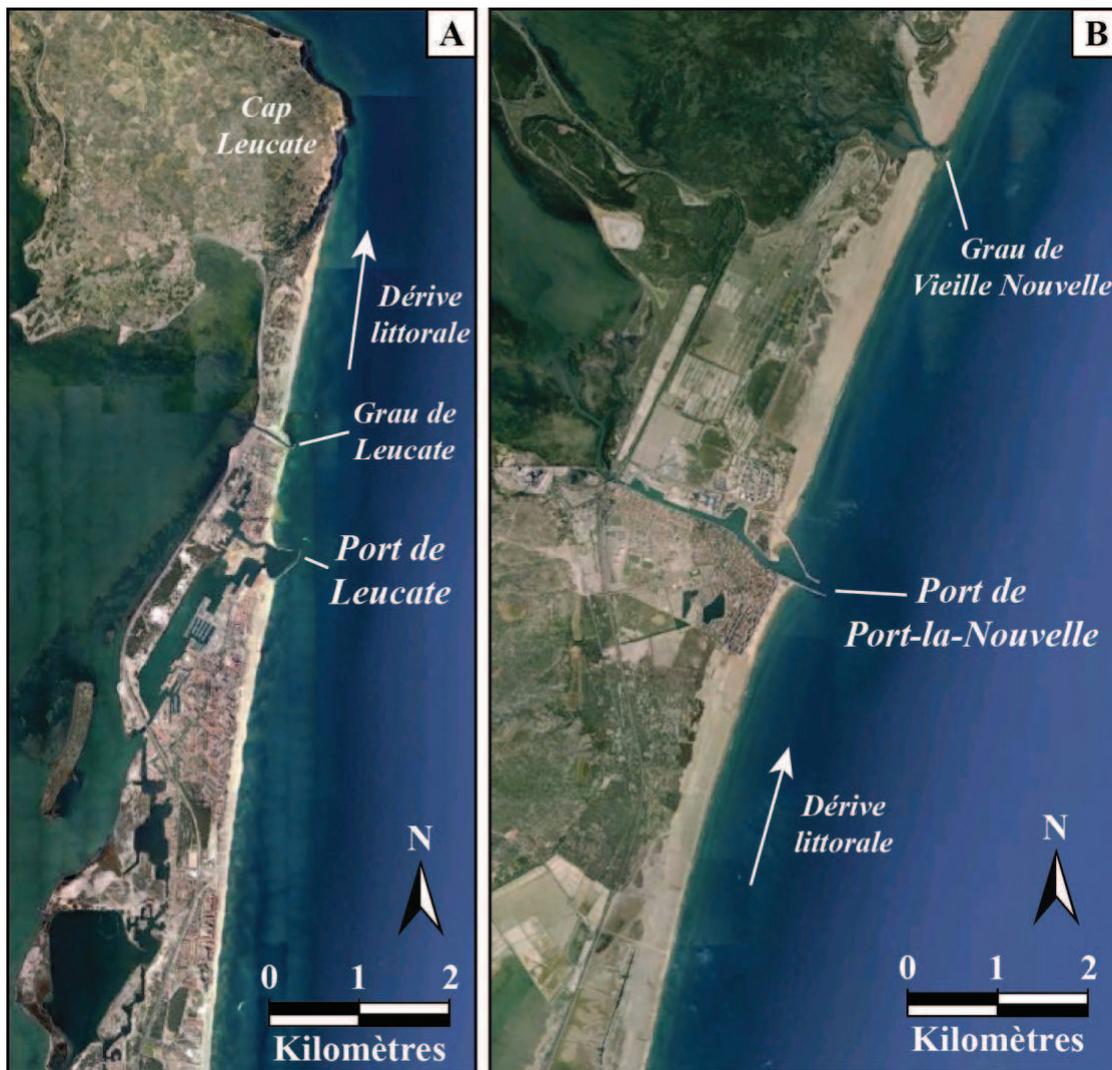


Fig. 4.26 : Orthophotographies des ports de (A) Leucate et (B) Port-la-Nouvelle.

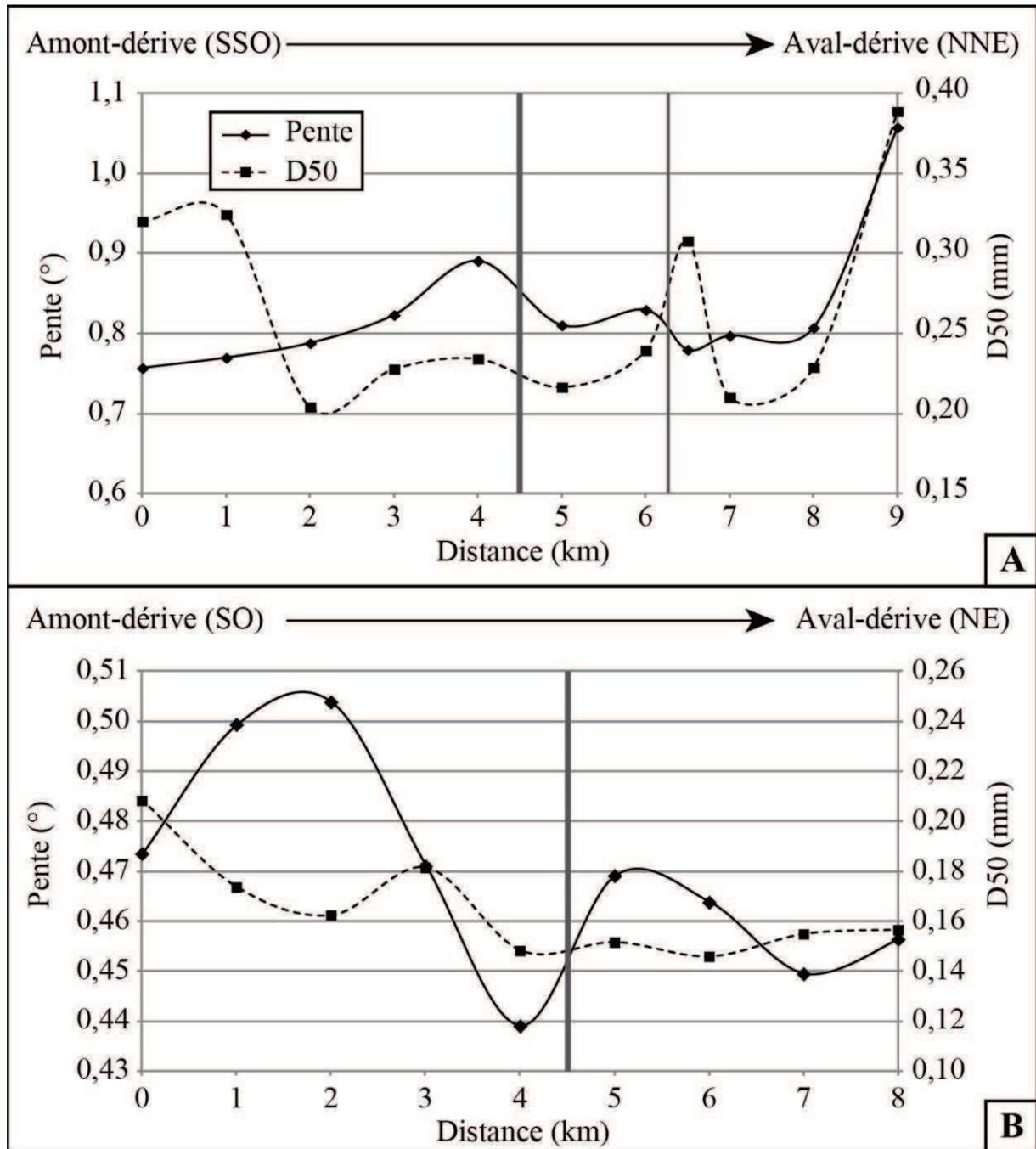


Fig. 4.27 : Variation longitudinale de la pente et de la taille médiane des sédiments de l'avant-côte au voisinage des ports de (A) Leucate et (B) Port-la-Nouvelle.

4.4.2. Méthodologie

Afin d'étudier l'évolution temporelle de l'avant-côte dans son ensemble, l'analyse a porté sur l'évolution du budget sédimentaire à l'échelle séculaire ainsi que sur les variations du trait de côte et du système de barres à l'échelle pluri-décennale.

Les variations altimétriques ont été calculées par MNT différentiels sur le logiciel MapInfo[®] 3.5. Deux intervalles de temps ont été considérés en fonction des données

bathymétriques disponible, 1895-1984 et 1984-2009 (cf. section 4.1). La résolution spatiale des MNT est de 10 x 10 m. Le volume sédimentaire total V_t est calculé en multipliant la somme des valeurs altimétriques par la surface des cellules de la grille (100 m²). L'extension de la zone étudiée vers le large est fonction des données bathymétriques ayant la couverture spatiale la plus faible. Dans tous les cas, la zone couverte s'étend au-delà de la profondeur de fermeture de la houle. La marge d'erreur altimétrique des MNT différentiels a été évaluée à $\pm 0,5$ m en fonction de l'incertitude intrinsèque à chaque donnée. Les valeurs comprises dans cet intervalle ont été exclues. L'incertitude du volume sédimentaire est calculée en soustrayant le volume total V_t au volume brut V_b qui inclue la marge d'erreur : $((V_b - V_t)/2)$. Cette incertitude est additionnée et soustraite au volume total V_t pour obtenir un intervalle comprenant le volume maximum et minimum.

Afin d'analyser les variations du trait de côte et de la morphologie des barres d'avant-côte, un grand jeu de photographies aériennes verticales a été géoréférencé sur le logiciel ArcGIS[®]10. La couverture du port de Leucate comprend les années 1953, 1968, 1974, 1986, 1989, 1992, 1995, 2003, 2008 et 2009. Port-la-Nouvelle comprend les années 1968, 1980, 1986, 1989, 1992, 1995, 1998, 2003, 2008 et 2009. Pour l'ensemble de ces années, le trait de côte et les barres d'avant-côte ont été digitalisés sous ArcGIS[®]10. Les variations du trait de côte ont été mesurées avec l'application DSAS (*Digital Shoreline Analysis System*). La marge d'erreur de la position du trait de côte et des barres dépend de l'incertitude du repérage des amers lors du géoréférencement des photographies, de l'erreur inhérente au calcul des modèles polynomiaux et de l'erreur liée à la digitalisation. La marge d'erreur totale a été évaluée à $\pm 2,5$ m pour les photographies de Leucate et $\pm 2,5$ à 5 m pour Port-la-Nouvelle. La totalité des incertitudes sont présentée dans le Tab. 4.7.

4.4.3. Résultats

4.4.3.1. Volumes sédimentaires

Dans le secteur du port de Leucate entre 1895 et 1984, période durant laquelle a été construit le port (1968), la tendance est à l'accrétion en amont-dérive de l'ouvrage avec un gain sédimentaire de $+ 2\,944\,435 \pm 76\,626$ m³ ($+ 33,1 \cdot 10^3 \pm 0,9$ m³/an) alors que l'aval-dérive est marquée par une perte sédimentaire de $-2\,296\,850 \pm 43\,847$ m³ ($- 26,8 \cdot 10^3 \pm 0,5$ m³/an). Le volume gagné en amont transit est équivalent au volume perdu en aval (Fig. 4.28). La zone d'accumulation amont et d'érosion aval se concentrent principalement sur le premier kilomètre depuis l'ouvrage et jusqu'à une profondeur d'environ dix mètres. Entre 1984 et 2009, l'avant-côte autour du port de Leucate est marquée par l'érosion tant en amont-transit avec $- 69\,561 \pm 111\,146$ m³ ($- 2,8 \cdot 10^3 \pm 4,4 \cdot 10^3$ m³/an) qu'en aval-transit avec $- 719\,363 \pm 95\,894$ m³ ($- 28,8 \cdot 10^3 \pm 3,8 \cdot 10^3$ m³/an), les pertes aval étant 10 fois plus importantes qu'en amont. La position des zones de pertes ou de gains de sédiments est très hétérogène (Fig. 4.28).

Entre 1895 et 1984 au niveau du port de Port-la-Nouvelle (construit en 1704), l'avant-côte présente un gain sédimentaire de $+ 4\,963\,818 \pm 540\,757$ m³ ($+ 55,8 \cdot 10^3 \pm 6,1 \cdot 10^3$ m³/an) en amont-dérive et de $+ 1\,047\,718 \pm 289\,797$ m³ ($+ 11,8 \cdot 10^3 \pm 3,3 \cdot 10^3$ m³/an) en aval. L'ensemble de l'avant-côte semble être en accrétion excepté une zone d'érosion au droit de l'ouverture du port ainsi qu'à l'embouchure du grau de Vieille Nouvelle plus au Nord (Fig. 4.28). De 1984 à 2009, le bilan sédimentaire du secteur de Port-la-Nouvelle s'inverse et

Tab. 4.7 : Marge d'erreur de la position du trait de côte et des barres d'avant-côte pour les différentes années pour le port de Leucate et de Port-la-Nouvelle.

Ports	Année	Taille pixel	Erreur amers (1 pixel)	Erreur modèles polynomiaux (1 pixel)	Erreur digitalisation (3 pixels)	Erreur totale	Marge d'erreur entre 2 photos
Leucate	1953	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	
	1968	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 5 m
	1974	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 5 m
	1986	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 5 m
	1989	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 5 m
	1992	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 5 m
	1995	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 5 m
	2003	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 5 m
	2008	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 5 m
	2009	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 5 m
Port-la-Nouvelle	1968	1 m	± 1	± 1	± 3	± 5 m	
	1980	1 m	± 1	± 1	± 3	± 5 m	± 10 m
	1986	1 m	± 1	± 1	± 3	± 5 m	± 10 m
	1989	1 m	± 1	± 1	± 3	± 5 m	± 10 m
	1992	1 m	± 1	± 1	± 3	± 5 m	± 10 m
	1995	1 m	± 1	± 1	± 3	± 5 m	± 10 m
	1998	1 m	± 1	± 1	± 3	± 5 m	± 10 m
	2003	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 7,5 m
	2008	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 5 m
	2009	0,5 m	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5 m	± 5 m

l'ensemble du secteur est en érosion avec une perte sédimentaire de $-462\,059 \pm 325\,723\text{ m}^3$ ($-18,5 \cdot 10^3 \pm 13,0 \cdot 10^3\text{ m}^3/\text{an}$) en amont-transit et de $-1\,190\,896 \pm 270\,797\text{ m}^3$ ($47,6 \cdot 10^3 \pm 10,8 \cdot 10^3\text{ m}^3/\text{an}$) en aval. Cependant, au-delà de -5 m de bathymétrie, l'ensemble de l'avant-côte est relativement stable. L'érosion se concentre dans un rayon d'environ 1 kilomètre autour de l'ouverture du port (Fig. 4.28).

4.4.3.2. Variation du trait de côte

L'analyse de la mobilité du trait de côte au voisinage du port de Leucate indique une forte avancée sur l'ensemble de la zone amont-dérive entre 1953 et 2009 atteignant jusqu'à 198 m, soit 3,53 m/an. L'avancée du trait de côte augmente en se rapprochant de l'ouvrage. L'influence de l'ouvrage est toujours identifiable à 4 km en amont-transit où la plage présente une avancée de presque 17 m en 56 ans. L'avancée du trait de côte amont-dérive s'est cependant réalisée principalement entre 1953 et 1968. Après 1968, le trait de côte montre une alternance d'avancées et de reculs longitudinalement (Fig. 4.29). Entre 1953 et 2009 en aval-dérive, contre la jetée nord du port, 200 m de plage montrent une avancée de la ligne de rivage jusqu'à 56 m. Au-delà, la quasi-totalité de l'aval-transit subit un recul du trait de côte

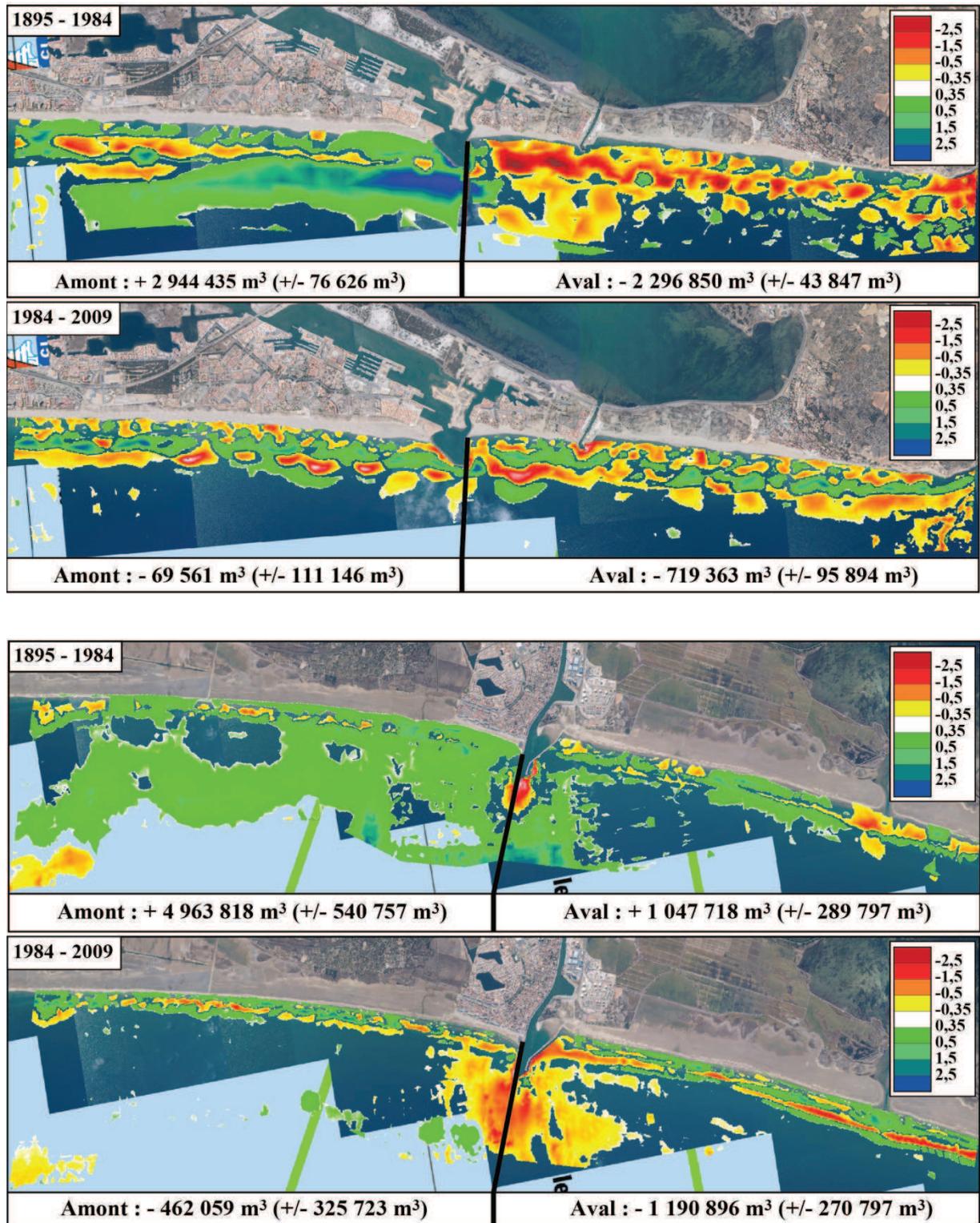


Fig. 4.28 : Bilan sédimentaire sur l'avant côte entre 1895-1984 et 1984-2009 au niveau du port de Leucate (en haut) et du port de Port-la-Nouvelle (en bas).

4.4. Evolution temporelle de l'impact des ports sur la morphodynamique des barres

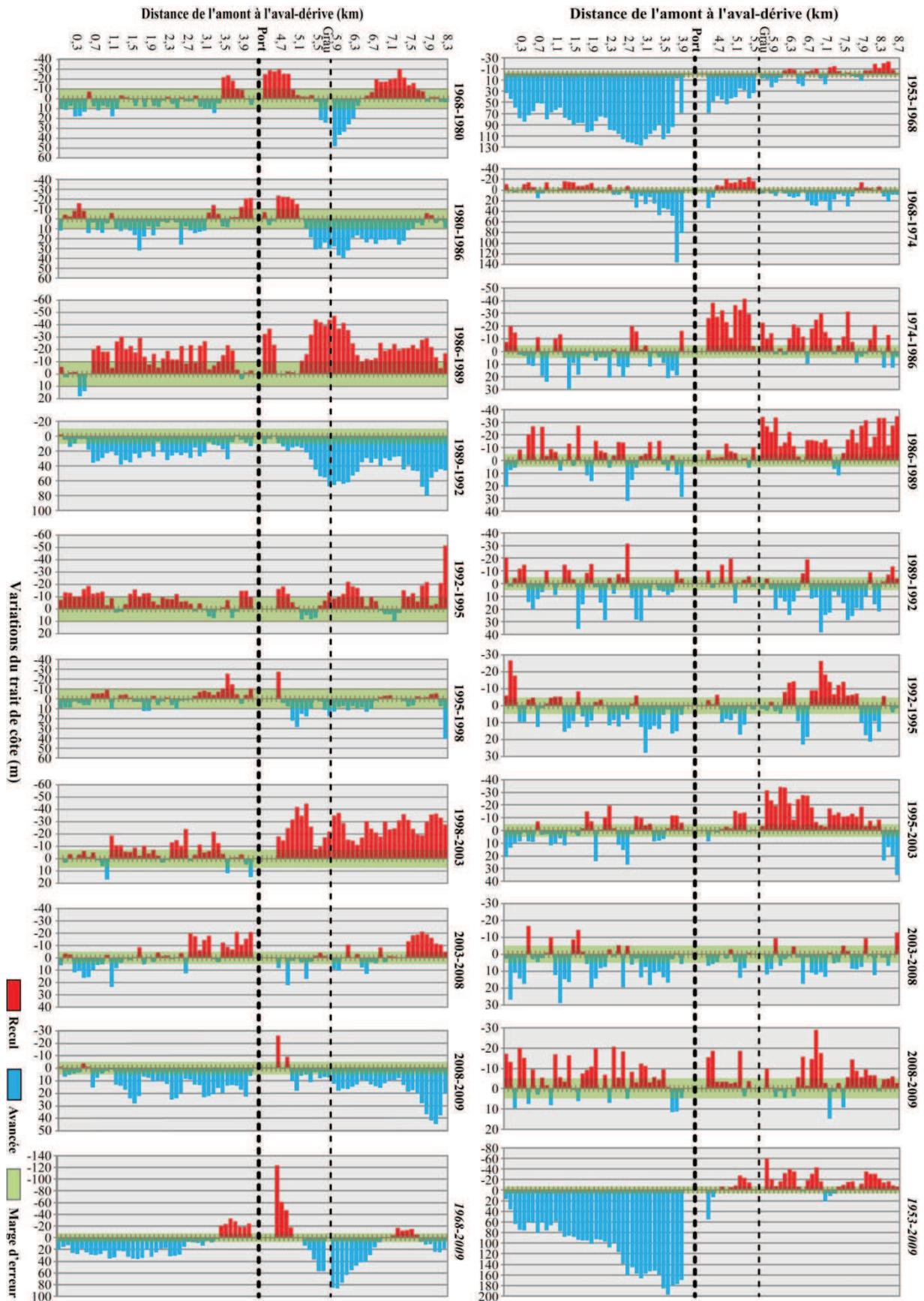


Fig. 4.29 : Variation temporelle de la position du trait de côte à proximité du port de Leucate (à droite) et du port de Port-la-Nouvelle (à gauche).

allant jusqu'à 60 m contre la partie nord du Grau de Leucate. L'érosion de la plage en aval-transit s'effectue principalement entre 1974 et 1989, les autres périodes présentent une alternance d'avancées et de reculs du trait de côte avec des valeurs d'évolution atteignant au maximum 34 m entre deux années consécutives (Fig. 4.29).

Au niveau du port de Port-la-Nouvelle, l'évolution résiduelle du trait de côte entre 1968 et 2009 montre une avancée en amont-transit atteignant 36 m (0,8 m/an). Le trait de côte est cependant en érosion de part et d'autre de l'ouvrage, 700 m en amont et 400 m en aval, avec un recul atteignant 123 m contre la jetée nord (-3,1 m/an) (Fig. 4.29). En aval-transit, le trait de côte est en accrétion sur un linéaire de 1,7 km du fait du comblement d'un ancien grau visible en 1968 avec une avancée maximum de 86 m (2,1 m/an). Une petite zone de recul fait suite avant la reprise de l'avancée plus au nord (Fig. 4.29). Le trait de côte montre cependant une alternance de phases de reculs et d'avancées depuis 1968. Le trait de côte est par exemple caractérisé par un recul global entre 1986-1989 et 1998-2003 (15,7 m/an et 8,9 m/an respectivement) tandis que les périodes 1989-1992 et 2008-2009 montrent une avancée généralisée (jusqu'à 26,6 m/an et 45 m/an respectivement) (Fig. 4.29).

4.4.3.3. Morphodynamique des barres sédimentaires d'avant-côte

Le système de barre à Leucate en 1953 est constitué de trois barres festonnées : une barre de bas de plage (LBB), une barre interne et une barre externe (RBB à TBR). Après la construction du port de Leucate en 1968, la typologie des barres sédimentaires d'avant-côte demeure quasi inchangée (Fig. 4.30). En 1974, le système de barre dans son ensemble est rompu par les jetées de l'ouvrage. A partir de 1986, soit 18 ans après l'implantation du port, la barre externe parvient à franchir l'obstacle par un très grand feston en amont-dérive (LBT). Elle retrouve sa typologie RBB à partir de 2003 (Fig. 4.30).

Le système de barres à Port-la-Nouvelle est généralement composé de trois barres sédimentaires : une barre de bas de plage, une barre interne et une barre externe. Le système est déjà rompu par les jetées du port en 1968 (Fig. 4.30). En amont-transit, la barre de bas de plage et la barre interne sont toujours festonnées alors que la barre externe alterne entre une typologie linéaire et festonnée (Fig. 4.30). En aval-dérive, le système interne peut être linéaire ou festonnée selon les années alors que la barre externe est linéaire à LBT. En général, la barre externe est éloignée du rivage au droit de l'ouvrage et se rapproche du trait de côte avec l'éloignement en aval-dérive, elle parvient à franchir le port uniquement en 2008 (Fig. 4.30).

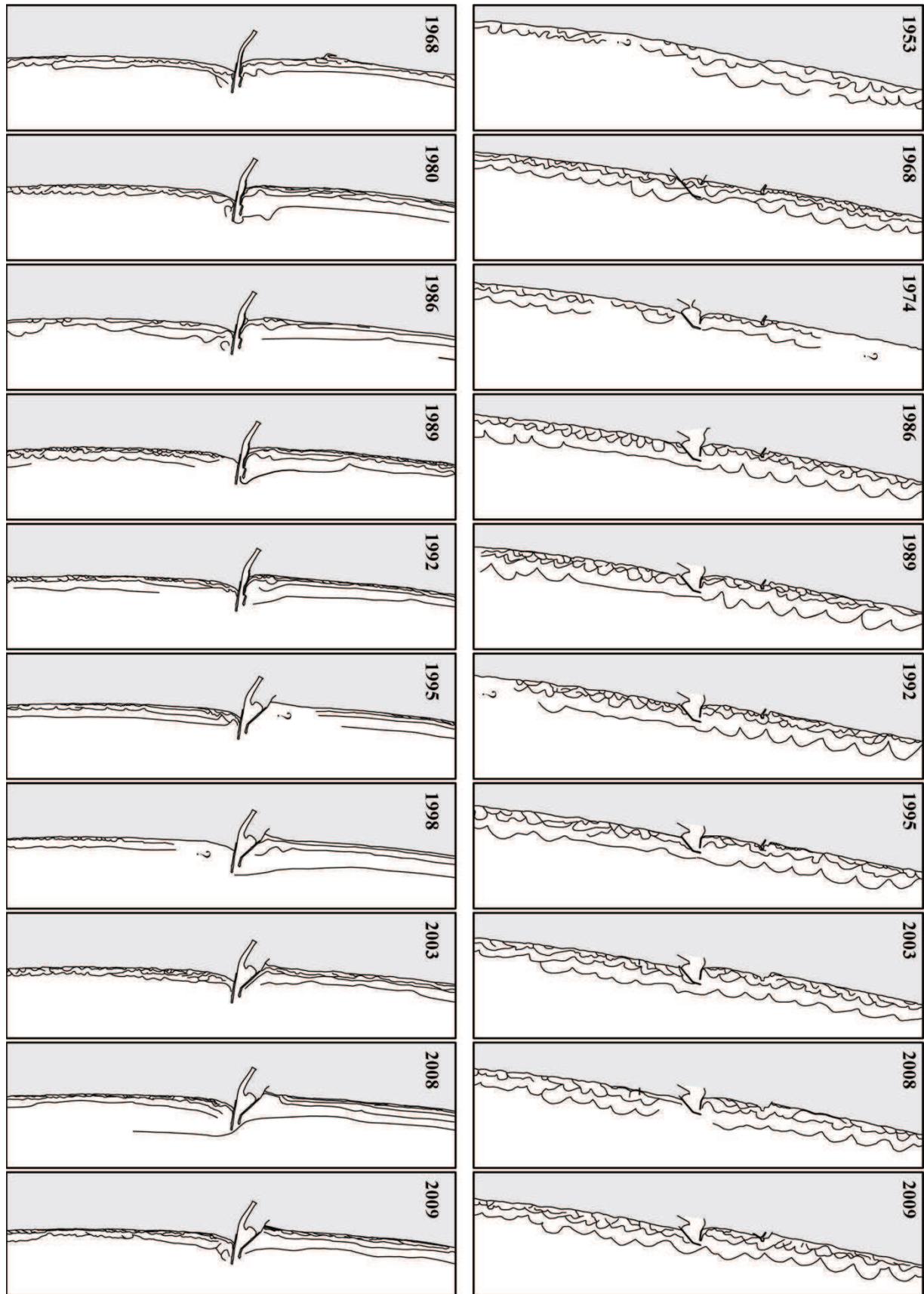


Fig. 4.30 : Evolution temporelle de la morphologie du système de barres d'avant-côte à proximité du port de Leucate (à droite) et du port de Port-la-Nouvelle (à gauche).

4.4.4. Interprétation et discussion

4.4.4.1. Trait de côte et budget sédimentaire

L'implantation d'un ouvrage portuaire entraîne en général une avancée du trait de côte en amont-dérive et un recul en aval-dérive en raison de l'interruption partielle du transit sédimentaire par les jetées (e.g. Elmoustapha *et al.*, 2000; Bruun, 2001; El Abdellaoui et Ozer, 2007). L'analyse des variations de la position du trait de côte à Leucate montre que l'engraissement de la plage en amont-transit est très fort sur une courte période après la construction de l'ouvrage (<10 ans) avant de retrouver une certaine stabilité comme observé sur d'autres sites (Rosa-Santos *et al.*, 2009). Le recul du trait de côte en aval-transit s'effectue sur un laps de temps beaucoup plus long (une vingtaine d'années à Leucate). Le budget sédimentaire de l'avant-côte suit la même tendance avec une forte accumulation en amont-dérive du port et une forte érosion en aval sur la période 1895-1984 au cours de laquelle le port est construit. De 1984 à 2009, l'érosion gagne la totalité de l'avant-côte.

Le site de Port-la-Nouvelle est plus original car les premières jetées du port sont construites dès 1704. L'impact de l'ouvrage est donc plus difficile à identifier et le trait de côte présente une alternance de phases de reculs et d'avancées qui semble plus liée à la variabilité des conditions d'agitation et à la convergence des dérives littorales un peu plus au Nord. La perturbation du transit sédimentaire par l'ouvrage est tout de même soulignée par le budget sédimentaire de l'avant-côte qui montre une forte accumulation en amont-transit entre 1895 et 1984. Entre 1984 et 2009, l'ensemble de l'avant-côte est en érosion. Une part non négligeable de cette érosion est due au dragage du chenal d'accès au port de Port-la-Nouvelle (-34 000 m³/an). Les sédiments sont déposés au-delà de 20 m de profondeur où ils ne peuvent plus être remobilisés par les agents hydrodynamiques pour engraisser le littoral (Raynal *et al.*, 2013; Brunel *et al.*, Accepté). L'influence des dragages était déjà visible entre 1895 et 1984 mais s'amplifie spatialement et quantitativement entre 1984 et 2009, la tache d'érosion s'étendant sur un rayon de plus d'un kilomètre autour du port.

4.4.4.2. Typologie et morphologie des barres

Peu de travaux se sont penchés sur l'impact des ports sur l'évolution des barres d'avant-côte. Cette étude révèle que les ouvrages portuaires impactent peu la morphologie des barres (festonnée ou linéaire). Les variations identifiées dans le secteur de Port-la-Nouvelle étant principalement liées à la migration de la frontière morphologique entre le domaine intermédiaire du Roussillon au Sud et le domaine réfléchissant du Narbonnais au Nord (Certain, 2002; Ferrer, 2010; Michel, 2012). Les changements locaux induits par la construction du port sur le disponible sédimentaire ou l'hydrodynamisme semblent donc être des facteurs secondaires des changements typologiques observés.

Les paramètres morphométriques des barres peuvent être cependant influencés par le port. Contre les jetées du port, la distance des barres à la côte augmente et leur morphologie suit parallèlement la jetée vers le large (en s'accrochant parfois à l'extrémité). Ce phénomène est couramment observé dans le monde (Seaberg, 2002; Seaberg et Krock, 2003; Seaberg, 2006; Mangor *et al.*, 2010). Lorsqu'elle parvient à franchir l'ouvrage, la barre externe est généralement constituée d'un très grand feston. Ces variations morphologiques semblent être le résultat de la génération d'un courant d'arrachement le long de la jetée amont-dérive (Bruun,

2001; Mewis, 2008). Le courant dirigé vers le large crée un sillon le long de la jetée (visible sur l'imagerie LiDAR) et amplifie la longueur d'onde du feston situé au droit du port.

4.4.4.3. Continuité des barres d'avant-côte

Les ouvrages portuaires peuvent également rompre la continuité des barres (cf. section 3.3.4.1). Sur les deux sites étudiés, le système de barres est rompu dans son ensemble dès la construction du port. Toutefois, l'avancée du trait de côte en amont-transit engendre un recul des barres vers le large. La barre externe peut alors progressivement réussir à franchir l'obstacle quelques années après la construction du port comme à partir de 1986 à Leucate, soit presque deux décennies après l'implantation. Le passage de la barre devant l'embouchure du port génère des problèmes de navigation en raison de la diminution de la profondeur d'eau (Szmytkiewicz *et al.*, 2000; Mangor *et al.*, 2010). Ces résultats soulignent également un couplage entre la position du trait de côte et des barres d'avant-côte (Aleman *et al.*, 2012). L'état du système de barre au droit de l'ouvrage est donc contrôlé à la fois par l'extension du port en mer et par l'évolution temporelle de la position du couple trait de côte - barres (l'extension du port étant réduite par l'avancée du trait de côte vers le large). Toutefois, le système de barres à Port-la-Nouvelle est toujours rompu (excepté en 2008) en raison des dragages récurrents du chenal d'accès au port (cf. section 4.3.4.1).

Le franchissement du port par les barres d'avant-côte peut avoir des répercussions positives sur des échelles pluri-décennales sur l'évolution du système aval. La continuité du système peut rétablir une partie du transit sédimentaire longitudinal à la côte et alimenter la zone aval-dérive en sédiment (Dibajnia *et al.*, 2004; Grunnet *et al.*, 2009; Aleman *et al.*, 2012). Dans le cas de Leucate, le fort recul du trait de côte visible entre 1974 et 1989 se stabilise ensuite du fait du franchissement du port par la barre externe et des modalités de rechargement par les sédiments piégés dans l'avant-port. Les dragages au droit du port de Port-la-Nouvelle pourraient en partie expliquer l'alternance de phases d'avancées et de reculs du trait de côte en aval-transit du fait de la destruction systématique de la barre externe dès qu'elle parvient à contourner les jetées.

4.4.5. Conclusion

L'étude de la dynamique de l'avant-côte à proximité des ports sur une échelle pluri-décennale a permis de mieux cerner la variabilité de l'influence des ouvrages portuaires. Un couplage entre la dynamique du trait de côte, du budget sédimentaire et la morphométrie des barres a été mis en évidence. La construction d'un ouvrage transversal bloque en partie le transit sédimentaire longitudinal à la côte. Cela se traduit très rapidement en amont-transit par un gain sédimentaire, une avancée du trait de côte vers le large et le recul concomitant des barres sédimentaires. Le littoral en aval-transit du port subit l'effet inverse avec une perte sédimentaire, un recul du trait de côte et une avancée des barres d'avant-côte. Ce phénomène, largement décrit dans la littérature pour le trait de côte, se manifeste principalement sur quelques dizaines d'années après la construction de l'ouvrage. Dans le temps, l'avant-côte se stabilise plus ou moins et les variations observées semblent plus être liées à la variabilité des conditions d'agitation.

Les ouvrages portuaires influencent peu la typologie des barres qui maintiennent dans le temps leur caractère festonné ou linéaire. Les barres sédimentaires peuvent cependant être

rompues par l'ouvrage lors de sa construction. Le recul des barres en amont-transit en raison du gain de sédiment va progressivement permettre au système de franchir l'obstacle en rétablissant une partie du transit. Les pratiques de dragages pour maintenir une profondeur d'eau suffisante à la navigation dans le chenal d'accès aux ports engendre généralement d'importantes pertes sédimentaires et la rupture des barres d'avant-côte. De même, la formation de courants d'arrachement contre les jetées de l'ouvrage entraîne une partie des sédiments vers le large et modifie localement la morphologie des barres.

Ainsi, ce travail a souligné la forte influence des ouvrages portuaires sur la morphodynamique de l'avant-côte dans son ensemble. Les variations peuvent à long terme minorer les perturbations initialement créés en aval-transit. Cependant, l'utilisation de cette méthodologie peut induire des biais dans les interprétations du fait de la qualité et de la fréquence des données qui rendent parfois difficile l'identification du système de barres et la différenciation des processus se produisant à courte et longue échelle de temps. La poursuite de ce travail au travers de l'analyse de la totalité des ouvrages présents dans le Languedoc-Roussillon et l'utilisation de nouveau jeu de données (e.g. LiDAR 2011) devrait permettre d'affiner la compréhension de l'impact des ports sur la morphodynamique de l'avant-côte.

4.5. Conclusion générale du chapitre 4

L'étude de la dynamique de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon a été rendue possible par la **comparaison de données bathymétriques assez espacées dans le temps**. La grande couverture spatiale offerte par le LiDAR a permis d'aborder cette dynamique **d'un point de vue longitudinale** et à **large échelle spatiale**. Ce travail a été mené selon deux échelles de temps : Le **budget sédimentaire** et l'**évolution du stock sableux** ont été étudiés à l'**échelle séculaire** et la **morphodynamique des barres d'avant-côte** a été analysée à l'**échelle pluri-décennale** (Fig. 4.31).

4.5.1. Le comportement général de l'avant-côte

Le budget sédimentaire de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon est légèrement positif entre 1895 et 1984 alors que l'érosion est clairement dominante sur les dernières 25 années (1984-2009). Le stock sédimentaire de l'avant-côte a été significativement érodé en un siècle (-80% de l'USU) comme sur de nombreuses plages sableuses à travers le monde (Pilkey et Hume, 2001). Les barres d'avant-côte représentent un important volume sableux et leur dynamique est donc une composante essentielle des bilans sédimentaires à long terme. A l'échelle pluri-décennale, les systèmes composés d'une barre externe linéaire sont soumis à un

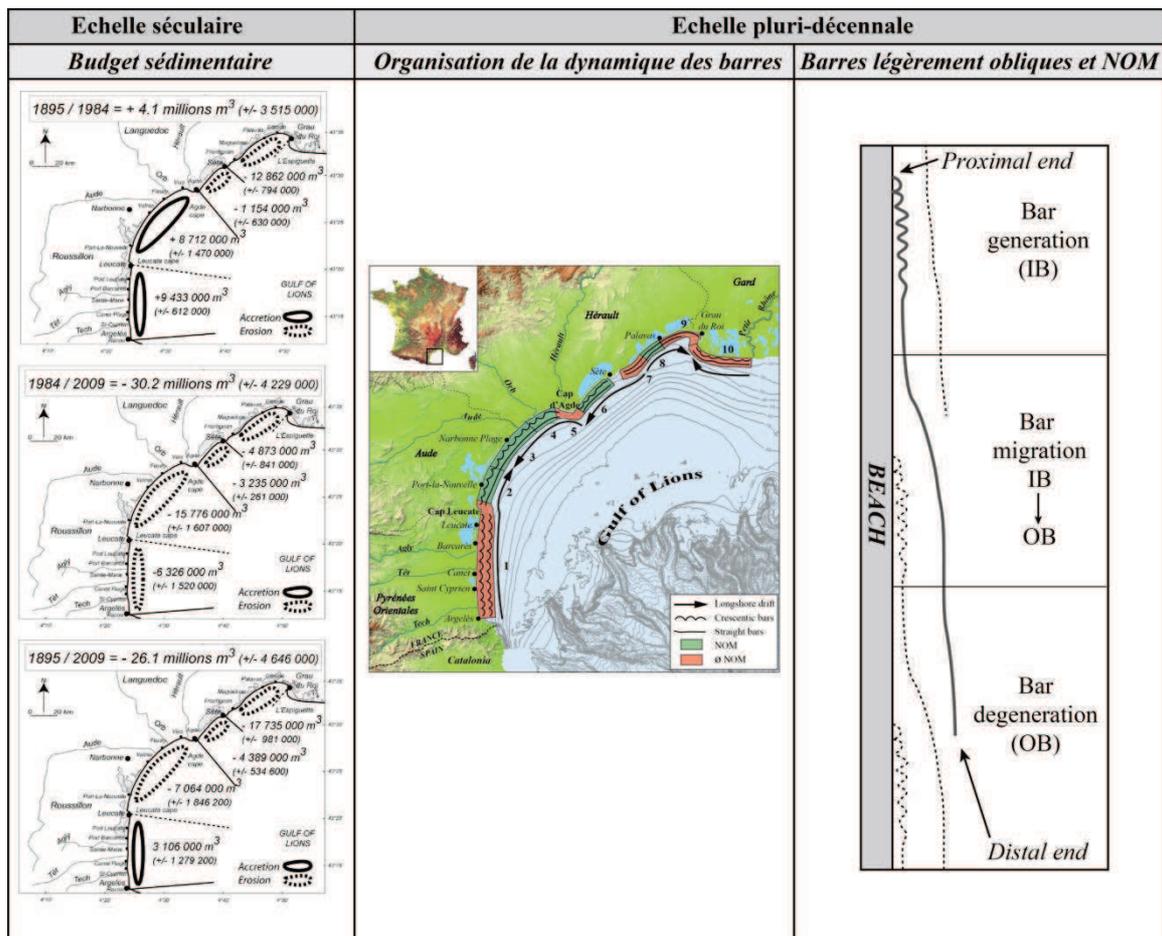


Fig. 4.31 : Echelles de temps sur lesquelles la dynamique de l'avant-côte a été étudiée.

cycle de migration vers le large (*Net Offshore Migration*) (Lippmann *et al.*, 1993; Ruessink et Kroon, 1994; Wijnberg et Terwindt, 1995; Plant *et al.*, 1999; Shand *et al.*, 1999; Kuriyama et Lee, 2001) alors que les barres en croissants sont relativement stables (Shand *et al.*, 1999; Castelle *et al.*, 2005; Ferrer *et al.*, 2009).

4.5.2. La migration des barres vers le large (NOM)

A l'échelle de la région, les caractéristiques de la NOM présentent de fortes variabilités. La période de retour et la vitesse de migration des barres augmentent du SW vers le NW alors que la durée du NOM diminue. A l'échelle de la cellule hydro-sédimentaire, des barres d'avant-côte légèrement obliques ont été identifiées (Lippmann *et al.*, 1993; Grunnet et Hoekstra, 2004). Elles présentent trois degrés de maturation selon leur extension longitudinale depuis leur point d'attachement à la côte : le stade de génération sous forme de barre de bas de plage, le stade de migration qui représente le passage entre barre interne et barre externe et le stade dégénérescence marqué par l'affaissement et la disparition de la barre externe. L'analyse temporelle des données bathymétriques a montré que ces motifs de barre migraient longitudinalement dans le sens inverse de la dérive littorale dominante. Ce comportement singulier se traduit par la migration des barres vers le large sur les profils 2D.

4.5.3. Les facteurs de contrôle

A grande échelle, l'érosion de l'avant-côte semble être la conséquence de trois facteurs principaux : la baisse des apports sédimentaires par les fleuves côtiers observée depuis la fin du Petit Age Glaciaire et le développement des infrastructures pour contrôler le lit des fleuves (Serrat *et al.*, 2001; Pont *et al.*, 2002a; Pont *et al.*, 2002b; Walling et Fang, 2003), à la redistribution longitudinale des sédiments mis en évidence sur le littoral du Languedoc-Roussillon (Durand, 1999; Certain *et al.*, 2005) et à des pertes importantes vers le large soulignées par différents auteurs (Jago et Barousseau, 1981; Sabatier *et al.*, 2004; Sabatier *et al.*, 2009). La dynamique des barres est contrôlée par leur morphologie et la variabilité des conditions d'agitation. Les systèmes présentant une barre externe linéaire sur des plages très énergétiques sont soumis à la NOM alors que les barres en croissants ne migrent que légèrement longitudinalement (Ferrer *et al.*, 2009).

La variabilité inter-sites des caractéristiques de la NOM est principalement contrôlée par la géomorphologie de l'avant-côte et les conditions hydrodynamiques (Kroon, 1994; Wijnberg, 1995; Shand et Bailey, 1999; Shand *et al.*, 1999; Grunnet et Hoekstra, 2004). En Languedoc-Roussillon, la vitesse de migration des barres est plus importante lorsque la pente de l'avant-côte est forte, le volume des barres est faible et l'énergie de la houle est élevée. La durée du cycle NOM va dépendre de la largeur de la zone des barres et de l'énergie dissipée sur l'avant-côte. Enfin, la période de retour du cycle NOM semble être contrôlée par la fréquence des tempêtes et l'état de la barre externe.

Les systèmes de barres présentant un cycle NOM sont caractérisés par la présence de barres d'avant-côte légèrement obliques qui migrent en sens inverse de la dérive littorale dominante. La génération de ce type de barres apparait être liée à la méandrisation du fort courant longitudinale (Ribas *et al.*, 2003) qui s'exprime lors des tempêtes de SE avec une incidence légèrement oblique par rapport à la normale à la côte (Gervais, 2012). Leur migration à contre courant dominant est plus difficile à expliquer. Deux hypothèses ont été

toutefois avancées. La première se base sur la possibilité de la mise en place d'un transport sédimentaire depuis la barre externe dirigé vers la côte lors de conditions d'agitation intermédiaire avec des vagues asymétriques non ou très peu déferlantes (Ruessink et Terwindt, 2000). La reprise du sédiment par le courant de dérive littorale résulterait en un transport sédimentaire résiduel oblique vers la côte nourrissant la face marine de la barre interne et faisant migrer latéralement le motif de barre légèrement oblique. La deuxième hypothèse repose sur la variabilité de l'angle d'incidence de la houle lors des événements énergétiques. Lors des tempêtes de Sud, la forte incidence ponctuelle de la houle peut en effet être responsable de la forte migration longitudinale des motifs de barre en sens inverse de la dérive littorale dominante (Deigaard *et al.*, 1999; Gervais, 2012). Dans ce cas, le facteur de contrôle serait l'angle d'incidence des vagues plutôt que le flux énergétique (Castelle *et al.*, 2007).

4.5.4. L'influence des ouvrages et activités anthropiques

Le comportement général de l'avant-côte est perturbé par les ouvrages et les activités anthropiques. D'une part, les aménagements, l'extraction de sédiments et la construction de barrages dans le lit des rivières a considérablement réduit les apports sédimentaires vers la côte (Guillén et Palanques, 1993; Milliman, 1997; Pont *et al.*, 2002a; Pont *et al.*, 2002b). D'autre part, les nombreux ouvrages portuaires construits sur le littoral du Languedoc-Roussillon modifient sensiblement la courantologie et le comportement de l'avant-côte. Leur perturbation sur le transit sédimentaire se traduit généralement par un budget sédimentaire positif et une avancée du trait de côte en amont-transit. Le prisme sableux en aval-dérive est alors soumis à l'érosion comme souligné par la littérature (e.g. Elmoustapha *et al.*, 2000; Bruun, 2001; El Abdellaoui et Ozer, 2007). Le bilan sédimentaire négatif entre 1984 et 2009 peut d'ailleurs être en partie expliqué par la construction des ports qui entraîne un transport sédimentaire vers le large par des courants d'arrachement contre les jetées (Short, 1992; Kraus *et al.*, 1994; Bruun, 2001; Mewis, 2008) et les pratiques de dragage comme notamment à l'embouchure du port de Port-la-Nouvelle.

Les ouvrages portuaires induisent également une perturbation de la dynamique et de la morphométrie des barres d'avant-côte. La construction des ports peut rompre le système et donc la dynamique sédimentaire qui détermine la distribution des sédiments au niveau régional et donc la stabilité des plages. L'analyse temporelle de la morphologie de l'avant-côte à proximité des ports a montré un couplage entre la position du trait de côte et des barres. Ainsi, l'avancée du trait de côte en amont-transit entraîne une migration des barres vers le large qui peut alors parvenir à franchir l'obstacle. Ce franchissement peut alors poser des problèmes de navigation par la réduction de la profondeur d'eau à l'entrée du port (Szmytkiewicz *et al.*, 2000; Mangor *et al.*, 2010). Au passage de l'obstacle, les barres sont généralement constituées d'un très grand feston formé par les courants d'arrachement contre la jetée. Le rétablissement de la continuité du système peut rétablir une partie du transport sédimentaire longitudinal et réalimenter la zone aval-dérive (Dibajnia *et al.*, 2004; Grunnet *et al.*, 2009; Aleman *et al.*, 2012). Enfin, la migration longitudinale des barres d'avant-côte légèrement obliques, qui semble être un phénomène généralisé de grande ampleur régionale, est perturbée par les ouvrages transversaux. Le point d'attachement de la barre à la côte est stoppé contre les jetées et ne peut reprendre que lorsque le système a suffisamment migré vers le large.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de ce travail de thèse a été d'étudier le comportement de l'avant-côte sur des échelles spatio-temporelles étendues. L'originalité de cette étude réside dans l'analyse continue de près de 200 km de linéaire de côtes sableuses, contrairement à une grande partie des travaux précédents qui se focalisaient sur des zones de faibles extension en raison principalement de contraintes techniques. Cette nouvelle approche a été rendue possible par l'utilisation du LiDAR topo-bathymétrique aéroporté qui permet de cartographier de vastes zones côtières en un minimum de temps.

Deux grands axes majeurs ont été développés. D'une part, l'analyse de la morphologie de l'avant-côte afin d'appréhender son organisation spatiale à différentes échelles, et d'autre part, l'étude de la dynamique de l'avant-côte pour déterminer son comportement sur une échelle pluri-décennale à séculaire. Plusieurs bases de données complémentaires ont été utilisées afin de mener à bien ces objectifs.

Cette dernière partie synthétise les principaux résultats de ce travail en discutant de la morphodynamique de l'avant-côte dans son ensemble, de la spécificité du système méditerranéen et des évolutions attendues. La dernière section aborde les perspectives de recherches soulevées par ce travail de thèse.

1. Résultats majeurs de la thèse

1.1. Morphologie de l'avant-côte

Un des principaux objectifs de cette thèse a été de déterminer l'organisation spatiale des morphologies de l'avant-côte et d'identifier les paramètres de forçage principaux. L'imagerie LiDAR de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon souligne qu'il existe une très grande variété de morphologies sur seulement 200 km de côtes sableuses quasi-continues. Leur analyse à l'échelle régionale a permis d'identifier les états de plage et les typologies de barres d'avant-côte reprenant les classifications couramment utilisées dans la littérature et de définir des compartiments morphologiques. La confrontation avec le contexte géo-environnemental permet de mieux cerner le rôle des paramètres de forçage principaux.

1.1.1. Les états de plages : une organisation régionale

Six états de plages ont ainsi pu être identifiés. Les plages réfléchives, intermédiaires, intermédiaires-dissipatives et dissipatives ont été régulièrement décrites dans la littérature. Les **plages avec plateaux rocheux subtidal** et **dissipatives sans barres** sont plus atypiques. L'extension longitudinale de ces compartiments varie de quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres. Les **transitions sont généralement abruptes et marquées par la présence d'un cap** mais celles-ci peuvent également se produire progressivement sur quelques centaines de mètres dans le cas d'une plage sableuse continue.

La variabilité longitudinale des caractéristiques sédimentaires et des conditions d'agitation semblent être les deux principaux facteurs de contrôle de ces états de plage. Les plages réfléchives sont associées à des sédiments grossiers et des conditions de faible énergie alors que les plages dissipatives sont constituées de sédiments fins et sont plus fréquemment soumises à de fortes tempêtes. De plus, les chercheurs ont montré que l'incidence de la houle apparaît comme responsable de la morphologie des barres. En Languedoc-Roussillon, les houles d'incidence frontale semblent alors responsable de la formation de barres en croissant alors qu'une forte obliquité de la houle permet la rapide linéarisation des barres.

L'influence du contexte géologique sur les conditions hydro-sédimentaires impacte indirectement l'organisation des états de plage. D'une part, les caps rocheux forment des barrières naturelles au transit sédimentaire. Ils atténuent l'énergie de la houle et modifient son angle d'incidence, tout en pouvant aussi créer un affinement de la fraction sableuse qui peut *by-pass* le cap. Ainsi, les caps constituent généralement la limite entre les compartiments morphologiques. D'autre part, l'affleurement du substratum sous la forme de plateaux rocheux immergés limite l'espace d'accommodation et le stock sédimentaire. Le profil de plage est alors modifié du fait de l'impossibilité de son développement complet. Les affleurements agissent également sur l'hydrodynamique en atténuant l'énergie de la houle plus au large et en modifiant la courantologie.

1.1.2. Typologie des barres : une grande variabilité longitudinale

Les systèmes de barres d'avant-côte présentent la totalité des typologies décrites dans la littérature (*R*, *LTT*, *TBR*, *RBB*, *LBT* et *D*). Il a cependant été observé des **stades intermédiaires** (*TBR/RBB*) pouvant se maintenir sur de longues périodes de temps et qui pourraient donc intégrer ces classifications. Le système interne présente une organisation complexe avec la présence d'une **barre de bas de plage (LBB)** et de reliquats de barres internes antérieures. Le système externe est plus homogène. De plus, les **paramètres morphométriques des barres en croissants** (longueur d'onde, amplitude, profondeur et distance à la côte) présentent de **fortes variations longitudinales se produisant sur de faibles distances**. Les festons peuvent être obliques ou réguliers et continus ou rompus par un chenal d'arrachement. Leurs cornes présentent parfois une accumulation sédimentaire significative (nommés dans cette thèse "points hauts"). Enfin, le **couplage morphologique entre la barre externe et interne est principalement en phase** dans le Languedoc-Roussillon. Les couplages en rupture de phase sont très localisés et ne représentent que 27,1% des observations.

Tout comme les états de plage, la typologie et la morphométrie des barres d'avant-côte sont principalement **contrôlées par le contexte hydro-sédimentaire**. Les conditions d'agitation sont en effet à l'origine de la formation des barres sédimentaires. La longueur d'onde, l'amplitude et la position des barres sont généralement liées à la hauteur de la houle, alors que la relation couramment mise en avant avec la taille médiane des sédiments et à la pente de l'avant-côte semble absente dans la région. De précédentes études ont également montrées que la typologie des barres dépendait des conditions de forçage (feston continu ou interrompu) et de l'angle d'incidence de la houle (feston oblique ou régulier). Toutefois, la forte variabilité longitudinale des paramètres morphométriques des barres en croissants ne peut pas s'expliquer uniquement par le contexte hydro-sédimentaire. **Des perturbations, notamment anthropiques, viennent se superposer à ce schéma général.**

1.2. Dynamique de l'avant-côte

Le deuxième grand objectif de ce travail a été d'étudier le comportement à des échelles pluriannuelles à séculaires de l'avant-côte et des systèmes de barres. En fonction des jeux de données disponibles, deux échelles de temps ont été considérées. L'évolution globale du budget sédimentaire de l'avant-côte a été analysée à l'échelle séculaire. La dynamique des systèmes et en particulier le phénomène de *Net Offshore Migration* ont été étudiés sur une échelle de temps pluri-décennale. Ce travail a permis d'appréhender le comportement général de l'avant-côte et notamment la part des évolutions contrôlées par des déplacements longitudinaux. De nouveaux éléments ont été apportés sur les facteurs de contrôle possibles.

1.2.1. Evolution séculaire du budget sédimentaire : un déficit global

Les comparaisons bathymétriques ont montré que l'avant-côte a subi une importante érosion résiduelle lors du dernier siècle (1895-2009). Dans l'ensemble, **le littoral du Languedoc-Roussillon a perdu 26,1 millions de m³** (+/- 4 646 000 m³). Ces pertes sédimentaires se produisent **essentiellement entre 1984 et 2009** (-30,2 millions de m³ ± 4 229 000 m³) alors que le bilan entre 1895 et 1984 est légèrement positif (+4,9 millions de m³ ± 3

515 000 m³). La définition de l'unité sableuse supérieure (USU) a permis d'évaluer l'état du stock sableux disponible. Les résultats indiquent que ce stock a été réduit d'environ 20 à 50% en seulement un siècle.

L'analyse du budget et du stock sédimentaire par compartiment souligne le rôle prépondérant du transport longitudinal dans la redistribution du matériel. Ainsi, les secteurs en aval-dérive des zones de convergence sont généralement plus fournis que ceux en amont-dérive. L'apport de sédiments par les fleuves côtiers a entraîné le développement de lobes prodeltaïques. Ces réservoirs sédimentaires ont été progressivement érodés au cours de la période récente. A l'échelle de la région, le bilan global négatif semble être la conséquence à la fois de la baisse des apports solides par les fleuves côtiers et de pertes vers le large, couplé à de très fortes perturbations anthropiques locales qui perturbent la redistribution sédimentaire. A l'inverse, l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des houles de tempête, couplée avec la montée du niveau des mers, semblent être des facteurs secondaires du comportement de l'avant-côte depuis un siècle. Ce constat risque d'évoluer avec les prévisions de montée de niveau de la mer à l'horizon 2100.

1.2.2. La *Net Offshore Migration* : une combinaison de processus transversaux et longitudinaux

A l'échelle pluri-décennale, les systèmes de barres peuvent être très dynamiques. Dans le Languedoc-Roussillon, l'étude de séries temporelles de profils de plage a montré qu'ils n'étaient pas tous soumis au processus de *Net Offshore Migration* (NOM). **Les conditions nécessaires à son développement** sont la présence de **sédiments fins**, une **faible pente de l'avant-côte**, une **barre externe linéaire** et l'**action de houles énergétiques**. Seule la partie Nord du littoral du Languedoc-Roussillon présente ces caractéristiques. La **NOM n'affecte pas les barres festonnées** du Roussillon qui sont composées de sédiments grossiers et soumises à des conditions d'agitation moyennes plus faibles. De plus, la présence d'affleurements rocheux ou de nombreuses structures de défense contre la mer perturbe la mise en place du cycle.

Sur les portions de littoral où la NOM a été identifiée, **ses caractéristiques** (vitesse de migration, durée du cycle et période de retour) **varient d'un site à l'autre**. Cette variabilité inter-sites est principalement contrôlée par la **géomorphologie de l'avant-côte** et les **conditions hydrodynamiques**. La pente de l'avant-côte, le volume des barres et l'énergie de la houle agissent sur la vitesse de migration. La largeur de la zone des barres et l'énergie dissipée sur l'avant-côte contrôlent la durée du cycle. Enfin, la fréquence des tempêtes et l'état de la barre externe influence la période de retour du cycle NOM.

Une des avancées majeures de ce travail est l'identification grâce à l'imagerie LiDAR de **barres d'avant-côte légèrement obliques** sur les sites soumis à la NOM. Ces barres s'éloignent progressivement du rivage selon leur extension longitudinale depuis un point d'attachement à la côte jusqu'à leur disparition plus au large. Elles passent ainsi par **différents stades de maturation** avec une position de barre de bas de plage (LBB) proche de la côte, puis de barre interne et finalement de barre externe jusqu'à son affaissement et sa disparition. Leur formation pourrait être la conséquence de la méandrisation du courant longitudinale qui se forme lors des fortes conditions d'agitation avec une houle oblique. D'un point de vue dynamique, ces motifs de barres **se déplacent longitudinalement le long du rivage en sens inverse de la dérive littoral dominante**. Ce comportement singulier se traduit par la migration des barres vers le large sur les profils 2D. Cependant, les processus responsable de

ce comportement singulier sont difficiles à cerner mais vraisemblablement *longshore*. Deux hypothèses prédominent : un transport sédimentaire oblique depuis la barre externe en décomposition vers la barre interne lors des conditions d'agitation intermédiaire ou l'action des forts courants longitudinaux lors des tempêtes de secteur Sud fortement obliques.

1.3. Les ouvrages portuaires : une perturbation généralisée

Cette étude de la morphodynamique de l'avant-côte a souligné l'impact significatif des activités anthropiques et notamment des ouvrages portuaires. L'analyse du comportement de l'avant-côte à leur proximité montre en effet qu'ils forment des barrières semi-imperméables pour le transit sédimentaire et engendre une accumulation sédimentaire en amont-transit et une érosion généralisée en aval-dérive aboutissant à une segmentation du littoral autrefois continu. Toutefois, leur influence sur le budget sédimentaire global est difficile à estimer en raison de la superposition des forçages naturels. Les pratiques de dragage peuvent néanmoins accentuer le déficit sédimentaire comme à Port-la-Nouvelle où elles représentent 10% des pertes sur la période 1984-2009.

En fonction de leur extension en mer, les jetées des ports peuvent également rompre les systèmes de barres d'avant-côte. A moyen terme, le recul des barres vers le large en concomitance de l'avancée du trait de côte en amont peut rétablir la continuité du système et ainsi une partie du transit sédimentaire longitudinal. La typologie générale des barres ne semble cependant pas être affectée. Seule la morphométrie peut légèrement varier comme l'augmentation de la longueur d'onde des festons au droit des ports engendré par les courants dirigés vers le large qui se forment contre les jetées.

2. Un système méditerranéen morphodynamique

2.1. Les barres d'avant-côte : des objets morphodynamiques par excellence

La morphologie et la dynamique des barres ont été abordées séparément dans ce travail. Cependant, le comportement de l'avant-côte constitue une boucle rétroactive entre les morphologies, l'hydrodynamique et le transport sédimentaire appelée morphodynamique (Wright et Thom, 1977). Cette relation intervient à toutes les échelles. A l'échelle séculaire, le courant de dérive littorale est responsable de la redistribution sédimentaire sur l'avant-côte agissant ainsi sur le budget et le stock sableux (Certain, 2002). A l'échelle pluriannuelle, le comportement des barres d'avant-côte dépend du rapport entre le temps de réponse de la barre et les conditions d'agitation (Pape *et al.*, 2010).

Les systèmes de barres peuvent ainsi changer de morphologie au cours du temps (e.g. Van Enckevort *et al.*, 2004). Toutefois, la typologie des barres sableuses observées dans le Languedoc-Roussillon se maintient sur de longues périodes de temps. Les seuls changements observés se produisent au cours des tempêtes mais le système retrouve rapidement sa morphologie initiale (Ferrer, 2010; Gervais, 2012). La variabilité des conditions d'agitation

apparaît donc insuffisante pour modifier significativement la morphologie des barres qui sont alors le résultat de l'adaptation du système aux forçages moyens.

Toutefois, la morphodynamique des systèmes de barres est soulignée par des migrations qui interviennent à l'échelle pluri-décennale. En effet, ces mouvements sont à la fois dépendants de la morphologie des barres, des conditions d'agitation et de l'angle d'incidence de la houle qui génèrent des courants de dérive et de retour ainsi que du transport sédimentaire associé (Certain, 2002). Lors des tempêtes, les courants longitudinaux peuvent faire migrer autour d'une position d'équilibre les barres en croissants identifiées dans le Roussillon (Ferrer *et al.*, 2009). Plus au Nord, les systèmes de barres linéaires sont soumis à la *Net Offshore Migration* (migration vers le large). Dans la littérature, ce phénomène a été décrit comme étant le résultat de processus uniquement cross-shore (e.g. Lippmann *et al.*, 1993; Ruessink et Kroon, 1994; Wijnberg et Terwindt, 1995; Plant *et al.*, 1999; Shand *et al.*, 1999; Kuriyama et Lee, 2001). Les résultats de cette thèse ont cependant montré que ce comportement est lié au déplacement longitudinal de motifs de barres légèrement obliques. Les mécanismes physiques impliqués semblent donc être une combinaison de processus longitudinaux et transversaux.

2.2. L'environnement méditerranéen: un milieu atypique

Dans le système méditerranéen, l'action des processus physiques sur les morphologies est continue en raison de la quasi absence de marnage (<30 cm). A l'inverse, sur les littoraux méso à méga-tidaux, les importantes variations du plan d'eau influencent le temps d'action et l'intensité de ces processus mis en jeu dans la morphodynamique des barres (Kroon et Masselink, 2002 ; Robin *et al.*, 2009). En effet, les cycles de marée découvrent et submergent périodiquement une grande partie de la plage. En conséquence, la position des zones de jet de rive (*swash*), de déferlement (*surf*) et de levé des vagues (*shoaling*) se déplace continuellement sur le profil de plage. La plage intertidale est ainsi exposée à chacun de ces processus pendant un laps différent, lui même influencé par le cycle lunaire. Dans leur revue sur l'influence de la marée sur la morphodynamique des plages, Masselink et Short (1993) notent que les processus de transport sédimentaire et les changements morphologiques sont ainsi retardés.

Par ailleurs, la forte saisonnalité des conditions d'agitation dans le Golfe du Lion induit des forçages courts et discontinus dans le temps. Les morphologies sont toutefois bien développées car les forçages peuvent ponctuellement être violents mais les périodes de beau temps entraînent une plus grande stabilité. Des états de barre intermédiaires ont ainsi été décrits et peuvent être figés sur de longues périodes de temps alors qu'ils sont transitoires dans d'autres environnements soumis à des conditions de forte énergie quasi continue et où les systèmes de barres passent rapidement par différentes configurations au cours du temps (e.g. Castelle *et al.*, 2007; Price et Ruessink, 2011; Senechal *et al.*, 2011). Cette variabilité influence également la dynamique des barres à plus long terme. Par exemple, Wijnberg et Terwindt (1995) observe des cycles de *Net Offshore Migration* continue sur la côte hollandaise où la hauteur moyenne annuelle de la houle atteint 1,2 m alors qu'en Languedoc-Roussillon les cycles sont discontinus avec une hauteur moyenne annuelle de la houle 0,66 m.

D'autres particularités du littoral du Languedoc-Roussillon peuvent influencer le comportement de l'avant-côte. L'orientation curviligne de la côte couplée à la variabilité des conditions d'agitation fait que les systèmes de barres présentent au même instant le panel complet des états de plages décrit dans la littérature contrairement à de nombreux sites dans le

monde où les systèmes de barres sont homogènes sur de très vastes étendues (e.g. la côte aquitaine (Castelle *et al.*, 2007)). Un autre caractère singulier du littoral du Languedoc-Roussillon est la présence de fleuves côtiers connectés aux reliefs très proches. Cette configuration a permis d'importants apports sédimentaires dans le passé mais génère actuellement une réaction très forte du système aux perturbations exercées sur les bassins versants. Enfin, le littoral a été fortement anthropisé avec la mise en place, de 1968 jusqu'à la fin des années 80, d'une vingtaine d'ouvrages portuaires qui ont compartimenté l'avant-côte.

2.3. Quelles évolutions pour le futur ?

Le changement climatique annoncé pose la question de son influence sur les forçages côtiers et la morphodynamique des systèmes littoraux. Les connaissances sur ces effets sont actuellement limitées par le manque de données long terme et les incertitudes des modèles régionaux (Yates-Michelin *et al.*, 2010). En effet, les modèles climatiques globaux sont satisfaisants à petites échelles mais la réduction de la maille entraîne l'addition d'un grand nombre de paramètres qui interagissent entre eux (Giorgi et Lionello, 2008). Toutefois, plusieurs projets (VULSACO, MISEEVA, MICORE...) ont traité la question et permettent aujourd'hui d'extraire quelques tendances.

Concernant le régime de tempête dans le Golfe du Lion, les tendances sont faibles mais la modélisation a mis en évidence une légère diminution de leur fréquence (Lionello *et al.*, 2002; Déqué, 2003; Le Cozannet *et al.*, 2009) ainsi qu'une légère augmentation de leur intensité et de leur durée (Ullmann et Moron, 2008; Le Cozannet *et al.*, 2009). Par ailleurs, les travaux de Sabatier *et al.* (2012) ont montré une recrudescence des tempêtes extrêmes au cours des périodes froides de l'Holocène et indique que l'augmentation de la fréquence et de l'intensité de ces événements est plutôt liée aux épisodes de refroidissement que de réchauffement. Toutefois, un changement de position des centres d'action des dépressions semble être avéré (Lionello *et al.*, 2002; IPCC, 2007). Dans ce cas, un changement d'angle d'incidence des houles de tempêtes est à prévoir et affecterait sensiblement le système morphodynamique de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon (sens de dérive, migration des barres...) décrit dans cette thèse.

A l'échelle globale, les prévisions à l'horizon 2100 annoncent une augmentation du niveau marin de l'ordre de + 0,18 à + 0,59 m (IPCC, 2007), soit 2 à 5 fois celle enregistrée depuis un siècle, et ces valeurs pourraient être sous-estimées (e.g. Rahmstorf *et al.*, 2012). Dans ces conditions, la surcote lors des événements de tempêtes engendrerait d'importantes submersions des plages sableuses du Languedoc-Roussillon. L'adaptation hypothétique du profil de plage aux nouvelles conditions pourrait se traduire par une élévation de la plage de 0,5 m et un recul d'une dizaine de mètres à l'horizon 2100 (Ferrer, 2010). Si l'on tient compte de la baisse des apports sédimentaires et la diminution du stock sableux côtier mis en avant dans cette thèse, l'impact de la remontée du niveau marin pourrait être bien supérieure.

Afin de juguler le phénomène d'érosion qui touche la majeure partie du littoral du Languedoc-Roussillon, de nombreux ouvrages de défense contre la mer ont été implantés sur le rivage. Cependant, cette fixation artificielle du trait de côte ne fait que déplacer les phénomènes d'érosion du littoral en aval-transit (Suanez et Bruzzi, 1999) et tend à créer des excroissances en mer des zones urbanisées. Dans ce cadre, le rechargement en sable des plages apparaît actuellement comme la solution la moins nocive pour le système littoral (Sabatier *et al.*, 2009). Les quantités nécessaires seront toutefois conséquentes (plusieurs

dizaines de millions de m³) et la source des prélèvements et leurs impacts restent à déterminer (Raynal et al., 2013). Le recul du trait de côte semble être un processus irréversible et, dans plusieurs décennies, la possibilité d'un recul stratégique s'imposera certainement aux gestionnaires du littoral s'il n'est pas anticipé.

3. Perspectives de recherche

L'étude de la morphodynamique de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon a soulevé de nouvelles questions scientifiques. La poursuite de ce travail devrait permettre d'y répondre mais nécessitera l'acquisition de nouvelles données et notamment l'analyse du dernier levé LiDAR réalisé en 2011 et à présent disponible. Quatre perspectives sont développées dans cette section car elles apparaissent comme essentielles à la compréhension du comportement général de l'avant-côte.

3.1. Les pertes sédimentaires vers le large

L'étude du budget sédimentaire a montré que seules des pertes vers le large au-delà de 12 m de profondeur sont concevables pour expliquer une majeure partie du déficit global. L'échelle spatio-temporelle considérée dans ce travail ne permet pas la détection de ces pertes en termes de dépôts sur des zones plus profondes. En effet, même si les volumes paraissent considérables, ils ne représenteraient que des dépôts d'épaisseur centimétrique sur de grandes surfaces. Cette information reste cependant essentielle pour la gestion du littoral. Un effort de recherche doit donc être entrepris pour 1) établir leur réalité sur le terrain et 2) déterminer les modalités qui engendrent ces pertes.

Ce travail passe donc en premier lieu par l'identification des zones d'exportation et de dépôts au large. Cette approche est délicate au vue de la grande extension du littoral du Languedoc-Roussillon mais les connaissances sur le comportement général de ce littoral accumulées depuis plusieurs décennie par les chercheurs doit permettre aujourd'hui de cibler des zones d'études préférentielles. Le littoral du Narbonnais semble un bon candidat pour ce travail car les pertes au large semble évidente du fait qu'il est le point de convergence des deux dérives littorales préférentielles de la région alors que le budget sédimentaire global est en déficit au cours du siècle dernier.

En deuxième lieu, la détermination des taux de transports sédimentaires, de la qualité du matériel exporté et des paramètres forçants ne pourra se faire que par l'obtention de données hydro-sédimentaires balayant une période de temps suffisamment longue pour couvrir les différentes conditions d'agitation et pouvoir observer des dépôts significatifs. Cette étude peut se faire par la mise en place d'un transect de deux ou trois stations de mesures de part et d'autre de la profondeur de fermeture de la houle. Le déploiement sur ces stations d'un Altus permettra de déterminer avec précision les évolutions altimétriques du fond et la présence d'un dépôt sédimentaire. Le couplage avec des OBS offrirait la possibilité de quantifier le transport. Enfin, des carottages à intervalle régulier seraient utiles pour déterminer les caractéristiques sédimentaires de ces dépôts. Néanmoins, une telle étude de terrain demanderait un investissement en temps, en moyens humains et en matériels. Ces difficultés pourront certainement être en partie palliées par la modélisation numérique de plus en plus performante.

3.2. Les processus physiques impliqués dans la migration des barres d'avant-côte légèrement obliques

L'étude de la dynamique des barres d'avant-côte a souligné l'implication de barres légèrement obliques dans le processus de *Net Offshore Migration*. De plus, l'identification de ce type de barres sur de nombreux sites soumis à la NOM à travers le monde souligne l'importance de la compréhension de leur dynamique. Toutefois, les processus responsables de la migration longitudinale à contre-dérive de ces motifs de barres restent à déterminer. Seule des hypothèses ont pu être formulées dans ce travail de thèse en raison principalement du manque de données hydrodynamiques dans la zone des barres et sur les secteurs clés du processus mis en évidence.

Comme pour l'étude des pertes au large, la caractérisation de la courantologie fine sur l'avant-côte pourra se faire par une campagne de mesure *in-situ* déployant des courantomètres et houlographes dans la zone des barres (ADV, ADCP...) ou en faisant appel à la modélisation de l'hydrodynamique. Des études antérieures ont par ailleurs déjà instrumenté le système de barres à Sète et la confrontation des résultats avec la dynamique des barres définie dans cette thèse offrira certainement des éléments pour la compréhension des processus physiques responsables de la migration *up-current* longitudinale des barres d'avant-côte légèrement obliques. De plus, des tests de modélisation de l'hydrodynamique sur ces barres ont déjà commencé et compléteront l'analyse. Enfin, les données de terrain obtenues pourront alors être utilisées pour améliorer les modèles numériques morphosédimentaires actuelles et valider ou infirmer nos scénarios de génération de ces barres et de transport au cours de la migration *up-current*.

En complément, un suivi bathymétrique régulier d'une zone charnière permettrait de caractériser l'évolution morphologique moyenne au cours d'une année. Cependant, cette technique ne permet pas de suivre le déplacement des barres au cours des épisodes d'agitation identifiés comme les plus morphogènes (moyenne tempête de SE ou tempête de Sud). Une des solutions envisageables serait l'utilisation de la vidéo qui permet de visualiser à haute fréquence l'évolution morphologique des barres d'avant-côte. Plusieurs sites du Languedoc-Roussillon sont déjà équipés de caméra et il serait donc opportun de comparer la dynamique des barres de ces sites avec nos scénarios de migration des barres légèrement obliques.

3.3. La *Low Beach Bar*

Ce travail de thèse a également mis en évidence la présence d'une barre de bas de plage (Low Beach Bar, LBB) dans les petits fonds proche du rivage. Cette barre présente une morphologie complexe, parfois festonnée, et est connectée au trait de côte. Les images aériennes et les missions de terrain ont montré qu'elle pouvait parfois être en partie émergée. Même si cette morphologie de barre a pu être identifiée grâce au LiDAR, sa dynamique n'a pas pu être étudiée avec précision du fait de la difficulté de cartographier l'interface terre-mer et du caractère très mobile de cette dernière en raison de sa position bathymétrique et de sa taille. En revanche, cette barre correspond au premier degré de maturité des barres légèrement obliques et joue donc un rôle dans le processus de NOM. L'étude de sa dynamique et des mécanismes impliqués offrirait de précieux éléments pour la compréhension de ce processus, ainsi que sur les échanges sédimentaires plage/avant-côte.

Du fait de la faible profondeur d'eau, un levé topo-bathymétrique de cette barre au DGPS pourrait permettre d'appréhender avec précision la morphologie de cette barre et son interconnexion avec le trait de côte, couplé à une mesure des forçages juste en entrée du système dans la fosse interne. Plusieurs levés espacés dans le temps renseigneront alors sur sa dynamique et son rôle dans le processus de NOM. Cette barre a été observée à plusieurs reprises sur les plages du Narbonnais. Ce site semble donc intéressant à instrumenter à la fois pour l'étude de la LBB, de la migration des barres légèrement obliques et des pertes vers le large.

3.4. Impact des ouvrages portuaires

L'impact des ouvrages portuaires sur la morphodynamique de l'avant-côte a été rigoureusement étudié autour de quelques ports du Languedoc-Roussillon aux caractéristiques diversifiées (Canet, Leucate, Port-la-Nouvelle et Narbonne Plage). Ce travail préliminaire a permis de dresser un schéma général de leur influence tant sur le budget sédimentaire, l'évolution du trait de côte et la morphologie des barres sédimentaires. Néanmoins, ce travail devra être poursuivi et étendu à l'ensemble des ports présents sur la façade maritime du Languedoc-Roussillon. Ce travail complémentaire devra permettre d'affiner la précision des résultats et d'effectuer des tests statistiques pour mieux comprendre le rôle des différents paramètres. L'analyse des données du dernier levé LiDAR 2011 offrira notamment la possibilité d'évaluer avec précision la dynamique de l'avant-côte de part et d'autre des ports.

D'autre part, les ports ont été parfois pointés du doigt pour expliquer les pertes au large en raison de la modification de la courantologie qu'ils engendrent. Pour étudier cette possibilité, il faudrait déployer des courantomètres et des OBS contre les jetées et un peu plus au large pour déterminer si les courants d'arrachement, qui se forment contre l'ouvrage, sont réellement capables d'exporter les sédiments au-delà de la profondeur de fermeture de la houle.

Références

- Aagaard, T., (1991). Multiple-bar morphodynamics and its relations to low-frequency edge waves. *Journal of Coastal Research*, 7 (3), 801-813.
- Aagaard, T., (2011). Sediment transfer from beach to shoreface: The sediment budget of an accreting beach on the Danish North Sea Coast. *Geomorphology*, 135 (1–2), 143-157.
- Aagaard, T., Davidson-Arnott, R., Greenwood, B. et 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., Kroon, A., Greenwood, B. et Hughes, M. G., (2010). Observations of offshore bar decay: Sediment budgets and the role of lower shoreface processes. *Continental Shelf Research*, 30 (14), 1497-1510.
- 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. Université de Perpignan, Ph.D. thesis, 191p.
- Albino, J. et Suguio, K., (2011). The influence of sediment grain size and composition on morphodynamic state of mixed siliciclastic and bioclastic sand beaches in Espirito Santo state, Brazil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 12 (2), 81-92.
- Aleman, N., (2009). Reponse morphologique d'un système de barres rectilignes d'avant-côte aux conditions d'agitation en milieu microtidal (Sète, France). Perpignan, France: University of Perpignan, Ph.D. thesis, 46p.
- Aleman, N., Michel, C., Robin, N., Certain, R. et Barusseau, J.-P., (2012). Impact des ouvrages portuaires sur la morphodynamique des barres sédimentaires d'avant-côte du Languedoc-Roussillon. *XII^{ème} Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil*, Cherbourg, 159-168.
- Aleman, N., Robin, N. et Certain, R., (submitted). Longshore variability of beach classes in a Mediterranean environment (Languedoc-Roussillon, France). *Marine Geology*,
- Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Barusseau, J. P. et Gervais, M., (2013). Net Offshore bar Migration variability at a regional scale: Inter-site comparison (Languedoc-Roussillon, France). *Journal of Coastal Research*, SI65, 1715-1720.
- Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Vanroye, C., Barusseau, J. P. et Bouchette, F., (2011). Typology of nearshore bars in the Gulf of Lions (France) using LIDAR technology. *Journal of Coastal Research*, SI64, 721-725.
- Almar, R., Castelle, B., Ruessink, B. G., Sénéchal, N., Bonneton, P. et Marieu, V., (2010). Two- and three-dimensional double-sandbar system behaviour under intense wave forcing and a meso-macro tidal range. *Continental Shelf Research*, 30 (7), 781-792.
- Aloïsi, J., (1986). Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à la connaissance des marges passives, Unpublished thesis, Université de Perpignan, pp. 162.

- Aloïsi, J., Monaco, A., Planchais, N., Thommeret, J. et Thommeret, Y., (1978). The Holocene transgression in the Golfe du Lion, southwestern France: Paleogeographic and paleobotanical evolution. *Géographie physique et Quaternaire*, 32 (2), 145-162.
- Aloïsi, J. C., Got, H. et Monaco, A., (1973). Carte géologique du précontinent languedocien au 1/250000ème, (Ed, International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (I.T.C.)) Netherlands.
- Anfuso, G., Martinez del Pozo, J. A., Gracia, F. J. et Lopez-Aguayo, F., (2003). Long-shore distribution of morphodynamic beach states along an apparently homogeneous coast in SW Spain. *Journal of Coastal Conservation*, 9, 49-56.
- Anthony, E. J., (1998). Sediment-wave parametric characterization of beaches. *Journal of Coastal Research*, 14 (1), 347-352.
- Anthony, E. J. et Sabatier, F., (2012). Coastal Stabilization Practice in France. in *Pitfalls of Shoreline Stabilization*, eds. J. Andrew G. Cooper et Orrin H. Pilkey, Springer Netherlands, 3, 303-321.
- Antonelli, C., (2002). Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval, Unpublished Thesis, Université d'Aix-Marseille I, pp. 279.
- Backstrom, J. T., Jackson, D. W. T. et Cooper, J. A. G., (2009). Contemporary morphodynamics of a high-energy headland-embayment shoreface. *Continental Shelf Research*, 29 (11-12), 1361-1372.
- Barusseau, J.-P. et Saint-Guily, B., (1981). Disposition, caractères et mode de formation des barres d'avant-côte festonnées du littoral du Languedoc-Roussillon (France). *Oceanologica Acta*, 4 (3), 297-304.
- Barusseau, J. P., (2011). Influence of Mixtures of Grain-Size Populations on the Parametric and Modal Characteristics of Coastal Sands (Herauld, Mediterranean Sea, France). *Journal of Sedimentary Research*, 81 (8), 611-629.
- Barusseau, J. P., Akouango, É., Bâ, M., Descamps, C. et Golf, A., (1996). Evidence for short term retreat of the barrier shorelines. *Quaternary Science Reviews*, 15 (8-9), 763-771.
- Barusseau, J. P., Radulescu, M., Descamps, C., Akouango, E. et Gerbe, A., (1994). Morphosedimentary multiyear changes on a barred coast (Gulf of Lions, Mediterranean Sea, France). *Marine Geology*, 122 (1-2), 47-62.
- Battjes, J. A., (1974). Surf Similarity. *Proceeding of 14th Conference on Coastal Engineering*, 466-480.
- Bauer, B. O. et Greenwood, B., (1988). Surf-zone similarity. *Geographical Review*, 78, 137-147.
- Benaventes, J., Gracia, F. J. et López-Aguayo, F., (2000). Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal environments. *Marine Geology*, 167 (3-4), 375-390.
- Benedet, L., Finkl, C. W., Campbell, T. et Klein, A., (2004a). Predicting the effect of beach nourishment and cross-shore sediment variation on beach morphodynamic assessment. *Coastal Engineering*, 51 (8-9), 839-861.

- Benedet, L., Finkl, C. W. et Klein, A. H. F., (2004b). Morphodynamic classification of beaches on the atlantic coast of florida: geographical variability of beach types, beach safety and coastal hazards. *Journal of Coastal Research*, (SI39), 360-365.
- Bertin, X., Chaumillon, E., Sottolichio, A. et Pedreros, R., (2005). Tidal inlet response to sediment infilling of the associated bay and possible implications of human activities: the Marennes-Oléron Bay and the Maumusson Inlet, France. *Continental Shelf Research*, 25 (9), 1115-1131.
- Bertin, X., Chaumillon, E., Weber, N. et Tesson, M., (2004). Morphological evolution and time-varying bedrock control of main channel at a mixed energy tidal inlet: Maumusson Inlet, France. *Marine Geology*, 204 (1-2), 187-202.
- Bourrin, F., (2007). Variabilité et devenir des apports sédimentaires par les fleuves côtiers : cas du système têt - littoral Roussillonnais dans le golfe du lion. France: Université de perpignan, Ph.D. thesis, 305p.
- Bourrin, F., Durrieu de Madron, X. et Ludwig, W., (2006). Contribution of the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in North-western Mediterranean Sea (Gulf of Lions). *Vie Milieu*, 56 (4), 1-8.
- Boyd, R., Dalrymple, R. et Zaitlin, B. A., (1992). Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80 (3-4), 138-150.
- Brander, R. W., (1999). Field observations on the morphodynamic evolution of a low-energy rip current system. *Marine Geology*, 157 (3-4), 199-217.
- Brehin, F. G. et Zarillo, G. A., (2010). Etude morphodynamique et modélisation numérique de Sebastian Inlet, Floride, USA. *XIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil*, Paralia, Les Sables d'Olonne, France, 179-186.
- Brøker, I., (2006). The use of advanced numerical models to support design of coastal structures. *IXèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier*, Paralia, Brest, France, 373-390.
- Brunel, C., (2010). Evolution séculaire de l'avant-côte de la Méditerranée Française : impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes. Aix-Marseille, France: University of Aix-Marseille 1, Ph.D. thesis, 469p.
- Brunel, C., Certain, R., Sabatier, F., Robin, N., Barusseau, J. P., Aleman, N. et Raynal, O., (Accepté). Secular sediment budget and seismic stratigraphy of the Languedoc-Roussillon shoreface (Western Gulf of Lions, France). *Geomorphology*,
- Brunel, C. et Sabatier, F., (2009). Potential influence of sea-level rise in controlling shoreline position on the French Mediterranean Coast. *Geomorphology*, 107 (1-2), 47-57.
- Bruun, P., (2001). The development of downdrift erosion: an update of paper in JCR, Vol.11(4). *Journal of Coastal Research*, 17 (1), 82-89.
- Bryant, E., (1982). Behavior of grain size characteristics on reflective and dissipative foreshores, Broken Bay, Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 (2), 431-450.

- Calliari, L. J., Klein, A. H. F. et Barros, F. C. R., (1996). Beach differentiation along the Rio Grande do Sul coastline (southern Brazil). *Revista Chilena de Historia Natural*, 69, 485-493.
- Capanni, R. et Sabatier, F., (2009). Efficacité d'un rechargement de plage en milieu fortement anthropisé : le cas de la plage du Ceinturon (Hyères, Var). *Proceeding of Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime*, Paralia, Hammamet, Tunisie, 179-182.
- Casanobe, G., (1961). *Pluviométrie*. in *Annales Climatologiques*, 11-16 pp.
- Castelle, B., Bonneton, P., Butel, R. et Dupuis, H., (2005). Nearshore Modeling of Nearshore Crescentic Bar Dissymmetry on an Open Coast: Aquitanian Coast, France. *Proceeding of Coastal Dynamics '05*, Barcelona, Spain, 1-11.
- Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H. et 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., Ruessink, B. G., Bonneton, P., Marieu, V., Bruneau, N. et Price, T. D., (2010a). Coupling mechanisms in double sandbar systems. Part 1: patterns and physical explanation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35 (4), 476-486.
- Castelle, B., Ruessink, B. G., Bonneton, P., Marieu, V., Bruneau, N. et Price, T. D., (2010b). Coupling mechanisms in double sandbar systems. Part 2: impact on alongshore variability of inner-bar rip channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35 (7), 771-781.
- Cattaliotti-Valdina, D., (1978). Modalités et bilan de la sédimentation pélagique dans un milieu margino-littoral: le complexe lagunaire de Bages-Sigean-Port-la-Nouvelle. Toulouse: University Paul Sabatier, Ph.D. thesis, 227p.
- Catuneanu, O., Hancox, P. J., Cairncross, B. et B.S., R., (2002). Foredeep submarine fans and forebulge deltas: orogenic off loading in the underfilled Karoo Basin. *Journal of African Earth Sciences*, 35, 489-502.
- Certain, R., (2002). Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon). Perpignan, France: University of Perpignan, Ph.D. thesis, 209p.
- Certain, R. et Barusseau, J.-P., (2005). Conceptual modelling of sand bars morphodynamics for a microtidal beach (Sete, France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 176 (4), 343-354.
- Certain, R. et Barusseau, J. P., (2006). Conceptual modelling of straight sand bars morphodynamics for a microtidal beach (Gulf of Lions, France). *Proceeding of International Conference on Coastal Engineering*, San Diego, 2643-2654.
- Certain, R., Meulé, S., Rey, V. et Pinazo, C., (2005a). 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. et 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. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (6-7), 889-900.

- Certain, R., Tessier, B., Courp, T., Barusseau, J.-P. et Pauc, H., (2004). Reconnaissance par sismique très haute résolution du remplissage sédimentaire de la lagune de Leucate (Aude et Pyrénées-Orientales - SE France). *Bulletin Société Géologique de France*, 175 (1), 35-48.
- CETE Méditerranée, (2002). *Evolution du littoral sableux du Golfe du Lion, rapport de deuxième phase d'étude*. IPSEAU, n°96-66-086, 112 pp.
- CETE Méditerranée et IPSEAU, (1997). *Evolution du littoral du Languedoc-Roussillon de 1945 à nos jours*. 52 pp.
- Chust, G., Grande, M., Galparsoro, I., Uriarte, A. et Borja, Á., (2010). Capabilities of the bathymetric Hawk Eye LiDAR for coastal habitat mapping: A case study within a Basque estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 89 (3), 200-213.
- Clauzon, G., Suc, J., Gautier, F., Berger, A. et Loutre, M., (1996). Alternative interpretation of the Messinian salinity crisis : Controversy resolved ? *Nature*, 24 (4), 363-366.
- Clos-Arceuduc, A., (1962). 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.
- Coco, G., Caballeria, M., Falqués, A. et Huntley, D. A., (2002). Crescentic bars and nearshore self-organization processes. *Proceeding of 28th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineering, New York, 3765-3777.
- Coco, G. et Murray, A. B., (2007). Patterns in the sand: From forcing templates to self-organization. *Geomorphology*, 91 (3-4), 271-290.
- Cooper, J. A. G. et Pilkey, O. H., (2004). Longshore drift: Trapped in an expected universe. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (5), 599-606.
- Costa, B. M., Battista, T. A. et Pittman, S. J., (2009). Comparative evaluation of airborne LiDAR and ship-based multibeam SoNAR bathymetry and intensity for mapping coral reef ecosystems. *Remote Sensing of Environment*, 113 (5), 1082-1100.
- Costas, S., Alejo, I., Vila-Concejo, A. et Nombela, M. A., (2005). Persistence of storm-induced morphology on a modal low-energy beach: A case study from NW-Iberian Peninsula. *Marine Geology*, 224 (1-4), 43-56.
- Cowell, P. J. et Thom, B. G., (1994). Morphodynamics of coastal evolution. in *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, eds. R.W.G. Carter et C.D. Woodroffe, Cambridge University Press, Cambridge, 33-86.
- DDAF et Service RTM des PO, (1990). *Plan d'exposition aux risques naturels prévisibles en Vallespir*. Etude hydrologique, 50 pp.
- De Vriend, H. G., (1991). Mathematical modelling and large-scale behaviour. Part 1: Physical processes. *Journal of Hydraulic Research*, 29 (6), 727-740.
- Dean, R. G., (1973). Heuristic model of sand transport in the surf zone. *Proceeding of Coastal Engineering*, Sydney

- Deigaard, R., Drønen, N., Fredsøe, J., Jensen, J. H. et Jørgensen, M. P., (1999). morphological stability analysis for a long straight barred coast. *Coastal Engineering*, 36 (3), 171-195.
- Déqué, M., (2003). *Impacts des changements anthropiques sur la fréquence des phénomènes extrêmes de vent, de température et de précipitation (IMFREX)*. Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques (ed.), Rapport technique, 3 pp.
- Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaing, J., Martinez, P. et Von Grafenstein, U., (2011). Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299 (1-2), 289-297.
- Dibajnia, M., Nairn, R. B. et Ross, P., (2004). Analysis of long-term sand accumulation at a harbor using 2DH numerical simulation. *Coastal Engineering*, 51 (8-9), 863-882.
- Dolan, R., Hayden, B. P., May, P. et May, S., (1980). The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. *Shore and Beach*, 48 (4), 22-29.
- Duboul-Razavet, C., (1956). Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de delta du Rhône. *Mémoire de la Société Géologique de France*, 76,
- Durand, P., (1999). L'évolution des plages de l'ouest du Golfe du Lion au XX^{ème} Siècle : cinématique du trait de côte, dynamique sédimentaire, analyse prévisionnelle. Lyon, France: University Lumière of Lyon 2, Ph.D. thesis, 139p.
- EID Méditerranée, (2008). *Un suivi innovant du Golfe d'Aigues-Mortes par la technologie LIDAR : résultats et perspectives*. in PHASE C, 39 pp.
- El-Asmar, H. M. et White, K., (2002). Changes in coastal sediment transport processes due to construction of New Damietta Harbour, Nile Delta, Egypt. *Coastal Engineering*, 46 (2), 127-138.
- El Abdellaoui, J. E. et Ozer, A., (2007). Etude diachronique et historique de l'évolution du trait de côte de la baie de Tanger (Maroc). *Revue Télédétection*, 7 (1-2-3-4), 157-171.
- Elmoustapha, A. O., Levoy, F. et Texier, H., (2000). Impact de la construction du port de Nouakchott (Mauritanie) sur l'évolution du trait de côte. *VIèmes Journées Nationales Génie Cotier - Génie Civil*, Paralia, Caen, France, 611-621.
- Ferrer, P., (2010). Morphodynamique à multi-échelles du trait de côte (prisme sableux) du golfe du Lion depuis le dernier optimum climatique. Perpignan, France: University of Perpignan, Ph.D. thesis, 385p.
- Ferrer, P., Benabdellouahed, M., Certain, R., Tessier, B., Barusseau, J.-P. et 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 Société Géologique de France*, 181 (2), 197-209.
- Ferrer, P., Certain, R., Barusseau, J. P. et Gervais, M., (2009). Conceptual modelling of a double crescentic barred coast (Leucate Beach, France). *Coastal Dynamics*, Tokyo, Japan

- FUGRO, (2010). *Languedoc-Roussillon Topo-Bathymetric Survey*. in Report of Survey, n°09008/34, 154 pp.
- Gallagher, E. L., Elgar, S. et Guza, R. T., (1998). Observation of sandbar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C2), 3203-3215.
- Garnier, R., (2006). Nonlinear modelling of surfzone morphodynamical instabilities. Spain: Universitat Politècnica de Catalunya, Ph.D. thesis, 208p.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J. et Violenti, D., (1994). Age et durée de la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 318, 1103-1109.
- Gensous, B. et Tesson, M., (2003). L'analyse des dépôts post-glaciaires et son application à l'étude des séquences de dépôt du Quaternaire terminal sur la plate-forme au large du Rhône (Golfe du Lion). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 174, 401-419.
- Gervais, M., (2012). Impacts morphologiques des surcotes et vagues de tempêtes sur le littoral méditerranéen. Perpignan, France: University of Perpignan, Ph.D. thesis, 399p.
- Gervais, M., Balouin, Y. et Belon, R., (2012). Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France. *Geomorphology*, 143–144 (0), 69-80.
- Gervais, M., Balouin, Y., Thiébot, J., Certain, R., Bélon, R., Pedreros, R., Robin, N. et Berne, S., (2011). Morphodynamic evolution of nearshore bars in response to winter storms (Lido de Sète, NW Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, (SI64), 1855-1860.
- Gibbs, R. J., Matthews, M. D. et Link, D. A., (1971). The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41 (1), 7-18.
- Giorgi, F. et Lionello, P., (2008). Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63 (2–3), 90-104.
- Goldsmith, V., Bowman, D. et Kiley, K., (1982). Sequential stage development of crescentic bars; HaHoterim Beach, southeastern Mediterranean. *Journal of Sedimentary Research*, 52 (1), 233-249.
- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Alvarez-Ellacuria, A., Méndez, F. J., Medina, R. et Tintoré, J., (2007). Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment. *Marine Geology*, 242 (4), 235-246.
- Gorini, C., Le Marrec, A. et Mauffret, A., (1993). Structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean Sea), from the Ecors profiles, seismic industrial lines and well data. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 164, 353-363.
- Greenwood, B. et Davidson-Arnott, R. G. D., (1979). Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: a review and case study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16 (2), 312-332.
- Grunnet, N., Brøker, I., Clausen, E. et Sørensen, P., (2009). Improving bypass and increasing navigation depth: a vision for Hvide Sande harbour, Denmark. *Coastal Dynamics*, Tokyo, Japan

- Grunnet, N. M. et Hoekstra, P., (2004). Alongshore variability of the multiple barred coast of Terschelling, The Netherlands. *Marine Geology*, 203 (1-2), 23-41.
- Guennoc, P., Gorini, C. et Mauffret, A., (2000). Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitain et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, 3, 67-97.
- Guenther, G. C., Cunningham, A. G., LaRocque, P. E. et Reid, D. J., (2000). Meeting the accuracy challenge in airborne LIDAR bathymetry. *Proceeding of EARSeL*, Vol. 1, Dresden, 20.
- Guilford, (2008). Multiple applications of bathymetric LIDAR. *Proceeding of the Canadian Hydrographic Conference and National Surveyors Conference*, Vol. 6-4, 12 pp.
- Guillén, J., Bourrin, F., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P. et 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.
- Guillén, J. et Palanques, A., (1993). Factors controlling sediment budget in the lower Ebro River. *Annales Geophysicae*, 11 (II),
- Guza, R. T. et Inman, D. L., (1975). Edge waves and beach cups. *Journal of Geophysical Research*, 80 (21), 2997-3012.
- Hallermeier, R. J., (1981). A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering*, 4, 253-277.
- Hayes, M. O., (1979). Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. in *Barrier islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*, Vol. 2, ed. S. P. Leatherman, Academic Press, New York, 1-29 pp.
- Hegge, B., Elliot, I. et Hsu, J., (1996). Sheltered sandy beaches of southwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, 12 (3), 748-760.
- Hequette, A. et Aernouts, D., (2010). The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, northern France. *Continental Shelf Research*, 30 (12), 1349-1361.
- Hinton, C. L. et Nicholls, R. J., (2007). Shoreface morphodynamics along the Holland coast. in *Coastal and Shelf Sediment Transport*, eds. P.S. Balson et M.B. Collins, Geological Society, London, 274, 93-101.
- Hom-Ma, M. et Sonu, C., (1962). Rhythmic patterns of longshore bars related to sediment characteristics. *Proceeding of 8th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, New York, 248-278.
- Idrissi, M., Hourimeche, A., Rey, V. et Chagdali, M., (2004). Impact des installations côtières sur l'évolution du littoral de Mohammedia (Maroc). *VIIIèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier*, Paralia, Compiègne, France, 789-796.
- IFEN, (2007). Analyse statistique et cartographique de l'érosion marine, pp. 36.
- International Hydrographic Organization, (2008). IHO standards for hydrographic surveys. *Special Publication No. 44*, 5th Edition, February 2008, 36 pp.

- IPPC, (2007). *Climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability*. in The Physical Science Basis, Working Group I (ed.), Genève, 812-822 pp.
- IRS, (2000). *Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône*. in Volet 1 : Etude du transport solide, 3, 469 pp.
- Jackson, D. W. T. et Cooper, J. A. G., (2009). Geological control on beach form: accommodation space and contemporary dynamics. *Journal of Coastal Research*, (SI56), 69-72.
- Jackson, D. W. T., Cooper, J. A. G. et del Rio, L., (2005). Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology*, 216 (4), 297-314.
- Jackson, N. L., Nordstrom, K. F., Eliot, I. et Masselink, G., (2002). "Low energy" sandy beaches in marine and estuarine environments: a review. *Geomorphology*, (48), 147-162.
- Jago, C. F. et Barousseau, J. P., (1981). Sediment entrainment on a wave-graded shelf, Roussillon, France. *Marine Geology*, 42 (1-4), 279-299.
- Jiménez, J. A., Guillén, J. et Falqués, A., (2008). Comment on the article "Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment" by Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Alvarez-Ellacuria, A., Méndez, F.J., Medina, R. and Tintoré, J. *Marine Geology*, 242, pp. 235–246, 2007. *Marine Geology*, 255 (1-2), 96-101.
- Kana, T. W., (1995). A mesoscale sediment budget for Long Island, New York. *Marine Geology*, 126 (1–4), 87-110.
- Khafagy, A. A., Naffaa, M. G., Fanos, A. M. et Dean, R. G., (1992). Nearshore coastal changes along the Nile delta shores. *Proceeding of Coastal Engineering Conference*, 3260-3270.
- King, C. A. M. et Williams, W. W., (1949). The formation and movement of sand bars by wave action. *The Geographical Journal*, 113, 70-85.
- Klein, A. H. F., Ferreira, Ó., Dias, J. M. A., Tessler, M. G., Silveira, L. F., Benedet, L., Menezes, J. T. et De Abreu, J. G. N., (2010). Morphodynamics of structurally controlled headland-bay beaches in southeastern Brazil: A review. *Coastal Engineering*, 57, 98-111.
- Klein, A. H. F. et Menezes, J. T., (2001). Beach morphodynamics and profile sequence for a headland bay coast. *Journal of Coastal Research*, 17 (4), 812-835.
- Konicki, K. M. et Holman, R. A., (2000). The statistics and kinematics of transverse sand bars on an open coast. *Marine Geology*, 169 (1–2), 69-101.
- Koulinsky, V., (1998). *Etude des risques d'inondations au confluent du Riuferrer et du Tech*. Rapport pour le service R.T.M des Pyrénées-Orientales, 81 pp.
- Kraus, N. C., Hanson, H. et Blomgren, S. H., (1994). Modern functional design of groin systems. *Proceeding of 24th International Conference on Coastal Engineering*, Japan, 1327-1342.

- Kroon, A., (1991). Three-dimensional morphological changes of a near bar system along Dutch coast near Egmond aan Zee. *Journal of Coastal Research*, (S19), 430-451.
- Kroon, A., (1994). Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone near Egmond, The Netherlands. Utrecht, The Netherlands: Utrecht university, Ph.D. thesis, 275p.
- Kudale, M. D., (2010). Impact of port development on the coastline and the need for protection. *Indian Journal of Geo-Marine Sciences*, 39 (4), 597-604.
- Kuriyama, Y. et Lee, J. H., (2001). Medium-Term Beach Profile Change on a Bar-Trough Region at Hasaki, Japan, Investigated with Complex Principal Component Analysis. *Proceeding of Coastal Dynamics '01*, 959-968.
- L'Homer, A., Bazile, F., Thommeret, J. et Thommeret, Y., (1981). Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours; variations du niveau marin. *Oceanis*, 7 (4), 389-408.
- L.C.H.F., (1984). *La côte méditerranéenne, de la frontière espagnole à la frontière italienne*. in Catalogue sédimentologique des côtes de France, Tome 7, Eyrolles, Paris, 426 pp.
- Lafon, V., De Melo Apoluceno, D., Dupuis, H., Michel, D., Howa, H. et 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.
- Larson, M. et Kraus, N. C., (1994). Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 117 (1-4), 75-94.
- Le Cozannet, G., Brivois, O., Delvallée, E., Lecacheux, S., Idier, D. et Oliveros, C., (2009). *Module 2-2 : Scénarios de changements climatiques*. in VULSACO - Vulnérabilité de plages sableuses face au changement climatique et aux pressions anthropiques, BRGM (ed.), n°RP 57305-FR, 76 pp.
- Lesaignoux, A., Bailly, J. S. et Feurer, D., (2007). Small water depth detection from green lidar simulated full waveforms : application to gravel-bed river bathymetry. *Proceeding of Physics in Signal and Image Processing*, Mulhouse, France
- Lespinas, F., Ludwig, W. et Heussner, S., (2010). Impact of recent climate change on the hydrology of coastal Mediterranean rivers in Southern France. *Climatic Change*, 99 (3-4), 425-456.
- Levoy, F., Anthony, E., Barusseau, J.-P., Howa, H. et 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. et Larsonneur, C., (2000). The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology*, 171 (1-4), 39-59.
- Lionello, P., Dalan, F. et Elvini, E., (2002). Cyclones in the Mediterranean region: the present and the doubled CO₂ climate scenarios. *Climate Research*, 22, 147-159.
- Lippmann, T. C. et Holman, R. A., (1990). The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *Journal of Geophysical Research*, 92 (C7), 11575-11590.

-
- Lippmann, T. C., Holman, R. A. et Hathaway, K. K., (1993). Episodic, nonstationary behaviour of a double bar system at Duck, North Carolina, U.S.A., 1986-1991. *Journal of Coastal Research*, (SI15), 49-75.
- Liquete, C., Canals, M., Ludwig, W. et Arnau, P., (2008). Sediment discharge of the rivers of Catalonia, NE Spain, and the influence of human impacts. *Journal of Hydrology*, 366 (1-4), 76-88.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Dos Reis, T. A., Mountain, G. S., Ryan, W. B. F., Steckler, M. S. et Fouchet, C., (2003). Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 198 (3-4), 289-317.
- Ludwig, W., Serrat, P., Cesmat, L. et Garcia-Esteves, J., (2004). Evaluating the impact of the recent temperature increase on the hydrology of the Têt River (Southern France). *Journal of Hydrology*, 289 (1-4), 204-221.
- Mangor, K., Brøker, I., Deigaard, R. et Grunnet, N., (2010). Bypass harbours at littoral transport coasts. *PIANC MMX Congress*, Liverpool, UK, 1.
- Martin, R. T., Gadel, F. Y. et Barousseau, 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, 823-836.
- Masselink, G. et Huges, M., (2003). Introduction to coastal processes and geomorphology. ed. Arnold, 354 pp.
- Masselink, G., Kroon, A. et 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. et Pattiaratchi, C. B., (2001). Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Marine Geology*, 172 (3-4), 243-263.
- Masselink, G. et 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.
- Mayençon, R., (1992). Météorologie marine. ed. Maritimes et d'outre-mer, Edilarge S.A., Imp. Maury, 336 pp.
- McNinch, J. E., (2004). Geologic control in the nearshore: shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA. *Marine Geology*, 211 (1-2), 121-141.
- McNinch, J. E. et Miselis, J. L., (2012). Geology Metrics for Predicting Shoreline Change Using Seabed and Sub-Bottom Observations from the Surf Zone and Nearshore. in *Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on Continental Shelves: Advances in Technologies, Research, and Applications*, eds. M. Z. Li, C. R. Sherwood et P. R. Hill, John Wiley & Sons, Chichester,
- McNinch, J. E. et Wells, J. T., (1999). Sedimentary processes and depositional history of a cape-associated shoal, Cape Lookout, North Carolina. *Marine Geology*, 158 (1-4), 233-252.

- Medina, R., Losada, M. A., Losada, I. J. et Vidal, C., (1994). Temporal and spatial relationship between sediment grain size and beach profile. *Marine Geology*, 118 (3–4), 195-206.
- Mewis, P., (2008). Numerical computation of nearshore morphodynamics. *Chinese-German Joint Symposium on Hydraulic and Ocean Engineering*, Darmstadt, Allemagne, 171-176.
- Mezouar, K., Ciortan, R. et Boukhemacha, M. A., (2009). Evolution de la ligne de côte du littoral de Mamaia (Roumanie). *Proceeding of Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime*, Paralia, 135-138.
- Mezouar, K., Ciortan, R. et Boukhemacha, M. A., (2010). Evolution de la ligne de côte du littoral de Sidi-Fredj (Algérie). *XIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil*, Paralia, Les Sables d’Olonne, France, 601-608.
- Michel, C., (2012). Morphodynamique du littoral au voisinage des ports du Languedoc-Roussillon : cas de Leucate et Port-la-Nouvelle. Université de Perpignan, Ph.D. thesis, 51p.
- Michel, C., Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Guerinel, B., Vanroye, C., Barusseau, J. P. et Bouchette, F., (2011). Modification des configurations de barres d’avant-côte au voisinage des ports de plaisance : exemple du Languedoc-Roussillon. *13^{ème} Congrès Français de Sédimentologie*, Vol. 68, ASF, Dijon, 342.
- Milliman, J. D., (1997). Blessed dams or damned dams? *Nature*, 386, 235-327.
- Miselis, J. L. et McNinch, J. E., (2006). Calculating shoreline erosion potential using nearshore stratigraphy and sediment volume: Outer Banks, North Carolina. *Journal of Geophysical Research*, 111 (F2), F02019.
- Morales, J. A., Borrego, J. et Ballesta, M., (2004). Influence of harbour constructions on morphosedimentary changes in the Tinto-Odiel estuary mouth (south-west Spain). *Environmental Geology*, 46 (2), 151-164.
- Muehe, D., (1998). Estado morfodinâmico praiial no instante da observação: uma alternativa de identificação. *Brazilian Journal of Oceanography*, 42 (2), 157-169.
- Muñoz-Perez, J. J. et Medina, R., (2010). Comparison of long-, medium- and short-term variations of beach profiles with and without submerged geological control. *Coastal Engineering*, 57 (3), 241-251.
- Nairn, R., (1994). Royal Australian Navy laser airborne depth sounder, The first year of operations. *International Hydrographic Review*, LXXI (1), 109-119.
- Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S. et Bonnin, J., (2006). Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Marine Geology*, 234 (1–4), 43-61.
- Pape, L., Plant, N. G. et Ruessink, B. G., (2010). On cross-shore migration and equilibrium states of nearshore sandbars. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115 (F3), F03008.

- Pardé, (1941). La formidable crue d'octobre 1940. *Revue de Géographie Pyrénéenne et Sud-Ouest*, 12 (3), 237-279.
- Paskoff, R., (1998). Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution. in *Collection Géographie*, ed. Masson, Paris, 186 pp.
- Perry, G. J., (1999). Post-processing in laser airborne bathymetry systems. *Proceeding of ROPME/PERSGA/IHB Workshop on Hydrographic Activities in the ROPME Sea Area and Red Sea*, Kuwait, 13 pp.
- Person, R., (1973). Contribution à l'étude thermique du Golfe de Lion. Paris: University of Paris VI, Ph.D. thesis, 115p.
- Pilkey, O. et Hume, T. M., (2001). The shoreline erosion problem: Lessons from the past. *Water and Atmosphere*, 9 (2), 22-23.
- Pilkey, O. H., Young, R. S., Riggs, S. R., Smith, A. W. S., Wu, H. et Pilkey, W. D., (1993). The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. *Journal of Coastal Research*, 9 (1), 255-278.
- Pirazzoli, P. A., (1986). Secular trends of relative sea-level (RSL) changes indicated by tide-gauge records. *Journal of Coastal Research*, (SI1), 1-26.
- Plant, N. G., Freilich, M. H. et Holman, R. A., (2001). Role of morphologic feedback in surf zone sandbar response. *Journal of Geophysical Research*, 106 (C1), 973-989.
- Plant, N. G., Holman, R. A., Freilich, M. H. et Birkemeier, W. A., (1999). A simple model for interannual sandbar behavior. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C7), 15755-15776.
- Pont, D., Day, J. W., Hensel, P., Franquet, E., Torre, F., Rioual, P., Ibàñez, C. et Coulet, E., (2002a). Response scenarios for the deltaic plain of the Rhône in the face of an acceleration in the rate of sea-level rise with special attention to Salicornia-type environments. *Estuaries*, 25 (3), 337-358.
- Pont, D., Simonnet, J. P. et Walter, A. V., (2002b). Medium-term Changes in Suspended Sediment Delivery to the Ocean: Consequences of Catchment Heterogeneity and River Management (Rhône River, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54 (1), 1-18.
- Poulos, S. E. et Collins, M. B., (2002). Fluvial sediment fluxes to the Mediterranean Sea: a quantitative approach and the influence of dams. in *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*, eds. S. J. Jones et L. E. Frostick, Geological Society London, Spec. Publ. 191, 227-245.
- Price, T. D., (2013). Morphological coupling in a double sandbar system. Department Physical Geography, Utrecht: Utrecht University, Ph.D. thesis, 130p.
- Price, T. D., Castelle, B., Ranasinghe, R. et Ruessink, B. G., (2013). Coupled sandbar patterns and obliquely incident Waves. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, (accepted).
- Price, T. D. et Ruessink, B. G., (2011). State dynamics of a double sandbar system. *Continental Shelf Research*, 31 (6), 659-674.

- Price, T. D. et Ruessink, B. G., (2013). Observations and conceptual modelling of morphological coupling in a double sandbar system. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38 (5), 477-489.
- Quadros, N. D., Collier, P. A. et Fraser, C. S., (2008). Integration of bathymetric and topographic LiDAR: a preliminary investigation. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XXXVII (B8), 1299-1304.
- Rahmstorf, S., Foster, G. et Cazenave, A., (2012). Comparing climate projections to observations up to 2011. *Environmental Research Letters*, 7, 5 p.
- Ranasinghe, R., Symonds, G., Black, K. et Holman, R., (2004). Morphodynamics of intermediate beaches: a video imaging and numerical modelling study. *Coastal Engineering*, 51 (7), 629-655.
- Raynal, O., (2008). Architectures des dépôts et facteurs de contrôle d'un système côtier à faibles apports sédimentaires - le littoral languedocien (Golfe du Lion, Sud de la France). Montpellier, France: University of Montpellier 2, Ph.D. thesis, 186p.
- Raynal, O., Bouchette, F., Certain, R., Séranne, M., Dezileau, L., Sabatier, P., Lofi, J., Hy, A. B. X., Briqueu, L., Pezard, P. et 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., Certain, R. et Guérinel, B., (2011). *Les pratiques de gestion des sédiments dans le Languedoc-Roussillon*. in Rapport de tâche A1 du Plan de Gestion des Sédiments du Languedoc-Roussillon, 49 pp.
- Raynal, O., Certain, R. et Guérinel, B., (2013). *Elaboration des éléments sédimentologiques de référence du PGSLR : évaluation du bilan sédimentaire et proposition de gestion des sédiments par cellule sédimentaire*. in Rapport de tâche C du Plan de Gestion des Sédiments du Languedoc-Roussillon, 54 pp.
- Ribas, F., Falqués, A. et Montoto, A., (2003). Nearshore oblique sand bars. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108 (C4), 3119.
- Ritphring, S. et Tanaka, H., (2011). Morphology variability in the vicinity of coastal structures. *32nd International Conference on Coastal Engineering*, Shanghai, China, 7.
- Robin, N., Certain, R., Vanroye, C., Barusseau, J.-P. et Bouchette, F., (2010). Typologie des barres d'avant-côte du golfe du Lion et impacts des ouvrages côtiers : apport de la technologie LIDAR. *Proceeding of XI^{ème} journées nationales Génie Côtier-Génie Civil*, Les Sables d'Olonne, 549-556.
- Roncin, Y., (2013). Évaluation du stock sableux du prisme littoral du compartiment Roussillon. France: Université de Perpignan, Ph.D. thesis, 39p.
- Rosa-Santos, P., Veloso-Gomes, F., Taveira-Pinto, F., Silva, R. et Pais-Barbosa, J., (2009). Evolution of coastal works in Portugal and their interference with local morphodynamics. *Journal of Coastal Research*, (SI56), 757-761.

-
- Ruessink, B. G., Coco, G., Ranasinghe, R. et Turner, I. L., (2007). Coupled and noncoupled behavior of three-dimensional morphological patterns in a double sandbar system. *J. Geophys. Res.*, 112 (C7), C07002.
- Ruessink, B. G., Kleinhans, M. G. et Van de Beukel, P. G. L., (1998). Observations of swash under highly dissipative conditions. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C2), 3111-3118.
- Ruessink, B. G. et Kroon, A., (1994). The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling, the Netherlands: 1965-1993. *Marine Geology*, 121, 187-197.
- Ruessink, B. G., Pape, L. et 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. et Terwindt, J. H. J., (2000). The behaviour of nearshore bars on the time scale of years: a conceptual model. *Marine Geology*, 163, 289-302.
- Ruessink, B. G., Wijnberg, K. M., Holman, R. A., Kuriyama, Y. et van Enckevort, I. M. J., (2003). Intersite comparison of interannual nearshore bar behavior. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C8),
- Russell, P. E. et Huntley, D. A., (1999). A cross-shore transport "shape function" for high energy beaches. *Journal of Coastal Research*, 15 (1), 198-205.
- S.H.O.M., (2008). *Annuaire des Marées*. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (ed.), Brest, 136 pp.
- Sabatier, F., Maillet, G., Provansal, M., Fleury, T.-J., Suanez, S. et Vella, C., (2006). Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century. *Marine Geology*, 234 (1-4), 143-157.
- Sabatier, F., Samat, O., Ullmann, A. et Suanez, S., (2009). Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of the Rhône delta. *Geomorphology*, 107 (1-2), 79-89.
- Sabatier, F., Stive, M. J. F. et Pons, F., (2004). Longshore variation of depth of closure on a micro-tidal wave-dominated coast. *Proceeding of International Conference of Coastal Engineering*, Lisboa, 2327-2339.
- Sabatier, F. et Suanez, S., (2003). Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 47, 283-300.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O. et Von Grafenstein, U., (2012). 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research*, 77 (1), 1-11.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M. et Blanchemanche, P., (2008). Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology*, 251 (3-4), 224-232.
- Sagnes, J., (2001). L'aménagement touristique de la côte du Golfe du Lion. in *Deux siècles de tourisme en France*, ed. Jean Sagnes, Presses Universitaires de Perpignan, perpignan,
-

- Sallenger, A. H., Holman, R. A. et Birkemeier, W. A., (1985). Storm-induced response of a nearshore-bar system. *Marine Geology*, 64 (3–4), 237-257.
- Samat, O., (2007). Efficacité et impact des ouvrages en Enrochement Sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et du delta du Rhône. Université de Aix-Marseille I, Ph.D. thesis, 370p.
- Sanderson, P. G. et Eliot, I., (1999). Compartmentalisation of beachface sediments along the southwestern coast of Australia. *Marine Geology*, 162, 145-164.
- Saye, S. E., van der Wal, D., Pye, K. et Blott, S. J., (2005). Beach–dune morphological relationships and erosion/accretion: An investigation at five sites in England and Wales using LIDAR data. *Geomorphology*, 72 (1–4), 128-155.
- Scott, T., Masselink, G. et Russell, P., (2011). Morphodynamic characteristics and classification of beaches in England and Wales. *Marine Geology*, 286 (1-4), 1-20.
- Scott, T., Russell, P., Masselink, G., Wooler, A. et Short, A. D., (2007). Beach rescue statistics and their relation to nearshore morphology and hazards: a case study for Southwest England. *Journal of Coastal Research*, (SI50), 1-6.
- Seaberg, W. C., (2002). *Weir jetties at coastal inlets: Part 1, functional design considerations*. in Coastal and Hydraulics Engineering Technical Notes, IV, Coastal and Hydraulics Laboratory (ed.), 7 pp.
- Seaberg, W. C., (2006). *Jetty spur functional design at coastal inlets; Effects on nearshore circulation and potential sediment movement*. in Coastal and Hydraulics Engineering Technical Notes, IV, Coastal and Hydraulics Laboratory (ed.), 17 pp.
- Seaberg, W. C. et Krock, J., (2003). *Jetty spurs at coastal inlets for reduction of navigation channel shoaling*. in Coastal and Hydraulics Engineering Technical Notes, IV, Coastal and Hidraulics Laboratory (ed.), 15 pp.
- Senechal, N., Abadie, S., Gallagher, E., MacMahan, J., Masselink, G., Michallet, H., Reniers, A., Ruessink, G., Russell, P., Sous, D., Turner, I., Arduin, F., Bonneton, P., Bujan, S., Capo, S., Certain, R., Pedreros, R. et Garlan, T., (2011). The ECORS-Truc Vert'08 nearshore field experiment: presentation of a three-dimensional morphologic system in a macro-tidal environment during consecutive extreme storm conditions. *Ocean Dynamics*, 61 (12), 2073-2098.
- Sénéchal, N., Gouriou, T., Castelle, B., Parisot, J. P., Capo, S., Bujan, S. et 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.
- Séranne, M., (1999). The Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. in *The mediterranean basins : Tertiary extension within the Alpin Orogen*, eds. B. Durand, G.F. Horvath et M. Séranne, Geological Society, London, 156, 15-36.
- Serrat, P., Depraetere, C. et Moniod, F., (1996). Le phénomène de crue dans le haut-bassin de l'Agly. *Proceeding of 16ème Réunion des Sciences de la Terre*, BRGM, Orléans, 179 pp.

-
- Serrat, P., Ludwig, W., Navarro, B. et Blazi, J. L., (2001). Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen: la Têt (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 333, 389-397.
- Setter, C. et Willis, R. J., (1994). LADS - From development to hydrographic operations. *U.S. Hydrographic Conference*, Vol. 32, Norfolk, 134-139.
- Shand, R. D., (2000). Offshore migration of coastal sand-bars at Wanganui, New Zealand. Palmerston North: Massey University, Ph.D. thesis, 304p.
- Shand, R. D., (2007). Bar splitting: systems attributes and sediment budget implications for a net offshore migrating bar system. *Journal of Coastal Research*, (SI50),
- Shand, R. D. et Bailey, D. G., (1999). A review of net offshore bar migration with photographic illustration from Wanganui, New Zealand. *Journal of Coastal Research*, 15 (2), 365-378.
- Shand, R. D., Bailey, D. G. et 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.
- Short, A. D., (1979). Three dimensional beach stage model. *The Journal of Geology*, 87 (5), 553-571.
- Short, A. D., (1991). Macro-meso tidal beach morphodynamics - An overview. *Journal of Coastal Research*, 7 (2), 417-436.
- 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., (1999). Handbook of beach and shoreface morphodynamics. ed. A. D. Short, Wiley, 379 pp.
- Short, A. D., (2006). Australian beach systems - Nature and distribution. *Journal of Coastal Research*, 22 (1), 11-27.
- Short, A. D., (2010). Role of geological inheritance in Australian beach morphodynamics. *Coastal Engineering*, 57 (2), 92-97.
- Short, A. D. et Aagaard, T., (1993). Single and multi-bar beach change models. *Journal of Coastal Research*, Vol. SI15, 141-157.
- Short, A. D. et Woodroffe, C. D., (2009). The coast of Australia. Cambridge University Press, Melbourne, 288 pp.
- Shrestha, R. L., Carter, W. E., Sartori, M., Luzum, B. J. et Slatton, K. C., (2005). Airborne Laser Swath Mapping: Quantifying changes in sandy beaches over time scales of weeks to years. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 59 (4), 222-232.
- Simpkin, P. G. et Davis, A., (1993). For Seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. *Sea Technology*, 34 (9), 21-28.
-

- Sinclair, M. J., (1999). Airborne laser bathymetry in 1998/1999. *EEZ Technology*, 4 (2), 69-72.
- Sinclair, M. J. et Spurling, T., (1997). Operational laser bathymetry in Australia. *XVth International Hydrographic Conference*, Monaco, 4.1-4.17.
- Sinclair, M. J., Stephenson, D. et Spurling, T., (1999). High resolution surveys in shallow water - LADS. *Proceeding of Shallow Survey-99*, Vol. 3-2, Sydney, Australia, 9 pp.
- Smit, M. W. J., Reniers, A. J. H. M., Ruessink, B. G. et Roelvink, J. A., (2008). The morphological response of a nearshore double sandbar system to constant wave forcing. *Coastal Engineering*, 55 (10), 761-770.
- SOGREAH, (1999). *RMC8, Impacts sur les sédiments du Rhône*. in Aqueduc du Rhône à Barcelone, investigation supplémentaires, n°55 0470/JLR/R3 VA, 82 pp.
- Sonu, C. J., (1973). Three dimensional beach changes. *Journal of Geology*, 81, 42-64.
- Stern, (2007). *Stern review*. final report, 700 pp.
- Stive, M. J. F., Aarninkhof, S. G. J., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K. M., Nicholls, R. J. et Capobianco, M., (2002). Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering*, 47 (2), 211-235.
- Stive, M. J. F., Roelvink, D. J. A. et De Vriend, H. J., (1990). Large-scale coastal evolution concept. *Proceeding of 22th International Conference on Coastal Engineering ASCE*, New York, 1962-1974.
- Suarez, S. et Bruzzi, C., (1999). Shoreline management and its implications for coastal processes in the eastern part of the Rhône delta. *Journal of Coastal Conservation*, 5 (1), 1-12.
- Sunamura, T. et Horikawa, K., (1974). Two-dimensional beach transformation due to waves. *14th International Conference in Coastal Engineering*, 920-938.
- Sunamura, T. et Takeda, I., (1984). Landward migration of inner bars. *Marine Geology*, 60 (1-4), 63-78.
- Surell, E., (1847). Mémoire sur l'amélioration des embouchures du Rhône. 141 pp.
- Szmytkiewicz, M., Biegowski, J., Kaczmarek, L. M., Okroj, T., Ostrowski, R., Pruszek, Z., Rozynski, G. et Skaja, M., (2000). Coastline changes nearby harbour structures: comparative analysis of one-line models versus field data. *Coastal Engineering*, 40 (2), 119-139.
- Tatui, F., Vespremeanu-Stroe, A. et Ruessink, B. G., (2011). Intra-site differences in nearshore bar behavior on a nontidal beach (Sulina – Sf. Gheorghe, Danube Delta coast). *Journal of Coastal Research*, (SI64), 840-844.
- Tessier, B., Certain, R., Barusseau, J.-P. et Henriot, 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. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 331 (11), 709-716.

-
- Thiébot, J., Idier, D., Garnier, R., Falqués, A. et Ruessink, B. G., (2012). The influence of wave direction on the morphological response of a double sandbar system. *Continental Shelf Research*, 32, 71-85.
- Thieler, E. R., Pilkey, O. H., Cleary, W. J. et Schwab, W. C., (2001). Sedimentation on the shoreface and inner continental shelf at Wrightsville beach, North Carolina, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 71 (6), 958-970.
- Thomas, C. G., Spearman, J. R. et Turnbull, M. J., (2002). Historical morphological change in the Mersey Estuary. *Continental Shelf Research*, 22 (11-13), 1775-1794.
- Ullmann, A. et Moron, V., (2008). Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 28 (2), 159-171.
- Van Duin, M. J. P., Wiersma, N. R., Walstra, D. J. R., van Rijn, L. C. et Stive, M. J. F., (2004). Nourishing the shoreface: observations and hindcasting of the Egmond case, The Netherlands. *Coastal Engineering*, 51 (8-9), 813-837.
- Van Enckevort, I. M. J., (2001). Daily to yearly nearshore bar behaviour. Utrecht: University of Utrecht, Ph.D. thesis, 174p.
- Van Enckevort, I. M. J. et 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. et 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. et Holman, R. A., (2004). Observations of nearshore crescentic sandbars. *Journal of Geophysical Research*, 109 (C06028), 1-17.
- Van Rijn, L. C., (1998). Principles of coastal morphology. Aqua Publications, Amsterdam, pp.
- Van Rijn, L. C., Ruessink, G. et Grasmeyer, B. T., (1999). Generation and migration of nearshore bars under non- to macrotidal conditions.
- Vanroye, C., (2009). Evolution des pratiques de suivi topo-bathymétrique du littoral en Languedoc-Roussillon : l'utilisation du lidar. *Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime, Hammamet, Tunisie*, 311-314.
- Vousdoukas, M., Velegrakis, A., Karambas, T., Valais, G. et Zarkogiannis, S., (2005). Morphodynamics of Beachrock Infected Beaches: Vatera Beach, Northeastern Mediterranean. *Proceeding of Coastal Dynamics 2005*, 1-14.
- Walling, D. E. et Fang, D., (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 39 (1-2), 111-126.
- Wellington, M., (2001). The Laser Airborne Depth Sounder (LADS) - a broad range of applications, environmental conditions, and commercial models. *Hydro International*, 5 (3), 6-9.
-

- Wijnberg, K. M., (1995). Morphologic behaviour of a barred coast over a period of decades. Utrecht, Ph.D. thesis, 258p.
- Wijnberg, K. M., (1996). On the systematic offshore decay of breaker bars. *Coastal Engineering*, 3600-3613.
- Wijnberg, K. M. et Holman, R. A., (2007). Video-observations of shoreward propagating accretionary waves. *Symposium on River, Coastal and estuarine morphodynamics*, Enschede, The Netherlands, 737-743.
- Wijnberg, K. M. et Kroon, A., (2002). Barred beaches. *Geomorphology*, 48 (1-3), 103-120.
- Wijnberg, K. M. et Terwindt, J. H. J., (1995). Extracting decadal morphological behaviour from high-resolution, long-term bathymetric surveys along the Holland coast using eigenfunction analysis. *Marine Geology*, 126 (1-4), 301-330.
- Wright, L. D., Kim, C. S., Hardaway, C. S., Kimball, S. M. et Green, M. O., (1987). *Shoreline and beach dynamics of the coastal region from Cape Henry to False Cape*. in Technical Report, 116 pp.
- Wright, L. D. et Short, A. D., (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56 (1-4), 93-118.
- Wright, L. D., Short, A. D. et Green, M. O., (1985). Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: An empirical predictive model. *Marine Geology*, 62 (3-4), 339-364.
- Wright, L. D. et Thom, B. G., (1977). Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, 1 (3), 412-459.
- Yates-Michelin, M., Le Cozannet, G. et Balouin, Y., (2010). *Etat des connaissances sur les effets potentiels du changement climatique sur les aléas côtiers en région Languedoc-Roussillon*. BRGM (ed.), n°RP 58 872-FR, 83 pp.

Table des illustrations et tableaux

Fig. 1 : Terminologie des littoraux sableux microtidaux.	13
Fig. 2 : Boucle morphodynamique du système côtier présentant les rétroactions entre hydrodynamique, morphologie et transport sédimentaire et les facteurs de contrôle impliqués (modifiée d'après Cowell et Thom, 1994).....	13
Fig. 3 : Les différentes échelles de temps et d'espaces de la morphodynamique du système côtier (modifiée d'après Cowell et Thom, 1994).	14
Fig. 4 : (A) imagerie LiDAR 2009 de l'avant-côte à Saint Cyprien permettant d'identifier le système de barre d'avant-côte, et (B) photographie aérienne oblique du port et de la station balnéaire de Frontignan avec ses aménagements de défense contre la mer (brise-lames et épis).	15
Fig. 1.1 : Carte de localisation du Golfe du Lion et des principales agglomérations.....	21
Fig. 1.2 : Chronologie des événements géodynamiques et sédimentaires responsables de la formation du Golfe du Lion (d'après Raynal, 2008).....	22
Fig. 1.3 : Carte géologique générale du Golfe du Lion (d'après Raynal, 2008) et morphologie du système de barres d'avant-côte (d'après Certain, 2002).	24
Fig. 1.4 : Evolution longitudinalement à la côte de la taille des grains du haut de plage, de la berme et du talus. Les zones grisées correspondent aux différentes cellules hydro-morphologiques. Les flèches bleues représentent les embouchures des principaux fleuves et les flèches noires indiquent la position des caps ou grandes structures interrompant le transit.	27
Fig. 1.5 : Evolution longitudinalement à la côte de la taille des grains du de la barre interne, de la barre externe et du glacis. Les zones grisées correspondent aux différentes cellules hydro-morphologiques. Les flèches bleues représentent les embouchures des principaux fleuves et les flèches noires indiquent la position des caps ou grandes structures interrompant le transit.	28
Fig. 1.6 : Carte du golfe du Lion présentant les principales cellules hydro-sédimentaire (flèches), la direction et la hauteur des houles annuelles à Banyuls, Leucate, Sète et l'Espiguette, et la direction et le pourcentage des vents au Cap Béar (Banyuls) et à Sète.	30
Fig. 1.7 : (A) fréquence des hauteurs et des périodes de pic de la houle à Banyuls, Leucate, Sète et Espiguette et (B) fréquence des hauteurs significatives de la houle supérieures à 1,5 m, entre 1,5 m et 3 m et supérieures à 3 m en fonction des saisons (JMF: Janvier, Février et Mars; AMJ : Avril, Mai et Juin; JAS : Juillet, Août et Septembre; OND : Octobre, Novembre et Décembre) à Banyuls, Leucate, Sète et Espiguette.....	32
Fig. 1.8 : Hauteur significative et direction de la houle au niveau des houlographes du Languedoc-Roussillon lors de condition de vent marin générant (A) une tempête de SE,	

(B) une tempête d'Est et (C) une tempête de Sud et (D) lors de condition de vent de terre générant des petites houles à la côte.	33
Fig. 1.9 : Photographie aérienne oblique de Sainte Marie Plage et ses ouvrages de défense contre la mer (DREAL-LR). Le blocage des sédiments en amont du port (bas de la photo) a engendré une forte érosion stabilisée par les ouvrages de défense. Cette érosion s'est décalée en aval transit (haut de la photo).	35
Fig. 1.10 : Photographies aériennes des 22 ports du Languedoc-Roussillon (Google Earth)..	36
Fig. 1.11 : Carte des rechargements artificiels réalisés sur le littoral du Languedoc-Roussillon depuis 1972 (Raynal et al., 2011).	37
Fig. 2.1 : Organisation générale du système LADS MKII (d'après FUGRO, 2010).	41
Fig. 2.2 : Photographies (A) du poste de commande du levé (AS), (B) du bureau temporaire de validation des données (GS), (C) de l'avion Dash 8 utilisé par la compagnie FUGRO et (C) du laser sur sa plateforme de stabilisation (AS).	42
Fig. 2.3 : Représentation schématique d'une opération de levé LiDAR. Le laser IR fixe indique l'altitude de la surface de la mer, le laser vert balaye la zone et donne l'indication de profondeur d'eau.	42
Fig. 2.4 : Plan de position du (A) levé LiDAR 2009 et (B) LiDAR 2011 au sein du golfe du Lion (Fond de carte marine du SHOM).	43
Fig. 2.5 : Représentation schématique du vol LiDAR 2009 dans le Golfe du Lion. Passage au-dessus du port de Narbonne Plage.	44
Fig. 2.6 : Résultats obtenus pour la comparaison des profils bathymétriques réalisés au sondeur mono-faisceau et le LiDAR pour les plages du Petit Travers et Grand Travers (La Grande Motte).	49
Fig. 2.7 : Résultats obtenus pour la comparaison des données bathymétriques enregistrées au sondeur multifaisceaux et le LiDAR sur la plage du Racou (Argelès-sur-Mer).	50
Fig. 3.1 : Classification des états de plages en fonction de la morphologie du système de barre et du paramètre adimensionnel Ω (d'après Short, 1999).	55
Fig. 3.2: Map of the Gulf of Lions with (A) the environmental parameters and (B) beach class areas and profile locations	60
Fig. 3.3 : Longshore distribution of grain size for 9 sample locations: upper beach, berm, beach step, inner bar, outer bar, lower shoreface, supratidal average, subtidal average and total average.	63
Fig. 3.4: Longshore evolution of the D50 standard deviation for the 6 sedimentary samples (upper beach, berm, beach step, inner bar, outer bar and lower shoreface).	64
Fig. 3.5: Longshore evolution of the slope for the upper shoreface, lower shoreface and entire shoreface (up to 1 km offshore).	65

- Fig. 3.6: 3D classification of beaches observed in the Gulf of Lions. (a) Shoreface slope, (b) supratidal and subtidal particle size, (c) number of bars, (d) profile shape, (e) location of beach class area, (f) number of profiles, (g) kilometres of coast and (h) percentage of coast. 68
- Fig. 3.7: All beach profiles extracted from LiDAR data and selected profiles according to the different morphological compartments (see Fig. 7 for localisation). 69
- Fig. 3.8: Location of morphological compartments identified on the Languedoc-Roussillon coast. 70
- Fig. 3.9: LiDAR imagery of beach state transitions: (A) reflective to intermediate, (B) intermediate to dissipative, (C) dissipative to intermediate-dissipative, (D) dissipative to subtidal rocky platform, (E) subtidal rocky platform to non-barred dissipative and (F) non-barred dissipative to intermediate-dissipative. The last two images show beach states uninfluenced by (G) harbours or (H) coastal defences. 72
- Fig. 3.10: Cross-shore variation of Ω values calculated with several hydrodynamic periods for two profiles in (A) intermediate-dissipative and (B) subtidal rocky platform compartments. Greyscale area corresponds to observed beach state..... 73
- Fig. 3.11: Longshore variation of the Dean parameter for sediment samples and hydrodynamic conditions combinations that give the best correlation with the observed morphologies: Inner and outer bars sediment samples with annual and autumn hydrodynamics conditions and average subtidal sediment samples with annual and august 2009 hydrodynamics period. The circled numbers indicate the morphological compartments: (1) Reflectif, (2) Intermediate, (3) Intermediate-Dissipative, (4) Dissipative, (5) Subtidal Rocky Platform, (6) Non-Barred Dissipative and (7) Dissipative. 75
- Fig. 3.12 : Carte de la côte du Roussillon présentant l'imagerie LiDAR 2009 sur laquelle l'on peut observer le système à deux barres festonnées. 84
- Fig. 3.13 : (A) principaux paramètres utilisés pour caractériser les festons des barres (L : longueur d'onde des festons, A : amplitude des festons, D_v : distance à la côte des ventres, P_v : profondeur des ventres, D_c : distance à la côte des cornes, et P_c : profondeur des cornes) et (B) exemple de position des points de mesure sur l'imagerie LiDAR entre Saint Cyprien et Canet. 85
- Fig. 3.14 : Évolution longitudinalement à la côte des paramètres morphologiques de la barre interne (Longueur d'onde et amplitude des festons, profondeur et distance à la côte des ventres et profondeur et distance à la côte des cornes). La position des ouvrages portuaires (trait continu) et des embouchures (trait pointillé) est signalée..... 87
- Fig. 3.15 : Évolution longitudinalement à la côte des paramètres morphologiques de la barre externe (Longueur d'onde et amplitude des festons, profondeur et distance à la côte des ventres et profondeur et distance à la côte des cornes). La position des ouvrages portuaires (trait continu) et des embouchures (trait pointillé) est signalée..... 88
- Fig. 3.16 : Diagramme de dispersion entre différents paramètres de la barre interne (L : longueur d'onde des festons, A : amplitude des festons, D : distance à la côte des

ventres, P : profondeur des ventres, SL : pente de l'avant-côte, et D50 : taille médiane des grains; r : coefficient de corrélation).	90
Fig. 3.17 : Diagramme de dispersion entre différents paramètres de la barre interne (L : longueur d'onde des festons, A : amplitude des festons, D : distance à la côte des ventres, P : profondeur des ventres, SL : pente de l'avant-côte, et D50 : taille médiane des grains; r : coefficient de corrélation).	91
Fig. 3.18 : Résultats de l'ACP pour la barre interne et la barre externe.	93
Fig. 3.19 : Couplage morphologique entre la barre externe et la barre interne sur trois secteurs de la zone d'étude : (A) transition entre barres en rupture de phase et barres en phase, (B) barres en phase et (C) barres présentant une alternance de phase/rupture de phase. 94	
Fig. 3.20 : Location of the study site in the Gulf of Lions. The sandy coast was cut in three parts: southern, central and northern. The LIDAR survey concerned the narrow colored band in the nearshore.	103
Fig. 3.21 : General classification of bar typology observed in Languedoc-Roussillon, France (modified from Wright and Short, 1984 and Ferrer et al., 2009). This classification is given for the inner bar, but is also applicable to the outer bar.....	105
Fig. 3.22 : LIDAR imagery of Languedoc-Roussillon system bars in the Barcarès-Leucate region (fig. 1). (A) TBR/RBB outer bar and complex inner system with RBB inner bar exhibiting High Point configuration and LBB. (B) TBR regular and RBB outer bar displaying Well Marked configuration and TBR.	107
Fig. 3.23 : Paramètres d'ingénierie mesurés. 1. Présence de coude. 2. Surface interne du port. 3. Distances (emprise, ouverture, chenal d'accès, trait de côte/pointe de jetée). 4. Profondeur. 5. Longueur de la jetée. 6. Angle à la côte formé par la jetée amont transit. 7. Direction du chenal d'accès.....	110
Fig. 3.24 : Paramètres environnementaux mesurés. 1. Nombre de barres. 2. Type de barre (linéaire, festonnée) et classification. 3. Longueur d'onde des festons. 4. Distance trait de côte/barre. 5. Altitude de la crête. 6. Décalage entre trait de côte amont et aval. 7. Direction de la dérive littorale. 8. Direction, période et hauteur significative de la houle. 9. Pente moyenne. 10. Orientation du trait de côte. 11. Passage de la barre devant l'ouvrage.....	110
Fig. 3.25 : Paramètres d'ingénierie des ports du Languedoc-Roussillon : (A) distance entre l'extrémité des jetées et le trait de côte, (B) longueur des jetées et (C) emprise du port sur le trait de côte.	113
Fig. 3.26: Schéma conceptuel de l'impact des ouvrages portuaires sur les barres sédimentaires d'avant-côte du Languedoc-Roussillon.....	115
Fig. 3.27 : Imagerie LiDAR des ports de (A) Canet, (B) Leucate et (C) Narbonne Plage présentant les numéros des croissants de barres utilisés dans le texte.....	117
Fig. 3.28 : Evolution longitudinale des paramètres morphométriques de la barre interne et externe de part et d'autre du port de Canet.....	118

Fig. 3.29 : Evolution longitudinale des paramètres morphométriques de la barre interne et externe de part et d'autre du port de Leucate.	119
Fig. 3.30 : Evolution longitudinale des paramètres morphométriques de la barre interne et externe de part et d'autre du port de Narbonne Plage.	121
Fig. 3.31 : Evolution longitudinale de pente au niveau des ports de Canet, Leucate et Narbonne Plage.	122
Fig. 3.32 : Les trois niveaux de détail de l'analyse de la morphologie des barres d'avant-côte réalisée dans cette thèse.	127
Fig. 4.1 : Séquence de cycle de NOM sur la côte hollandaise (d'après Wijnberg, 1996).	134
Fig. 4.2: Coastline of the western Gulf of Lions divided into four main compartments. Arrows indicate the longshore drift direction. The nature of the limits between compartments is explained in the text.	137
Fig. 4.3: Annual Qmax (m ³ /s) for Têt river at Perpignan from 1876 to 2010, before and after construction of Vinça dam in 1978 (modified after Bourrin, 2007).	140
Fig. 4.4: Location of the sites investigated by very-high resolution seismic profiling (size of boxes is approximate only).	142
Fig. 4.5: Sediment budget (m ³) between 1895/1984 and 1984/2009 by compartments, with margin of error (m ³).	146
Fig. 4.6: Comparison between sediment budgets (in m ³) for 1895-1984 and 1984-2009 by cells, with error margins (m ³). Arrows indicate the net longshore drift direction (cf. Figs. 4.2 and 4.5 for location). The name and the location of river mouths and harbors are shown respectively in the lower and in the upper part of the graph.	147
Fig. 4.7: Examples of cross-shore seismic profiles, with interpretation, for South Agly river mouth (Compartment 1, cell 8), Aude river Mouth (Compartment 2, cell 20), and Sète intermediate lido (Compartment 3, cell 27) (cf. Figs. 4.2 and 4.5 for location). USU, upper sand unit; BRL, beach rock layer. (modified from Certain et al., 2005).	149
Fig. 4.8: Present-day volume (m ³ /m ²) of upper sand unit. Arrows indicate the net longshore drift direction (cf. Fig. 4.4 for location).	150
Fig. 4.9: Time-evolution of upper sand unit for 1895-1984, 1984-2009 and 1895-2009 (in %). Arrows indicate the net longshore drift direction (cf. Figs. 4.2 and 4.4 for locations).	150
Fig. 4.10 : Différentiel bathymétrique entre 1984 et 2009 soulignant l'influence des barres festonnées (A) et linéaires (B et C) sur le bilan sédimentaire.	157
Fig. 4.11: Location of the study site in the Gulf of Lions and main morphodynamic parameters. The names of the sectors are 1. Roussillon, 2. Port-la-Nouvelle, 3. Gruissan, 4. Agde, 5. Cape of Agde, 6. Sète, 7. Aresquiers, 8. Maguelone, 9. Aigues Mortes and 10. Espiguette.	161

- Fig. 4.12: 2D bathymetric profile between 1984 and 2009 for A) area without NOM and B) area with NOM. The coloured bars indicate the same bar..... 163
- Fig. 4.13 : LiDAR imagery of (A) the Roussillon beaches that display crescentic bars and (B) the Aresquiers beach that shows the substratum outcrop and the coastal structures... 165
- Fig. 4.14: Parameters and terms used to define a NOM cycle. Total lifespan of the bar corresponds of the complete NOM cycle duration. Return period is the time between the passage of two consecutive bars at the same position. The NOM cycle is composed by three stages: a phase of bar generation near the shore (zone 1), a phase of net seaward migration (zone 2) and a phase of bar degeneration offshore (zone 3) (adapted from Grunnet and Hoekstra, 2004). 170
- Fig. 4.15: (A) Morphobathymetric map of the Gulf of Lions. Roses indicate wave direction and height for Leucate and Sète buoys. (B) Map of Gruissan beaches and (C) Sète beaches with LiDAR imagery and bathymetric profiles position..... 171
- Fig. 4.16: 3D oblique view (LiDAR 2009) of Gruissan area. The nearshore bars are indicated with a dotted black line. This figure shows the slightly oblique bars characterized by a progressive seaward remoteness according to the direction of the dominant littoral drift. 172
- Fig. 4.17: Conceptual diagram showing the different bar parameters used in this study. d_b : depth of bar crest (m); P_b : bar position from the shoreline (m); h_b : bar height (m); W_b : bar width (m); X_{bz} : Bar zone width (m). 174
- Fig. 4.18: 2DV bathymetric profiles of (A) Gruissan (P1g à P5g) from 1988 to 2011 and (B) Sète (P1s à P9s) from 1984 to 2011. Each colour indicates the same bar from one year to another. 175
- Fig. 4.19: Bar crest position extracts from 2DV profiles of (A) Gruissan (P1g to P5g) and (B) Sète (P1s to P9s) from 1984 to 2011. The gray backgrounds indicate the NOM periods. 176
- Fig. 4.20: (A) Slightly oblique bars on LiDAR 2009 imagery that shows the bar shifting at the transition between inner and outer position and (B) schematic representation of a slightly oblique bar with the different degree of maturation in alongshore direction (generation, migration and degeneration). 178
- Fig. 4.21: Morphological evolution of nearshore bar systems in Gruissan beaches (top) and in Sète barrier (bottom) determined from 2DH aerial photograph and 3D LiDAR imagery (for clarity, only 5 dates are shown for each site). Each colour indicates the same bar from one year to another. The small arrows indicate the proximal and distal end of the bar when it is visible. 179
- Fig. 4.22: Correspondence between longshore migration of slightly oblique nearshore bars on 2DH survey and cross-shore bar migration on 2DV bathymetric profile. Bar is in a different stage of maturation on the P1 and P2 profiles. 180
- Fig. 4.23: Schematic representation of the longshore displacement of slightly oblique bars observed in the Gulf of Lions. (A) Initial conditions, (B and D) longshore displacement and (C) return to initial conditions..... 181

- Fig. 4.24: Slightly oblique bars in the some world barred beach subject to the NOM: (A) Vejers, North Sea, Danemark, (B) Salvo beach, Atlantic Ocean, North Carolina, USA, (C) Kujukuri beach, Pacific Ocean, Sambu district, Japan, (D) Terschelling island, North Sea, Netherlands, (E) Noordwijk beach, North Sea, Netherlands, (F) Toreto Lido, Adriatic Sea, Italia, (G) Nil delta, Mediterranean Sea, Egypt, (H) Djarylgach island, Black Sea, Ukraine, (I) Vadu beach, Black Sea, Romania and (J) Jastarnia beach, Baltic Sea, Poland. Arrows indicate the dominant longshore drift. Figures A, B, C, F, G, H, I and J are satellite imageries from Google Earth[®], figure D is a graph of the bar crest position from Grunnet and Hoekstra (2004) and figure D is time exposure video from van Enkevort et al. (2004). 183
- Fig. 4.25: Occurrence and H_s max of extreme storm events between 1983 and 2011 (after Gervais, 2012). Shaded areas correspond to the periods of net seaward migration observed in Gruissan and Sète (taking into account the longshore time lag). 184
- Fig. 4.26 : Orthophotographies des ports de (A) Leucate et (B) Port-la-Nouvelle. 187
- Fig. 4.27 : Variation longitudinale de la pente et de la taille médiane des sédiments de l'avant-côte au voisinage des ports de (A) Leucate et (B) Port-la-Nouvelle. 188
- Fig. 4.28 : Bilan sédimentaire sur l'avant côte entre 1895-1984 et 1984-2009 au niveau du port de Leucate (en haut) et du port de Port-la-Nouvelle (en bas). 191
- Fig. 4.29 : Variation temporelle de la position du trait de côte à proximité du port de Leucate (à droite) et du port de Port-la-Nouvelle (à gauche). 192
- Fig. 4.30 : Evolution temporelle de la morphologie du système de barres d'avant-côte à proximité du port de Leucate (à droite) et du port de Port-la-Nouvelle (à gauche). 194
- Fig. 4.31 : Echelles de temps sur lesquelles la dynamique de l'avant-côte a été étudiée. 198
-
- Tab. 2.1 : Précision horizontale et verticale des données bathymétriques des différents systèmes LiDAR (IHO ordre 1 : $\pm 0,52$ m en Z et $\pm 5,50$ m en XY) 45
- Tab 2.2 : Écarts horizontale des mesures en fonction de l'état de la mer et de la profondeur d'eau. État de mer : 0 = calme ($H_s = 0$ m); 1= ridée ($H_s = 0$ à 0,1 m); 2 = belle ($H_s = 0,1$ à 0,5 m); 3 = peu agitée ($H_s = 0,5$ à 1,25 m); 4 = agitée ($H_s = 1,25$ à 2,5 m); 5 = forte ($H_s = 2,5$ à 4 m); 6 = très forte ($H_s = 4$ à 6 m); 7 = grosse ($H_s = 6$ à 9 m); 8 = très grosse ($H_s = 9$ à 14 m); 9 = énorme ($H_s = 14$ m et plus). 46
- Tab. 2.3 : Précision théorique du levé pour une profondeur de 10 m (FUGRO, 2010). 47
- Tab. 2.4 : Données statistiques pour l'ensemble des profils étudiés. Trois zones sont distinguées : la plage émergée (Z topo), la zone morphogène des barres (Z morpho) et la zone stable au-delà de la profondeur de fermeture (Z glacis). 51
- Tab 3.1: Annual and seasonal statistics of significant wave height (H_s) in the Gulf of Lions for the four wave buoys (4-10 yr record period). N: number of records; Min: minimum

significant wave height; Max: maximum significant wave height; \bar{X} : mean significant wave height; σ : Standard deviation of significant wave height; 0-1.5 m: percentage of wave height between 0 and 1.5 m; 1.5-3 m: percentage of wave height between 1.5 and 3 m; >3 m: percentage of wave height higher than 3 m. JFM: January, February and March (winter); AMJ: April, May and June (spring); JAS: July, August and September (summer); OND: October, November and December (autumn). 66

Tab. 3.2: Characteristics of the boundaries and variations in sediment particle size and slope between each morphological compartment. 72

Tab. 3.3: Beach classes ratios of $\Omega_{\text{predicted}}/\Omega_{\text{observed}}$ (Reflective, Intermediate, and Dissipative) in percentage for all sediment sample locations and hydrodynamic periods. 74

Tab. 3.4: Bar typologies ratios of $\Omega_{\text{predicted}}/\Omega_{\text{observed}}$ (R, LTT, TBR, RBB and D) in percentage for all sediment sample locations and hydrodynamic periods..... 74

Tab. 3.5 : Principales statistiques des paramètres morphologiques de la barre interne. 86

Tab. 3.6 : Principales statistiques des paramètres morphologiques de la barre externe. 86

Tab. 3.7 : Matrice des corrélations r des variables de la barre interne. 92

Tab. 3.8 : Matrice des corrélations r des variables de la barre externe. 92

Tab. 3.9 : Paramètres morphométriques et contexte géo-environnemental de différents systèmes de barre en croissants étudiés dans le monde 98

Tab. 3.10 : Number of each type of crescentic bars for the southern part (from Argeles to Cape Leucate) and central part (from Cape Leucate to Sète). The northern part is not shown because the bar system is almost linear. (IB: inner bar, OB: outer bar)..... 106

Tab. 3.11 : Extension and percentage of each type of bar for the central part..... 106

Tab. 3.12 : Paramètres d'ingénierie mesurés sur les 21 ports du Languedoc-Roussillon 112

Tab. 4.1: Main parameters of Languedoc-Roussillon rivers. Data sources: Data sources: DDAF. des Pyrénées-Orientales, 1990; Koulinsky, 1998; Serrat et al., 1996, 2001; Bourrin et al., 2006; IRS, 2000. Flood solide sediment flux data: Pardé, 1941. 139

Tab. 4.2: Data used for analysis of bathymetric changes. 143

Tab. 4.3: Dynamic and morphologic parameters of NOM area of the Languedoc-Roussillon : Observation period (Pobs), return period (Tr), NOM duration (Dr) migration rate (Mr), bar zone width (Xbz), estimated bar volume (Vb), slope (β), mean grain size (D50) and the geo-morphological context 163

Tab. 4.4: Summary statistics on severe storms simulated by CFSR (46 cases since 1979) in the Gulf of Lions (after Gervais, 2012). 165

Tab. 4.5: Datasets used in this study 173

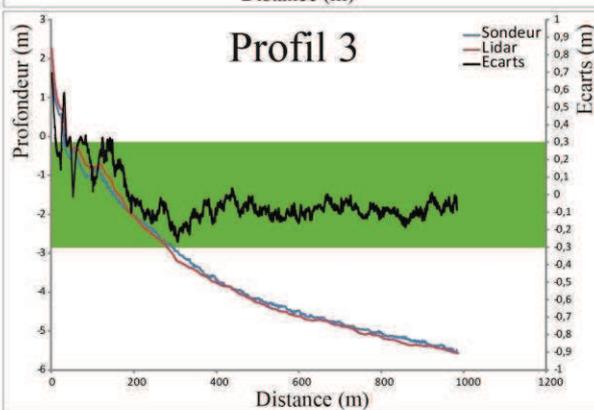
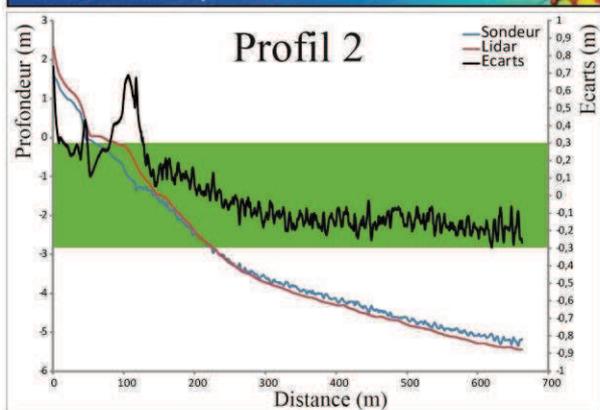
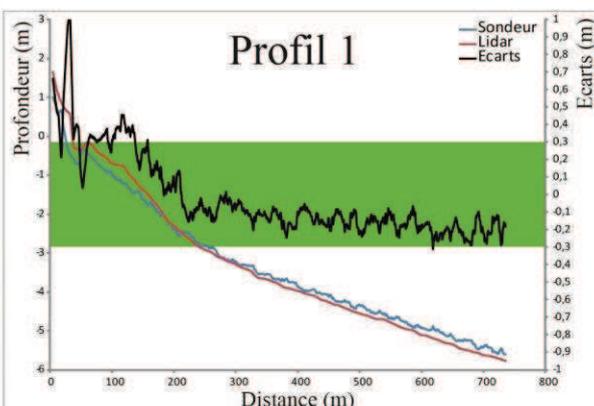
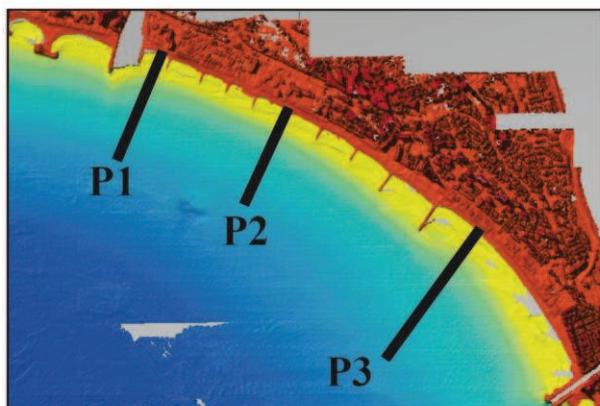
Tab. 4.6: Average of the bar parameters (LiDAR 2009) in the 3 stages of maturation. d_b : depth of bar crest; P_b : bar position from the shoreline; h_b : bar height; W_b : bar width. 178

Tab. 4.7 : Marge d'erreur de la position du trait de côte et des barres d'avant-côte pour les différentes années pour le port de Leucate et de Port-la-Nouvelle..... 190

Annexes

PLAGE DU BOUCANNET
EID Méditerranée

Septembre 2006
Sondeur monofaisceaux + DGPS



	Profil 1			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	7305	315	2265	4725
Moyenne	-0,019	0,622	0,169	-0,152
Variance	0,055	0,056	0,032	0,004
Ecart-type	0,234	0,236	0,179	0,060
Int. de Confiance	0,458	0,463	0,351	0,117
Maximum	1,043	1,043	0,536	0,019
Minimum	-0,311	0,215	-0,154	-0,311
Etendue	1,353	0,828	0,689	0,329
Inte. inter-Quartile	0,243	0,356	0,306	0,083
Coef. de variation	-12,503	0,380	1,059	-0,394

	Profil 2			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	6624	706	1649	4269
Moyenne	-0,003	0,282	0,224	-0,137
Variance	0,046	0,011	0,038	0,003
Ecart-type	0,214	0,103	0,195	0,057
Int. de Confiance	0,419	0,202	0,382	0,111
Maximum	0,738	0,738	0,690	0,028
Minimum	-0,295	0,110	-0,027	-0,295
Etendue	1,033	0,628	0,717	0,323
Inte. inter-Quartile	0,283	0,085	0,283	0,079
Coef. de variation	-79,779	0,366	0,868	-0,413

	Profil 3			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	9830	344	2577	6909
Moyenne	-0,030	0,365	0,083	-0,091
Variance	0,020	0,021	0,026	0,002
Ecart-type	0,143	0,146	0,160	0,047
Int. de Confiance	0,280	0,287	0,314	0,093
Maximum	0,702	0,702	0,345	0,039
Minimum	-0,266	0,142	-0,204	-0,266
Etendue	0,968	0,560	0,548	0,305
Inte. inter-Quartile	0,087	0,248	0,299	0,057
Coef. de variation	-4,831	0,401	1,935	-0,519

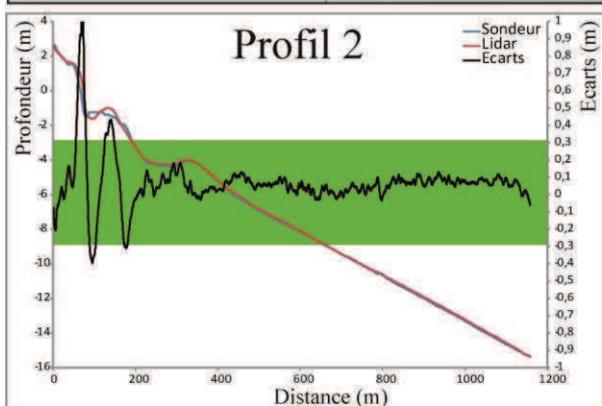
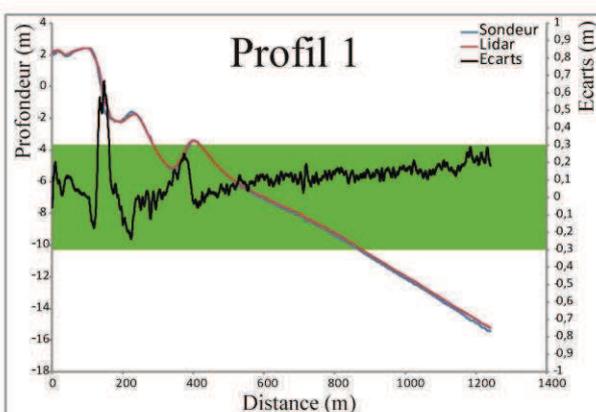
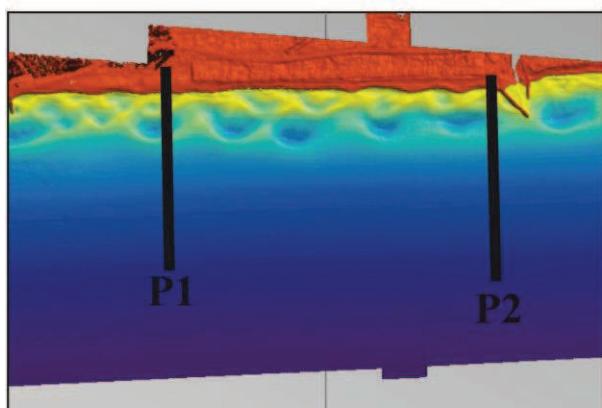
	Total			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	23759	1365	6491	15903
Moyenne	-0,019	0,381	0,149	-0,122
Variance	0,038	0,042	0,034	0,004
Ecart-type	0,195	0,206	0,185	0,060
Int. de Confiance	0,383	0,403	0,363	0,118
Maximum	1,043	1,043	0,690	0,039
Minimum	-0,311	0,110	-0,204	-0,311
Etendue	1,353	0,933	0,894	0,350
Inte. inter-Quartile	0,170	0,233	0,294	0,085
Coef. de variation	-10,420	0,540	1,244	-0,496

PLAGE DE SAINT CYPRIEN NORD

8 mai 2009

InfoConcept VRD

Sondeur monofaisceaux + DGPS



	Profil 1 (8 mai 2009)			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	2490	292	919	1279
Moyenne	0,105	0,076	0,055	0,147
Variance	0,012	0,023	0,019	0,002
Ecart-type	0,111	0,152	0,137	0,043
Int. de Confiance	0,218	0,297	0,268	0,084
Maximum	0,670	0,575	0,670	0,289
Minimum	-0,239	-0,176	-0,239	0,027
Etendue	0,909	0,750	0,909	0,263
Inte. inter-Quartile	0,109	0,101	0,100	0,048
Coef. de variation	1,066	1,986	2,483	0,293

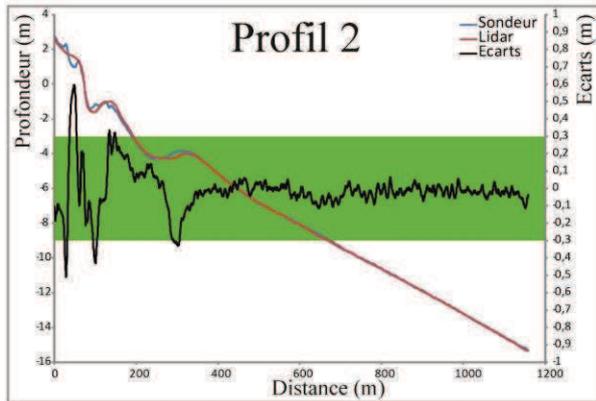
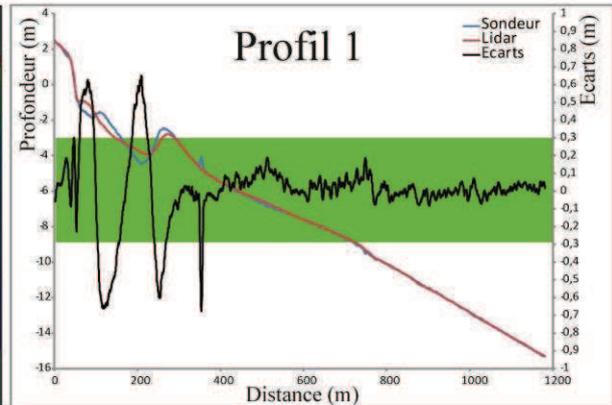
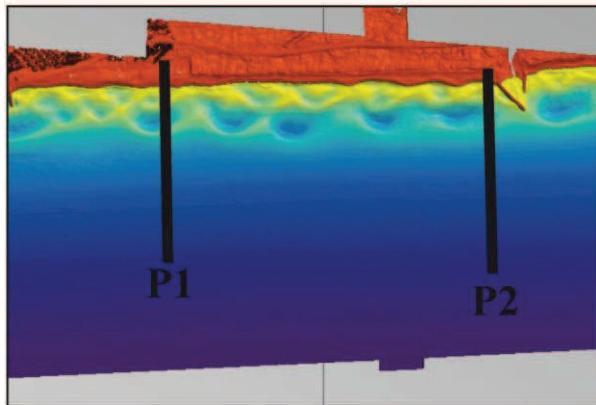
	Profil 2 (8 mai 2009)			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	2317	146	882	1289
Moyenne	0,064	0,202	0,054	0,054
Variance	0,020	0,128	0,026	0,001
Ecart-type	0,141	0,359	0,162	0,035
Int. de Confiance	0,277	0,703	0,317	0,068
Maximum	1,114	1,114	0,962	0,130
Minimum	-0,395	-0,207	-0,395	-0,060
Etendue	1,509	1,321	1,356	0,190
Inte. inter-Quartile	0,065	0,266	0,098	0,049
Coef. de variation	2,224	1,776	2,991	0,641

PLAGE DE SAINT CYPRIEN NORD

9 juillet 2010

InfoConcept VRD

Sondeur monofaisceaux + DGPS



	Profil 1 (9 juillet 2010)			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	2363	99	988	1276
Moyenne	0,008	0,079	-0,003	0,010
Variance	0,041	0,009	0,095	0,002
Ecart-type	0,203	0,096	0,308	0,041
Int. de Confiance	0,398	0,188	0,605	0,080
Maximum	0,651	0,300	0,651	0,185
Minimum	-0,677	-0,087	-0,677	-0,083
Etendue	1,328	0,387	1,328	0,268
Int. inter-Quartile	0,080	0,126	0,227	0,050
Coef. de variation	26,067	1,220	-118,354	3,925

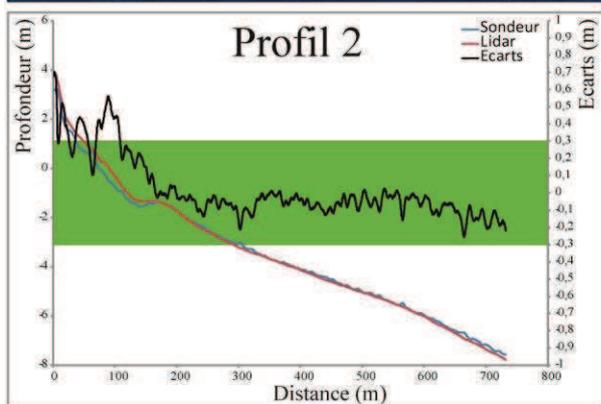
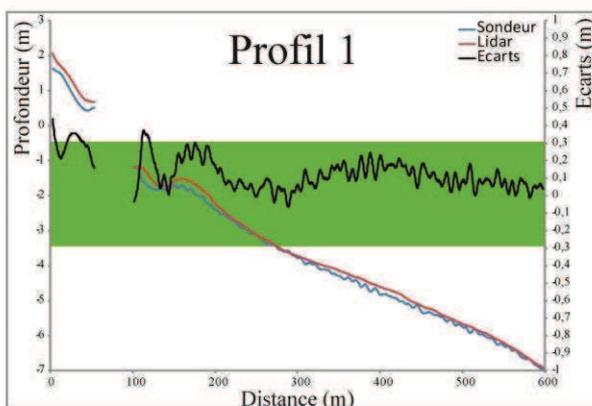
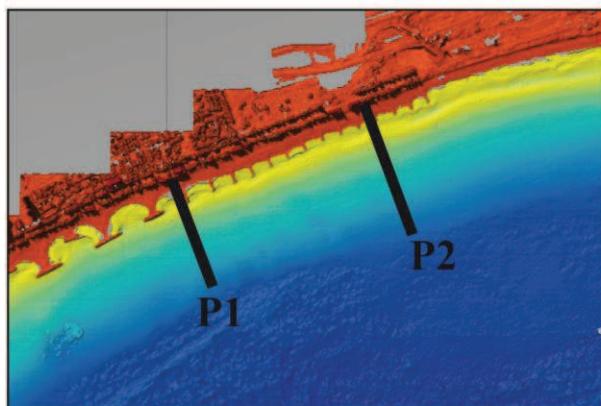
	Profil 2 (9 juillet 2010)			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	2317	147	746	1424
Moyenne	-0,013	0,057	-0,013	-0,020
Variance	0,014	0,091	0,024	0,001
Ecart-type	0,120	0,304	0,154	0,035
Int. de Confiance	0,236	0,595	0,302	0,068
Maximum	0,595	0,595	0,335	0,063
Minimum	-0,509	-0,509	-0,431	-0,112
Etendue	1,104	1,104	0,765	0,176
Int. inter-Quartile	0,064	0,406	0,172	0,045
Coef. de variation	-9,424	5,328	-11,484	-1,761

	Total			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	9487	684	3535	5268
Moyenne	0,042	0,099	0,024	0,046
Variance	0,024	0,061	0,044	0,005
Ecart-type	0,155	0,247	0,209	0,074
Int. de Confiance	0,304	0,484	0,411	0,144
Maximum	1,114	1,114	0,962	0,289
Minimum	-0,677	-0,509	-0,677	-0,112
Etendue	1,791	1,623	1,639	0,402
Inte. inter-Quartile	0,117	0,173	0,139	0,105
Coef. de variation	3,717	2,487	8,649	1,597

PLAGE DE CARNON OUEST
EID Méditerranée

mars - avril 2009

Sondeur monofaisceaux + DGPS

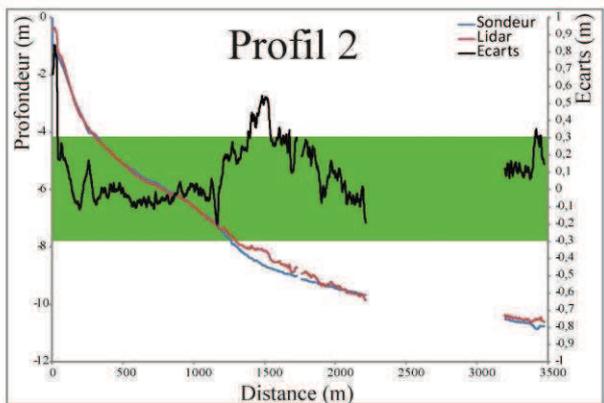
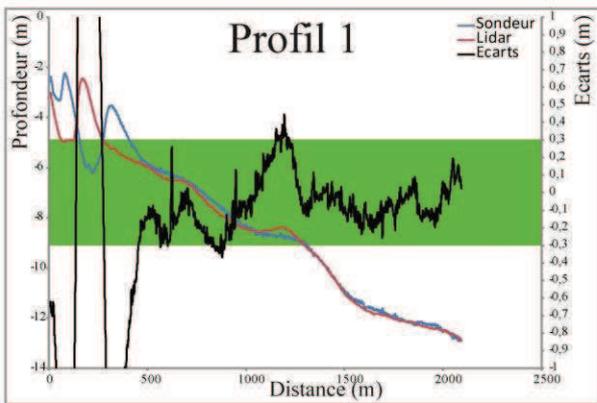
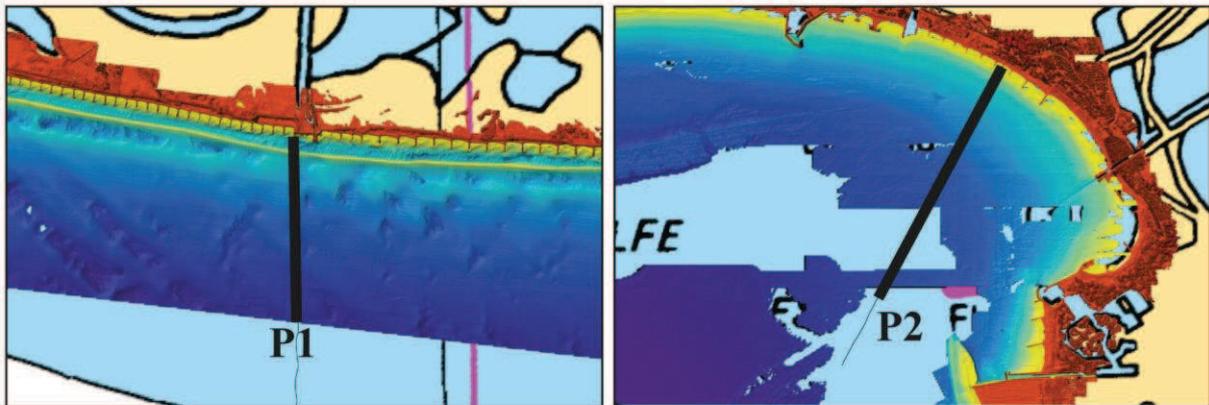


	Profil 1 (avril 2009)			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	1097	103	282	712
Moyenne	0,131	0,293	0,161	0,096
Variance	0,009	0,003	0,010	0,004
Ecart-type	0,093	0,059	0,099	0,060
Int. de Confiance	0,182	0,115	0,195	0,117
Maximum	0,439	0,439	0,373	0,244
Minimum	-0,066	0,159	-0,034	-0,066
Etendue	0,505	0,280	0,407	0,310
Inte. inter-Quartile	0,119	0,092	0,167	0,090
Coef. de variation	0,712	0,200	0,618	0,625

	Profil 2 (avril 2009)			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	1464	182	382	900
Moyenne	0,018	0,378	-0,033	-0,076
Variance	0,033	0,016	0,025	0,003
Ecart-type	0,181	0,129	0,159	0,056
Int. de Confiance	0,355	0,252	0,311	0,109
Maximum	0,703	0,703	0,532	0,025
Minimum	-0,256	0,104	-0,138	-0,256
Etendue	0,958	0,598	0,669	0,281
Inte. inter-Quartile	0,101	0,144	0,224	0,077
Coef. de variation	9,780	0,340	-4,864	-0,738

	Total			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	2561	285	664	1612
Moyenne	0,067	0,347	0,108	0,000
Variance	0,025	0,013	0,021	0,011
Ecart-type	0,160	0,116	0,144	0,103
Int. de Confiance	0,313	0,228	0,282	0,201
Maximum	0,703	0,703	0,532	0,244
Minimum	-0,256	0,104	-0,138	-0,256
Etendue	0,958	0,598	0,669	0,500
Inte. inter-Quartile	0,209	0,144	0,233	0,157
Coef. de variation	2,398	0,335	1,333	-2179,340

RHÔNE VIF - GOLFE D'AIGUES MORTES mai - juin 2006
EID Méditerranée Sondeur monofaisceaux + DGPS



	Profil 1			
	Total	Z>0	0<Z<-3	Z<-3
N	4180	-	2552	1628
Moyenne	-0,10117458	-	-0,12586372	-0,06247268
Variance	0,65409259	-	1,06560739	0,00656199
Ecart-type	0,80885667	-	1,03248492	0,08103098
Int. de Confiance	1,58535907	-	2,02367044	0,15882072
Maximum	3,3276771	-	3,3276771	0,19342191
Minimum	-2,73066569	-	-2,73066569	-0,25762526
Etendue	6,05834279	-	6,05834279	0,45104716
Inte. inter-Quartile	0,21684192	-	0,41824287	0,11301296
Coef. de variation	-7,99466314	-	-8,20319741	-1,29706258

	Profil 2			
	Total	Z>0	0<Z<-3	Z<-3
N	2457	-	162	2295
Moyenne	0,09670668	-	0,25948299	0,08521658
Variance	0,02982044	-	0,07633994	0,02453438
Ecart-type	0,17272112	-	0,27715357	0,15666867
Int. de Confiance	0,3385334	-	0,543221	0,3070706
Maximum	0,83970537	-	0,83970537	0,54502511
Minimum	-0,20150793	-	-0,0694588	-0,20150793
Etendue	1,0412133	-	0,90916417	0,74653304
Inte. inter-Quartile	0,23506346	-	0,20036347	0,23378327
Coef. de variation	1,78603103	-	1,06809919	1,83847636

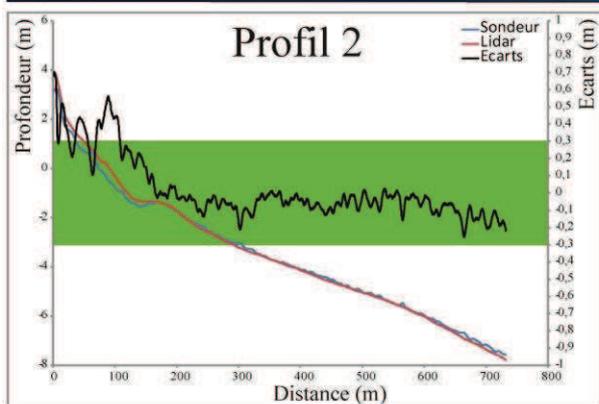
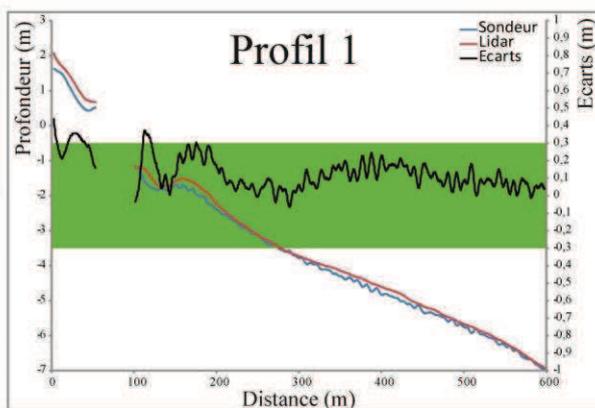
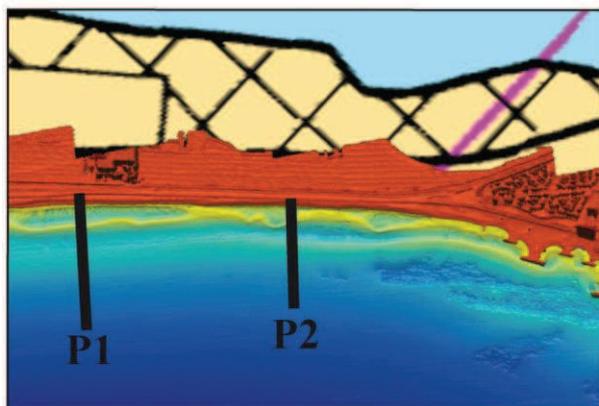
	Ensemble			
	Total	Z>0	0<Z<PF	Z<PF
N	4504	-	2714	1790
Moyenne	-0,07523029	-	-0,10286218	-0,03333480
Variance	0,621215238	-	1,014892019	0,021409178
Ecart-type	0,788259598	-	1,007604141	0,146359644
Int. de Confiance	1,544988812	-	1,974904116	0,286864902
Maximum	3,32767710	-	3,32767710	0,83970537
Minimum	-2,73066569	-	-2,73066569	-0,25762526
Etendue	6,05834279	-	6,05834279	1,09733063
Inte. inter-Quartile	0,23845657	-	0,46432617	0,12398313
Coef. de variation	-10,47795445	-	-9,795671465	-4,390596691

PF = Profondeur de fermeture

PLAGE DE LA CORNICHE

BRGM / UPVD (M. Gervais)

03 novembre 2009
Sondeur monofaisceaux + DGPS



	Profil 1 (2010)			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	888	63	518	307
Moyenne	-0,129	0,144	-0,135	-0,174
Variance	0,014	0,019	0,012	0,000
Ecart-type	0,119	0,138	0,108	0,014
Int. de Confiance	0,234	0,270	0,211	0,027
Maximum	0,370	0,370	0,221	-0,143
Minimum	-0,609	-0,074	-0,609	-0,223
Etendue	0,979	0,445	0,830	0,080
Inte. inter-Quartile	0,071	0,237	0,070	0,020
Coef. de variation	-0,925	0,954	-0,799	-0,080

	Profil 2 (2010)			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	1745	84	919	742
Moyenne	-0,146	-0,005	-0,117	-0,197
Variance	0,016	0,011	0,021	0,004
Ecart-type	0,126	0,104	0,146	0,061
Int. de Confiance	0,246	0,203	0,286	0,119
Maximum	0,338	0,234	0,338	-0,086
Minimum	-0,413	-0,148	-0,413	-0,311
Etendue	0,751	0,382	0,751	0,225
Inte. inter-Quartile	0,143	0,123	0,131	0,117
Coef. de variation	-0,862	-22,183	-1,246	-0,307

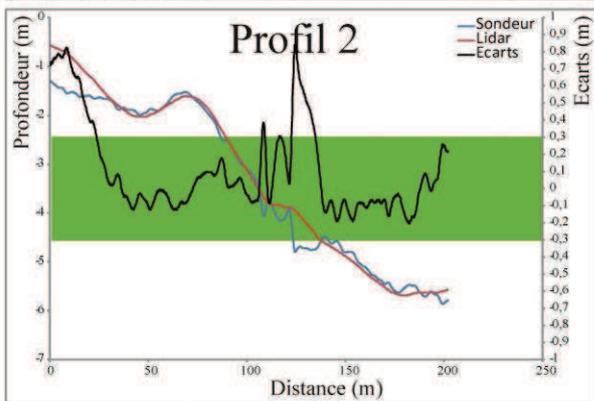
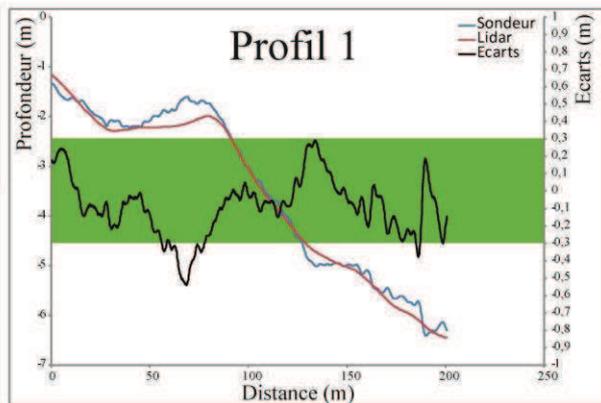
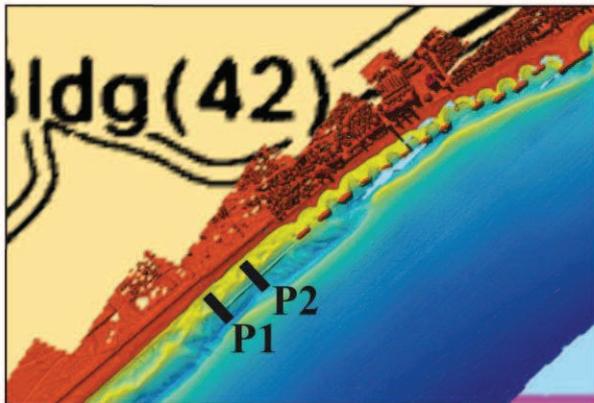
	Total			
	Total	Z Topo	Z Morpho	Z Glacis
N	2633	147	1437	1049
Moyenne	-0,140	0,059	-0,123	-0,190
Variance	0,015	0,019	0,018	0,003
Ecart-type	0,124	0,140	0,134	0,052
Int. de Confiance	0,242	0,274	0,262	0,103
Maximum	0,370	0,370	0,338	-0,086
Minimum	-0,609	-0,148	-0,609	-0,311
Etendue	0,979	0,519	0,947	0,225
Inte. inter-Quartile	0,098	0,248	0,102	0,086
Coef. de variation	-0,884	2,368	-1,082	-0,276

PLAGE DE VALRAS - VENDRES

04 mai 2009

Bathys

Sondeur monofaisceaux + DGPS



	Profil 1			
	Total	Z>0	0<Z<-7	Z<-7
N	1004	-	1004	-
Moyenne	-0,09278538	-	-0,09278538	-
Variance	0,02824378	-	0,02824378	-
Ecart-type	0,16814262	-	0,16814262	-
Int. de Confiance	0,32955953	-	0,32955953	-
Maximum	0,29181311	-	0,29181311	-
Minimum	-0,5414277	-	-0,5414277	-
Etendue	0,83324081	-	0,83324081	-
Inte. inter-Quartile	0,19263921	-	0,19263921	-
Coef. de variation	-1,81216711	-	-1,81216711	-

	Profil 2			
	Total	Z>0	0<Z<-7	Z<-7
N	1011	-	1011	-
Moyenne	0,10486471	-	0,10486471	-
Variance	0,07093815	-	0,07093815	-
Ecart-type	0,26647398	-	0,26647398	-
Int. de Confiance	0,522289	-	0,522289	-
Maximum	0,84248467	-	0,84248467	-
Minimum	-0,20437513	-	-0,20437513	-
Etendue	1,0468598	-	1,0468598	-
Inte. inter-Quartile	0,27312343	-	0,27312343	-
Coef. de variation	2,54112158	-	2,54112158	-

	Ensemble			
	Total	Z>0	0<Z<PF	Z<PF
N	2015	-	2015	-
Moyenne	0,00638298	-	0,00638298	-
Variance	0,059431394	-	0,059431394	-
Ecart-type	0,243846065	-	0,243846065	-
Int. de Confiance	0,477938287	-	0,477938287	-
Maximum	0,84248467	-	0,84248467	-
Minimum	-0,54142770	-	-0,54142770	-
Etendue	1,38391237	-	1,38391237	-
Inte. inter-Quartile	0,19572066	-	0,19572066	-
Coef. de variation	38,20256184	-	38,20256184	-

PF = Profondeur de fermeture

Résumé :

Les littoraux sableux sont des milieux très dynamiques à toutes les échelles de temps et d'espace. De nos jours, ils constituent une zone d'importance stratégique pour l'humanité du fait de son fort poids économique et démographique. Cette thèse a pour objectif d'étudier la morphodynamique de l'avant-côte de la région Languedoc-Roussillon (Méditerranée) à l'échelle pluri-décennale à séculaire. Ce travail est rendu possible par l'utilisation d'un LiDAR topo-bathymétrique aéroporté capable de cartographier de vastes étendues. Les résultats de ce travail montrent qu'il existe une grande variété d'états de plage et de morphologies de barres d'avant-côte. L'organisation de ces états est principalement contrôlée par les caractéristiques sédimentaires, les conditions d'agitation et le contexte géologique. Le budget sédimentaire de l'avant-côte a été étudié à l'échelle séculaire et montre un déficit global de plus de 26 millions de m³ de sédiments. La dynamique des barres d'avant-côte a été analysée à l'échelle pluri-décennale et montre la présence et l'implication de barre d'avant-côte légèrement oblique dans le processus de *Net Offshore Migration*. Enfin, cette thèse a également mis en avant l'influence des activités anthropiques sur le comportement général de l'avant-côte à l'échelle régionale.

Summary:

The sandy coasts are very dynamic environments at all time and space scales. Today, they constitute an area of strategic importance for humanity because of its strong economic and demographic weight. This thesis aims to study the morphodynamics of the shoreface of the Languedoc-Roussillon region (Mediterranean Sea) at a multi-decadal to secular scale. This work is possible by the use of topo-bathymetric airborne LiDAR able to map large areas. The results of this thesis show that there exist a wide variety of beach and bars states. The organization of these states is mainly controlled by sedimentary characteristics, wave conditions and geological context. The sediment budget of the shoreface was studied at secular scale and indicates an overall deficit of more than 26 million m³ of sediment. Sand bar dynamic was analyzed at a multi-decadal scale and shows the presence and involvement of slightly oblique nearshore bars in the process of *Net Offshore Migration*. Finally, this thesis has also highlighted the strong influence of human activities on the general shoreface behaviour at the regional scale.
