



HAL
open science

De la compréhension de la dynamique sédimentaire littorale à la gestion des risques côtiers

Yann Balouin

► **To cite this version:**

Yann Balouin. De la compréhension de la dynamique sédimentaire littorale à la gestion des risques côtiers. Géomorphologie. Université de Montpellier, 2017. tel-01628390

HAL Id: tel-01628390

<https://brgm.hal.science/tel-01628390>

Submitted on 3 Nov 2017

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.



MEMOIRE D'HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE DE MONTPELLIER

Par M. Yann BALOUIN

Spécialité Géologie Marine

De la compréhension de la dynamique sédimentaire littorale à la gestion des risques côtiers

Soutenue le 6 juin 2017

Devant un jury constitué de :

Pr. Hélène Howa (Univ. Angers)	Rapporteur
Pr. Edward Anthony (CEREGE)	Rapporteur
Dr. Bruno Castelle, DR-CNRS (Univ. Bordeaux)	Rapporteur
Pr. Serge Berné (Univ. Perpignan)	Examineur
Dr. Yann Leredde (Univ. Montpellier)	Examineur
Dr. Frédéric Bouchette (Univ. Montpellier)	Examineur
Dr. Hélène Rey-Valette (Univ. Montpellier)	Examineur



Sommaire

1. Curriculum Vitae	7
2. Principaux projets de recherche / collaborations	11
3. Publications scientifiques	15
3.1. PUBLICATIONS A COMITE DE LECTURE	15
3.2. ARTICLES DE CONFERENCES.....	18
3.3. RAPPORTS PUBLICS.....	22
3.4. COMMUNICATIONS GRAND PUBLIC	25
4. Enseignements / Formations / Encadrement d'étudiants	27
4.1. ENSEIGNEMENTS UNIVERSITAIRES.....	27
4.2. ENCADREMENT D'ETUDIANTS	27
4.2.1. Doctorats :	27
4.2.2. CDD :	27
4.2.3. Ingénieurs 3 ^{ème} année :	28
4.2.4. Masters 2 :	28
4.2.5. Masters 1 :	28
5. Synthèse des activités de Recherche	31
5.1. INTRODUCTION	33
5.1.1. Déroulé de ma recherche	33
5.1.2. Approche méthodologique.....	35
5.1.3. Objectifs et organisation du mémoire	36
5.2. DYNAMIQUE DES EMBOUCHURES ET LEUR RELATION AVEC LES LITTORAUX ADJACENTS	39
5.2.1. Contexte	39
5.2.2. Principaux résultats	45
5.3. BARRES D'AVANT-COTE / TRAIT DE COTE	55
5.3.1. Contexte	55
5.3.2. L'observation par vidéo numérique	56
5.3.3. Dynamiques des barres en fonction des forçages	59
5.3.4. Couplage avant-côte/plage.....	65
5.3.5. Morphologies héritées (Gervais et al., 2011).....	67
5.3.6. Impacts d'aménagement	68

5.4. TEMPETES ET RISQUES COTIERS.....	71
5.4.1. Contexte	71
5.4.2. Evaluation de seuils morphogènes.....	74
5.4.3. Modélisation et systèmes d’alerte	82
5.4.4. Réseau de suivi des tempêtes et de leur impacts.....	88
6. Perspectives de recherche.....	93
6.1. BARRES D’AVANT-COTE ET TRAIT DE COTE : DYNAMIQUE, COUPLAGE ET EFFETS INDUITS PAR LA MISE EN PLACE D’UN ATTENUATEUR DE HOULE 93	
6.2. PROCESSUS HYDROSEDIMENTAIRES AUX EMBOUCHURES	94
7. Bibliographie	97

Liste des figures

Illustration 1 – Sites que j’ai pu étudier lors de mes travaux de recherche.....	36
Illustration 2 - Les unités morphologiques d'une embouchure tidale (modifié d'après Smith, 1984).	39
Illustration 3 - A: Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales naturelles (d'après Fitzgérald et al., 2000, modifié).	43
Illustration 4 – Localisation de l’embouchure de la Barra Nova sur le système d’îles-barrières de la Ria Formosa.	45
Illustration 5 - La péninsule d'Ancão, localisation des trois sites ateliers et des différentes mesures effectuées.	47
Illustration 6 - Magnitude and direction of tidal and wave-induced currents.	48
Illustration 7 – Processus responsables du transport dsédimentaire sur le delta de jusant (gauche) et bilan sédimentaire de la plate-forme amon (à droite)(Balouin et al., 2001).	49
Illustration 8 – Image ortho-rectifiée et combinée du 20/02/1999 (moyenne sur 10 min, à gauche) ; point s de digitalisation du jet de rive au cours du cycle de marée pour reconstituer le modèle numérique de terrain (Balouin et al, 2004).....	50
Illustration 9 – Changement morphologiques et sens de transport sédimentaire sur le delta de jusant de la Barra Nova (à gauche) et modèle conceptuel décrivant les évolutions en gyres de part et d’autre du delta (Williams et al, 2003).	51
Illustration 10 – Modèle conceptuel de l’évolution de l’embouchure de la Barra Nova (Balouin et Howa, 2002).....	52
Illustration 11 – Résultats de traçage, bilan sédimentaire et schéma de fonctionnement de l’embouchure du Bevano. A gauche : nuage de propagation des traceurs, au centre : budget sédimentaire en m ³ /mois, à droite : schéma conceptuel d’hydrodynamique des vagues et courants sur le site.....	54
Illustration 12 – Images Argus. En haut à gauche : image instantannée, à droite : image moyennée ; en bas ; image moyennée et rectifiée sur laquelle on peut détecter les signatures optiques des morphologies côtières.	58

Illustration 13 – Comparaison qualitative de la bathymétrie et de la position des barres obtenue par vidéo. En haut ; image vidéo rectifiée et moyennée sur 10 min avec les lignes de contour du levé bathymétrique ; en bas, levé bathymétrique (Armaroli et al., 2005).	58
Illustration 14 – Evolution du pic d'intensité de pixel en fonction de la hauteur de vagues Hs (m)(Balouin et al., 2013). En haut: intensité de pixel normalisée sur un profil cross-shore. Les pics d'intensité (blanc proche de 1) correspondent aux zones de jet de rive et de déferlement. En bas : profil topo-bathymétrique cross-shore.....	59
Illustration 15 – Migration cross-shore lors des tempêtes. A gauche : exemple de migration offshore lors des tempêtes S7 et S8 ; à droite : déplacement vers la côte (positif) ou vers le large (négatif) en fonction de la hauteur de vagues au large (Gervais et al. 2013)	60
Illustration 16 - Etapes finales du cycle NOM et remplacement de la barre externe. Phases de ralentissements et oscillation de la barre interne, puis d'affaissement cette nouvelle barre, devenue externe (Gervais, 2012).....	61
Illustration 17 – Vitesse de migration latérale des barres en fonction de l'énergie longitudinale de la houle au large. H1 correspond à la corne de barre située le plus au NE, H2 à 6 sont les cornes successives vers le SW du Lido.....	62
Illustration 18 - Suivi temporel de la position de la barre interne en fonction des conditions hydrodynamiques. Les zones claires correspondent aux cornes des croissants de la barre interne, les zones foncés sont les ventres (Balouin et al., 2013).....	63
Illustration 19 – Exemples de déformation des barres lors de tempêtes de l'hiver 2008-2009. .	64
Illustration 20 – Séquence d'images vidéo rectifiées mettant en évidence les mécanismes de linéarisation pendant les tempêtes (Avril 2012 et février 2012) et la reconstruction, avec apparition d'un nouveau croissant au NE (H fait référence à la corne (horn) des croissants).....	65
Illustration 21 – Couplages entre les barres en croissant et les sinuosités du trait de côte, en phase (à gauche, ou en antiphasse à droite)(Castelle et al, 2010).	66
Illustration 22 – Modifications du couplage entre le trait de côte et les barres d'avant-côte pendant une tempête (Balouin et al., 2013).....	67
Illustration 23 – Evolution bathymétrique et simulation Mars-Swan des courants liés aux vagues. A gauche, observation de l'évolution morphologique et de la circulation générée par les tempête de déc 2008 et avril 2009. A droite, simulation des deux événements sur la bathymétrie initiale de dec 2008 (Gervais et al., 2011).	68
Illustration 24 - Images moyennées sur 10 min illustrant l'évolution du système de barres avant (gauche) et après (droite)le déploiement de l'étténuateur immergé.....	69
Illustration 25 : Erosion du cordon dunaire lors de la tempête de décembre 2003 (à gauche) ; franchissement sur le lido à l'Est de d'Agde lors de la tempête de décembre 2002 (à droite) ; submersion marine sur le lido de Sète à Marseillan lors de la tempête de novembre 1982.	71
Illustration 26 : Caractéristiques morphodynamiques des impacts liés aux tempêtes (source : Sallenger, 2000).....	72
Illustration 27 : Ensablement d'une villa (à gauche) et destruction (à droite) sur la plage du Racou (Argelès-sur-Mer) lors de la tempête de décembre 1997.....	73
Illustration 28 : Destruction totale de la Digue de Cerbère après la tempête de décembre 2008 (à gauche) et destruction de la RN 112 de Sète à Marseillan après la tempête de décembre 1997	74
Illustration 29 – Exemple de comparaison entre les hauteurs significatives de vagues mesurées (Candhis) et prédites (SWAN) à partir de vents CFSR à la bouée de Leucate	

(Balouin et al., 2011, en haut).En bas : nombre d'événements de tempêtes entre 1979 et 2009 par mois (à gauche) et par hiver (à droite).	76
Illustration 30 - Dégâts observés sur le littoral héraultais en fonction de la hauteur significative de la houle (d'après Gervais et al., 2011).	77
Illustration 31 – Impacts observés sur le littoral du Roussillon en fonction de l'intensité des tempêtes (Balouin et al., 2011)	78
Illustration 32 - Impacts des tempêtes marines sur le niveau marin : phénomène de surcote et de setup (Gervais, 2012).	79
Illustration 33 - Présentation théorique de l'étendue d'une inondation en cas de submersion marine (schéma a), de crue (schéma b) et de concomitance entre les deux (schéma c).80	
Illustration 34 - Paramètres influant sur la ligne d'eau d'un fleuve côtier en cas de concomitance entre une crue et une surcote.	81
Illustration 35 - Courbes de périodes de retour conjointes pour le Tech (66) et le Gapeau (83).82	
Illustration 36 – Exemple de simulations X-beach avec génération d'une brèche dans le cordon dunaire (Van Dongeren et al., 2009).	83
Illustration 37 – Comparaison entre les prévisions du modèle Mars (GFS) et le marégraphe de Sète	84
Illustration 38 - Résumé des caractéristiques de la tempête simulée.	85
Illustration 39 - Comparaison des niveaux d'eau entre le modèle Xbeach (hors zone de déferlement) et le marégraphe de Sète	85
Illustration 40 - Présentation des différents modules du prototype	86
Illustration 41 - Chaînage des modèles en vue d'obtenir les prévisions	87
Illustration 42 - Les indicateurs retenus sur le Lido de Sète et leurs seuils :EPI (à gauche) et CSI (à droite).	88
Illustration 43 - Présentation des indicateurs d'impact des tempêtes	88
Illustration 44 – Protocole d'observation basé sur trois niveaux d'intervention en relation avec la hauteur significative des vagues pendant la tempête.....	90
Illustration 45 - Localisation des impacts de la tempête de fin Octobre 2011 le long du Littoral du Languedoc-Roussillon: Erosion de la plage et de la dune (a) et submersion par franchissement et débordement (b).	91

1. Curriculum Vitae

Yann BALOUIN

Poste : Ingénieur senior, chef de projet

Etat civil : Né le 09/01/1975

Nationalité : Française

Activité professionnelle : 18 ans dont 11 au BRGM

PRINCIPAUX DOMAINES DE COMPETENCE (CNU 36)

- Expertise en risques côtiers (érosion, submersion) et impacts du changement climatique
- Sédimentologie, géomorphologie, paléogéographie,
- Hydrodynamique côtière
- Méthodes d'observation, d'analyse et d'estimation du risque côtier submersion et érosion
- Expérience de coordination et de chef de projet et d'animation d'équipe

FORMATION

- 2001 **Doctorat** en Océanographie - Géologie Marine. Université Bordeaux I
1998 **DEA** "Environnements-Paléoenvironnements Océaniques" Université Bordeaux I.
1997 **Maîtrise** Sciences de l'environnement marin, Université de Perpignan
1996 **Licence** "Sciences de la Terre, mention Géologie et Biologie marines", Barcelone
1995 **D.E.U.G.** Sciences de la Terre, Poitiers

EMPLOIS

- 2008 - aujourd'hui BRGM, Montpellier, chef de projet, Service Géologique du Languedoc-Roussillon
2004 - 2008 BRGM, Montpellier, ingénieur d'études expérimenté au Service Géologique du Languedoc-Roussillon
2002 - 2004 Université de Ferrare, Italie. Chef de projet européen Marie Curie, Département des Sciences de la Terre
2001 - 2002 Université de Bordeaux I, Attaché Temporaire à l'Enseignement et la Recherche, DGO
2001 IFREMER Brest, Chercheur contractuel, DRO/GM
1998 – 2001 Université Bordeaux I. Chercheur contractuel, prog. Européen INDIA, DGO

LANGUES Français, Anglais, Italien, Espagnol, Catalan

PARTICIPATION A DES ASSOCIATIONS OU COMITES SCIENTIFIQUES

- 2015-2016 : Membre du parlement de la Mer (Occitanie), Expert au Conseil Maritime de Façade Méditerranée
- 2011-2016: Membre de la CERF (Coastal Education and Research Foundation)
- 2004-2016 : Membre de l'EUCC (European Union for Coastal Conservation) ;
- 2004-2016 : Membre du RFRC (Réseau Français pour la Recherche Côtière) ;
- 2011-2016 : Reviewer projets ANR/VMC, ASTRID, programme FONDECYT Chili
- 2002 – 2016 : reviewer pour les revues scientifiques internationales : Coastal Eng., Continental Shelf Res., Geomorphology, earth Surface Processes and Landforms, J. of Coastal Research, Marine Geol., Natural Hazards, Ocean and Coastal Management, Paralia et Ciencias Marinas.
- 2010 – Membre invité au GT "European Union and Russia Link for Science and Technology cooperation in the area of Environment », Barnaul, Russie
- 2012 : Conférencier invité et chairman de la session "Risques côtiers » au congrès international EUREGEO, Bologne, Italie

PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES : 40 articles à comités de lectures, 46 articles de conférences, 52 rapports publics

2. Principaux projets de recherche / collaborations¹

<u>Date</u>	<u>Titre</u>	<u>Collaborations</u>	<u>Financement</u>
<u>2016-2019</u>	Encadrement de thèse (C. Bouvier) sur la dynamique des barres d'avant-côte en relation avec la mise en fonction d'un atténuateur de houle.	EPOC	BRGM 180k€
<u>2013-2016</u>	OBSCAT (Observatoire de la côte sableuse catalane). Chef de projet.	UPVD, Ecocéanodrone	BRGM/PMCU/ AE RMC : 665 k€
<u>2013-2016</u>	Projet LITEAU SOLTER (Quelles solidarités et quelles stratégies pour la résilience du littoral à la submersion marine ?) Chef de projet.	LAMETA, INEA, EID, DREAL, Art- Dev	MEEM/BRGM: 57 k€
<u>2013-2015</u>	Projet R&D NIVCOTE Méthodologie d'analyse des concomitances débits-niveaux d'eau des fleuves / niveau de la mer dans des situations de crues et tempête, en environnement de plaine côtière. Chef de projet.		BRGM: 100 K€
<u>2011-2012</u>	Etude générale pour la protection du littoral de Haute-Corse, Chef de projet. Caractérisation de la géomorphologie et de l'évolution du littoral sableux de Haute-Corse, suivi de terrain, modélisation et cartographie de l'exposition des enjeux présents aux phénomènes d'érosion et de submersion marine.		DDTM2B/BRG M: 130 k€
<u>2009-2015</u>	Coordinateur et chef de projet « Etudes stratégiques et prospectives sur l'évolution des risques côtiers en Languedoc-Roussillon – Développement et partage de la connaissance, CPER LITTORAL 2007-2013. Etudes sur les aléas érosion et submersion marine actuels et futurs, caractérisation des effets du changement climatique global, mise en œuvre et coordination d'un réseau régional de suivi des tempêtes marines et de leurs impacts.	Artelia, UPVD, GEOTEC	BRGM/ Préfecture LR, Conseil Régional LR: 828 k€
<u>2008-2012</u>	Encadrement de thèse (M. Gervais) sur les impacts des tempêtes marines sur les littoraux micro-tidaux.	UPVD	Conseil Régional LR / BRGM : 150 k€

¹ Ne sont affichés que les financements que j'ai eu à gérer personnellement.

<u>2008-2011</u>	Projet Européen FP7 MICORE (Morphological Impacts and Coastal risks induced by extreme storm events). Responsable du Work package "suivi de sites" et coordinateur français. Caractérisation des impacts de tempêtes historiques, mesures in-situ, développement d'un démonstrateur de système d'alerte des impacts des tempêtes basé sur la modélisation morphodynamique littorale.	Univ Ferrara, ARPA, Geol Survey Emilia-Romagna, Univ Algarve, Lisbon, Cadiz, Plymouth, Szczecin, Delft, Pablo de Olavide, IMDC, Bulgarian Acad of Sciences, Stichting Deltares, Proudman Ocean Lab, Consorzio Ferrara Ricerche	CE - FP7 : 545 k€
<u>2007- 2019</u>	Projet de suivi par vidéo numérique de l'efficacité de techniques de lutte contre l'érosion marine sur le lido de Sète à Marseillan. Chef de projet.		Thau Agglo/BRGM: 500 k€
<u>2007-2011</u>	Miseeva (Marine inundation hazard exposure modeling and social, economic and environmental vulnerability assessment in regard to global changes. Expert dynamique littoral et risques côtiers. Etude de la Vulnérabilité côtière comme un concept transdisciplinaire où l'évaluation de l'exposition à l'aléa submersion marine et celle de la vulnérabilité sociale, économique et environnementale se font dans une démarche commune et au regard de la spécificité de l'aléa.	BRGM, EPOC, IMN, LVMT, LAMETA, SOGREAH	ANR VMC 2007-2011
<u>2007-2010</u>	Projet d'évaluation des risques côtiers induits par les tempêtes sur le littoral de la plaine orientale de Corse. Chef de projet et expert risques côtiers. Modélisation hydrodynamique des événements de tempêtes, caractérisation de la submersion marine et de la sensibilité à l'érosion.		OEC, AE RM&C, BRGM: 388 k€
<u>2008-2010</u>	Projet « Etude générale pour la protection du littoral de la plaine orientale de Corse ». Chef de projet. Caractérisation de l'exposition des enjeux littoraux aux aléas érosion côtière et submersion marine, cartographie et préconisations d'aménagement.		DDTM2B-BRGM : 97 k€
<u>2007-2009</u>	Vulsaco (Vulnérabilité de systèmes côtiers sableux face aux changements climatiques et pressions anthropiques). Expert dynamique des littoraux méditerranéens. Identification et estimation des indicateurs de	BRGM, EPOC (Bordeaux I), Univ. du littoral, (Dunkerque), IMAGES (Univ de Perpignan), T2E	ANR 2007

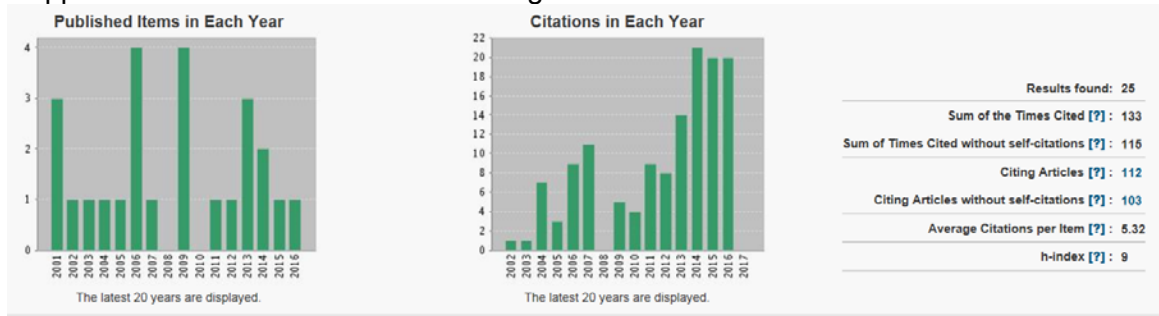
	vulnérabilité à l'érosion et à la submersion marine pour les côtes sableuses basses, de l'avant-plage à l'arrière-pays, face au changement climatique à échéance des années 2030, identification du rôle aggravant ou modérateur que peut avoir le facteur d'occupation humaine du littoral.	(UnivMontpellier), BRLi, LEGI (Univ Grenoble), LETG (Univ Nantes), Symlog (Paris)	
<u>2007-2008</u>	Cartographie de l'impact des houles cycloniques sur le littoral de Mayotte. Expert hydrodynamique. Modélisation des houles cycloniques		DE-BRGM
<u>2004-2009</u>	Réseau d'Observation du Littoral de Corse. Expert dynamique littorale et techniques de suivi. Caractérisation des évolutions côtière par des levés et observations annuelles sur 15 sites représentatifs du littoral de Corse.		OEC, AE, RM&C, CG2B, BRGM
<u>2004-2006</u>	Plan Polmar. Polmar Terre Languedoc-Roussillon/Corse. Inventaire des zones favorables à l'implantation de sites de stockage intermédiaire pour déchets pollués par hydrocarbures. Expert dynamique littorale.		DRIRE LR, BRGM
<u>2004-2016</u>	En tant qu'ingénieur du Groupement géologique Méditerranée , en appui aux services de l'Etat déconcentrés en région, et aux collectivités territoriales, montage et coordination des activités de service public du BRGM dans les domaines des risques et du littoral		
<u>2002-2004</u>	Université de Ferrara, Projet européen (Marie Curie) sur le développement de nouvelles techniques de quantification du transport sédimentaire littoral (traçages fluorescents, expérimentation, modélisation). Chef de projet	EPOC, Univ. Cadiz	CE-Marie Curie
<u>2002-2004</u>	Université de Ferrara, Projet régional (financement AGIP) sur la mise en place et le suivi de l'efficacité d'un système drainant pour la protection des plages.		AGIP
<u>2002-2004</u>	Université de Ferrara, Projet européen Coastview (Developing coastal video monitoring systems in support of coastal zone management). Responsable du site plage « naturelle » au Lido di Dante (Ravenna, Italie).	Universities of Plymouth, Utrecht, Bologna, Cantabria, Copenhagen, Ferrara, Delft Hydraulics, Rijkswaterstaat, UK Env. Agency, Emilia-Romagna Gov., Santander	CE-FP5

		Port Authorities, CIIRC, Oregon State Univ	
<u>2001</u>	Ifremer, Evaluation des impacts d'extractions de granulats marins sur l'érosion du trait de côte		IFREMER
<u>2001</u>	Exploitation des données de courantométrie des ADCP de coque des navires océanographiques pour évaluer la mobilité sédimentaire dans les têtes de canyons du Golfe du Lion.		IFREMER
<u>1998-2001</u>	Projet européen INDIA (MAST III). Responsable scientifique français et coordinateur de l'acquisition, le traitement et l'exploitation des données. Caractérisation de la dynamique d'une embouchure lagunaire artificielle (Ria Formosa, Portugal), et de l'impact des tempêtes sur les écoulements et les morphologies.	Univ Liverpool Amsterdam, Plymouth, James Cook, Algarve, Bordeaux, S Carolina, Instituto Hidrográfico, Proudman Ocean Lab, Woods Hole Ocean Institute, Southampton Ocean Centre, Inst. Meteorelogia	CE- MAST III

3. Publications scientifiques

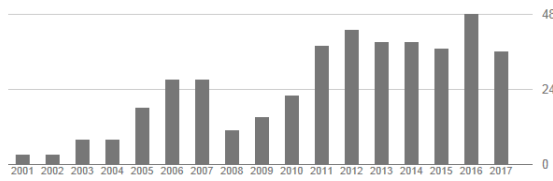
3.1. PUBLICATIONS A COMITE DE LECTURE²

Rapport de citations Isi Web of Knowledge du 1^{er} décembre 2016



Rapport de citation GoogleScholar du 1^{er} decembre 2016

Nombre de citations par an



Citations	Toutes	Depuis 2012
Citations	436	242
indice h	13	8
indice i10	17	7

En préparation

- **Bouvier, C., Balouin, Y.** et Castelle, B. Nearshore bar dynamics associated with the implementation of a submerged breakwater: video assessment at the Lido of Sète Beach.
- Belon, R., **Balouin, Y.** and Chevet, T. Use of time-lapse photography to observe the dynamics of Posidonia Oceanica seagrass litter and its impact on shoreline evolution in pocket beaches of Corsica island.

Soumises

- Paris, F., Stépanian, A., Pedreros, R., Bulteau, T., **Balouin, Y.** Modélisation dynamique à l'échelle régionale : cas de la plaine de Camargue. GCGC, Paralia.
- Vinchon, C., Hérivaux, C., Maton, L., Meur-Ferec, C., Rey-Valette, H., Rulleau, B., Serrand M., Grisel M., **Balouin, Y.**, Baron-Yelles, N., Flanquart, H., Garcin, M., Hellequin A-P., Lecacheux, S., Pedreros R., 2013. Benefits of a trans-disciplinary approach to assess the vulnerability of a territory to coastal inundation, in a climate change context. Case study on the coastal zone of Languedoc-Roussillon (Southern France). Subm. To Ocean and Coastal Management.

² sont indiqués en rouge les étudiants que j'ai eu à encadrer lors de mes activités

Publiées

- 40 - Le Roy, S., Stépanian, A., Pedreros, R., Bulteau, T., Nicolae-Lerma, A., **Balouin, Y.** Modélisation dynamique à haute résolution de la submersion marine : plaine du Ceinturon, Hyères-les-Palmiers. GCGC 2016, Paralia, 10 p.
- **39 - Balouin, Y., Longueville, F. and Colombet, Y.,** 2016. Video assessment of nearshore and beach evolution following the deployment of a geotextile wave breaker. SI 75. J. of Coastal Research, pp. 617-621 .
- 38 – Rey-Valette, H., Rulleau, B., **Balouin, Y.** and Herivaux, C., 2016. Quelles valeurs des plages face au risque de submersion marine ? Economie Rurale, 351: 49-65.
- 37 - **Gervais, M., Balouin, Y.** and Certain, R., 2015. A conceptual morphodynamic model including storm impacts for microtidal beaches. Proceedings of CM² International conference, Paralia, 291-296.
- 36 – Le Cozannet, Rohmer, J., Cazenave, A., Idier, D., Van de Wal, R., De Witner, R., Pedreros, R., **Balouin, Y.,** Vinchon, C. and Oliveros, C., 2015. Evaluating uncertainties of future marine flooding occurrence as sea level rises. Environmental Modelling and Software. 73: 44-56.
- 35 – Nicolae-Lerma, A., Paris, F., Elineau, S. **Balouin, Y.,** Durand, P., Anselme, B., Defossez, S. and Goeldner-Gianella, L., 2015. Modelisation numérique de l'aléa de submersion appliquée à l'élaboration des plans d'évacuation et à la gestion de crise, exemple de la commune de Leucate. Proceedings of CM² International conference, Paralia, 219-224.
- **34 - Balouin, Y., Longueville, F. and Colombet, Y.,** 2015. Video monitoring of soft Coastal defenses at the lido of Sète, France. Proceedings of CM² International conference, Paralia, 191-196.
- 33 – **Balouin, Y.,** Belon, R. et al., 2014. Evolution of Corsican pocket beaches. Journal of Coastal Research SI 70:96-101.
- 32 - **Balouin, Y.,** Rey-Valette, H. and **Picand, P-A.,** 2014. Automatic assesment and analysis of beach attendance using video images at the Lido of Sète beach, France. Ocean and Coastal Management, 102:122-144.
- 31 – **Gervais, M., Balouin, Y.** and Certain,R., 2013. The major control parameters of storm morphological evolution on a micortidal beach. Proceedings of 7th Coastal Dynamics Conférence, Arcachon, 24-28 June 2013, pp. 151-160.
- 30 – **Balouin, Y.** and **Gervais, M.,** 2013. Morphological feedback between nearshore bars and shoreline dynamics during storm events – video observations at Sète beach, France. Proceedings of 7th Coastal Dynamics Conférence, Arcachon, 24-28 June 2013, pp. 151-160.
- 29 – **Balouin, Y.,** Stépanian, A. & Belon, R., 2013. The Corsican coastal monitoring network. In: Coastal Erosion Monitoring – A network of regional observatories, Ed. L.E. Cipriani. 05/2013. Nuova Grafica Fiorentina.
- 28 - De la Torre, Y., **Balouin, Y.,** Guerinel, B. and Heurtefeux, H., 2013. The “Storm network”, a participative network for the monitoring of coastal storms along the littoral zone of the Gulf of Lions, France. Journal of Coastal Research. SI65(1): 927-932.
- **27 - Balouin, Y., Tesson, J. and Gervais, M.,** 2013. Cuspate shoreline relationship with nearshore bar dynamics during storm events – field observations at Sete beach France. Journal of Coastal Research. SI65(1): 440-445.
- 26 – Idier, D., **Balouin, Y.,** Bohn Bertoldo, R., Bouchette, F., Boulahya, F., Brivois, O., Calvete, D., Capo, S., Castelle, B., Certain, R., Charles, E., Chateauminois, E., Delvallee, E., Falques, A., Fattal, P., Garcin, M., Garnier, R., Hequette, A., Larroude, P., Lecacheux, S., Le Cozannet, G., Maanan, M., Mallet, C., Maspataud, A., Oliveros, C.,

- Paillart, M., Parisot, J-P., Pedreros, R., Poumadere, M., Robin, N., Robin, M., Romieu, E., Ruz, M-H., Thiebot, J., Vinchon, C., 2013. The VULSACO project, vulnerability of sandy coast to climate variability: method, results and lessons. *Climate Research* 57: 19-44..
- 25 - **Gervais, M. Balouin, Y.**, Thiebot, J., Certain R., **Bélon, R.**, Pedreros, R., Robin N. and Berne, S., 2011. Morphodynamic evolution of nearshore bars in response to winter storms (Lido de Sète NW Mediterranean. *Journal of Coastal Research*, SI 64 (2011) 1855-1860.
 - 24 - **Gervais, M., Balouin, Y.** and **Belon, R.**, 2011. Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lion Coastline, France. *Geomorphology*, 143-144: 69-80.
 - **23 - Balouin, Y., Desbiendras, L., Gervais, M.** et **Tesson, J.**, 2012. Dynamique à haute fréquence des barres d'avant-côte en milieu microtidal : suivi du Lido de Sète, Golfe du Lion. GCGC2012, Paralia, 10 p.
 - 22 - **Belon, R., Balouin, Y.**, Thiebot, J., Delvallée, E., Idier, D. et Pedreros, R., 2012. Prévion des impacts de tempête : exemple du démonstrateur MICORE sur le Lido de Sète. GCGC2012, Paralia, 12 p.
 - 21 - **Gervais, M. Balouin, Y., Bélon, R.**, Certain R., Robin N. and Berne, S., 2010. Impacts des tempêtes sur la morphologie d'un littoral microtidal : le site du Lido de Sète à Marseillan, Golfe du Lion. Paralia, GCGC 2010, p. 263-274.
 - 20 - Van Dongeren, Bolle, Voudoukas, Plomaritis, Eftimova, Williams, Armaroli, Idier, Van Geer, Van Thiel de Vries, Haerens, Taborda, Benavente, Trifonova, Ciavola, **Balouin**, Roelvink, 2009. MICORE: Dune erosion and overwash model validation with data from nine european field sites. ASCE : *American Society of Civil Engineers Proceedings CD'09 - Coastal Dynamics International Conference - Tokyo, 7-11/09/2009*, 15 p.
 - 19 - Ferreira, Ciavola, Armaroli, **Balouin**, Benavente, Del Rio, Deserti, Esteves, Furmanczyk, Haerens, Matias, Perini, Taborda, Terefenko, Trifonova, Trouw, Valchev, Van Dongeren, Van Koningsveld and Williams, 2009. Coastal Storm Risk Assessment in Europe: Examples from 9 study sites. *Journal of Coastal Research*, SI 56, Vol 2: 1632-1636.
 - 18 - Jimenez, J., Ciavola, P., **Balouin, Y.**, Armaroli, C., Bosom, E. & **Gervais, M.**, 2009. Geomorphic coastal vulnerability to storms in microtidal fetch-limited environments: application to NW Mediterranean and N Adriatic Seas. *Journal of Coastal Research*. SI 56, Vol 2: 1641-1645.
 - 17 - Vinchon C., Aubié S., **Balouin Y.**, Closset L., Idier D., Mallet C., 2009. Anticipate response of climate change on coastal risks at regional scale in Aquitaine and Languedoc Roussillon (France). *Ocean and Coastal Management* **52** (2009) 45-56.
 - **16 - Balouin Y.**, Heurtefeux, H., 2007. Utilisation de la technologie du Lidar bathymétrique pour le suivi du littoral : retours d'expériences sur le littoral Méditerranéen. *Revue française de photogrammétrie et de télédétection*, 186 :74-80.
 - **15 - Balouin, Y.**, Ciavola, P., Anfuso, G., Armaroli, C., Corbau, C. And Tessari, U., 2006. Morphodynamics of intertidal sand bars: field studies in the northern Adriatic, NE Italy. *Journal of Coastal Research*, SI 39: 323-328.
 - **14 - Balouin, Y.**, Ciavola, P. and Michel, D., 2006. Support of subtidal tracer studies to quantify the complex morphodynamics of a river outlet: the Bevano, NE Italy. *Journal of Coastal Research*, SI 39: 602-607.
 - 13 - Armaroli, C., **Balouin, Y.** , Ciavola, P. and **Gatti, M.**, 2006. An integrated study of shoreline variability using GIS and ARGUS techniques. *Journal of Coastal Research*, SI39, ICS2004.

- 12 - Ciavola, P., **Balouin**, Y., Billi, P., Armaroli, C., Preciso, E. Salemi, E., 2005. Morphodynamics of the Bevano stream outlet: the role of bedload yield. *Journal of technical & environmental Geology*, 1: 41-57.
- 11 - **Balouin**, Y., 2005. Les embouchures tidales et leur delta : description et fonctionnement. *Océanis*, 29 (1-2) : 181-207.
- 10 - **Balouin**.Y., Howa.H., Pedreros.R., Michel.D. (2005) Longshore sediment movements from tracers and models, Praia de Faro, South Portugal., *Journal of Coastal Research*, Vol. 21, n°1, pp. 146-156.
- 9 - Armaroli, C., **Balouin**, Y., Ciavola, P. & **Zanella**, M., 2005. Bar changes due to storm events using Argus: Lido di Dante, Italy. *Coastal Dynamics 2005*, Ed: A. Sanchez-Arcilla, ASCE, pp. 1187-1200.
- 8 - **Balouin**, Y., Ciavola, P. & Armaroli, C., 2005. Sediment transport patterns and coastal evolution at Lido di Dante beach, Adriatic Sea. Italy. *Coastal Dynamics 2005*, Ed: A. Sanchez-Arcilla, ASCE, pp. 826-838.
- 7 - **Balouin**, Y., Morris, B.D., Davidson, MA. And Howa, H., 2004. Morphology evolution of an ebb-tidal delta following a storm perturbation : assessments from remote sensed video data and direct surveys. *Journal of Coastal Research* 20(2): 415-423.
- 6 - **Balouin**, Y. Ciavola, P., Anfuso, G. And Armaroli, C., 2003. Relationship between bar migration and swash duration: field assessments at Lido di Volano Beach, Adriatic Sea, Northern Italy. 3rd IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics. A. Sanchez-Arcilla and Bateman, A.(Ed.), Barcelona, pp 1121-1133.
- 5 - Williams, J. J., O'Connor, B. A., Arens, S. M., Abadie, S., Bell, P., **Balouin**, Y., Van Boxel, J. H., Do Carmo, A. J., Davidson, M., Ferreira, O., Heron, M., Howa, H., Hughes, Z., Kaczmarek, L. M., Kim, H., Morris, B., Nicholson, J., Pan, S., Salles, P., Silva, A., Smith, J., Soares, C. and Vila-Concejo, A. (2003), "Tidal inlet function: Field evidence and numerical simulation in the INDIA project", *Journal of Coastal Research*, 19(1), 189-211
- 4 - **Balouin**, Y. and Howa, H., 2002. Sediment transport pattern at La Barra Nova tidal inlet: a conceptual model. *Geo-Marine Letters*, DOI 10.1007/s00367-001-0087-1.
- 3 - Kaczmarek, L., Ostrowski, R., **Balouin**, Y., and Howa, H., 2001. Longshore Sediment Transport Model against Field Tracer Data at Ancao Peninsula (Portugal) and Lubiawo (Poland). *Coastal Dynamics '01*, ASCE: pp. 122-131. doi: 10.1061/40566(260)13
- 2 - **Balouin**, Y. and Howa, H. (2001) Sediment Transport Patterns at the Barra Nova Inlet, South Portugal: A Conceptual Model. *Coastal Dynamics '01*, ASCE: pp. 463-472. doi: 10.1061/40566(260)47
- 1 - **Balouin**, Y., Howa, H. and Michel, D., 2001. Swash platform morphology in the ebb-tidal delta of the Barra Nova inlet, South Portugal. *Journal of Coastal Research*, 17(4):784-792.

3.2. ARTICLES DE CONFÉRENCES

- Le Roy, S., Stépanian, A., Pedreros, R., Bulteau, T., Nicolae-Lerma, A. and **Balouin**, Y., 2016. Assessing coastal flooding hazard in urban areas: the case of estuarian villages in the city of Hyères-les-Palmiers. *Floodrisk 2016*, 17-21/10/2016, Lyon, 8p.
- **Balouin**, Y., 2016. Effets du changement climatique sur le littoral. Colloque « Journée Mondiale des zones Humides » du syndicat mixte Rivage, Le Barcarès, 02/02/2016.
- **Balouin**, Y. et Howa, H., 2015. Tendances et gestion de l'érosion côtière. Colloque Agir Aujourd'hui pour le littoral de demain. Approches pragmatiques issues de retours d'expériences et d'apports de la Recherche. 17-18/11/2015, Montpellier.

- Le Cozannet, G., Rohmer, J., Cazenave, A., Idier, D. Van de Wal, R., De Witner, R., Pedreros, R., **Balouin, Y.**, Vinchon, C. and Oliveros, C., 2015. Evaluating uncertainties of future marine flooding occurrence as sea-level rises. Workshop Global and Regional Sea Level variability and change, June 2015. Palma de Mallorca, Spain.
- **Balouin, Y.** et Rey-Valette, H., 2015. Evaluation automatique et analyse de la fréquentation des plages par suivi vidéo sur le Lido de Sète, France. 5^{ème} Colloque international ASTRES « Observer les touristes pour mieux comprendre les tourisimes ». La Rochelle, Juin 2015.
- **Balouin, y.**, 2014. Video assessment of nearshore and beach evolution following the deployment of soft defenses. Argus International Workshop, Deflt (NL)
- **Balouin, y.**, 2014. Multi-thematic monitoring of the Lido of Sète beach using and Argus Video system. Argus International Workshop, Deflt (NL)
- **Balouin, Y.** and **Colombet, Y.**, 2014. Dynamique à haute fréquence d'une barre d'avant-côte sous influence d'un atténuateur de houle : suivi par vidéo du Lido de Sète. 24^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Pau, 31/10/2014.
- Belon, R., **Balouin, Y.** et al., 2014. Evolution des plages de poches de Corse : vers un modèle conceptuel. Article pour les XIII^{èmes} Journées Génie Côtier – Génie Civil, 2-4/07/2014, Dunkerque. 13 p.
- Rey-Valette, H. **Balouin, Y.**, Bazart, C., Bernier Boissard, C., Clément, V., Delanoë, O., Foucher, Y., Guérinel, B., Hérivaux, C., 2014. Analyse des solidarités territoriales facilitant l'adaptation à la remontée du niveau de la mer. Quelques enseignements issus du projet SOLTER en Languedoc-Roussillon. Int. Conf. COCORISCO : Coastal Risks : Hazards, Issues, representations, management. Brest. Pp. 376-385.
- De La Torre, Y., **Balouin, Y.**, Heurtefeux, H., Lanzelloti. P., Guérinel, B., Dufresne, P., Garcia, C., 2014. Réseau Tempête Languedoc-Roussillon : Une démarche régionale pour mieux appréhender les tempêtes marines et leurs impacts sur le littoral. Pp. Int. Conf. COCORISCO : Coastal Risks : Hazards, Issues, representations, management. Brest. Pp.115-123.
- **Balouin, Y.**, Ferreira, O. and Ciavola, P., 2012. Impacts des changements climatiques sur les événements de tempêtes affectant les littoraux européens. Actes du congrès SHF « Evénements extrêmes fluviaux et maritimes, Paris, France.
- Rey-Valette, H., **Balouin, Y.** Rulleau, B., Sourrisseau, E. et Vinchon, C., 2012. Vulnérabilité des plages du Languedoc-Roussillon face au risque de submersion marine lié au changement climatique. Actes du congrès SHF « Evénements extrêmes fluviaux et maritimes, Paris, France.
- Rey-Valette, H., Kuhfuss, L., **Balouin, Y.** Hérivaux, C., 2012. Quelles réponses des politiques publiques face à un risque de long terme ? Actes des journées « Impacts du changement climatique sur les risques côtiers », Orléans, France.
- Vinchon C., Angenais A. L., Berthelie E., Garcin M., Grisel M., Hérivaux C., Kuhfuss L., Maton L., Meur-Ferec C., Rey-Valette H. et al. 2011. Evolution of coastal zone vulnerability to marine inundation in a global change context. Application to Languedoc-Roussillon (France). Actes du colloque "Vulnérabilité des systèmes côtiers au changement global et aux événements extrêmes, Biarritz, France.
- Dehouck, A., Almar, R., **Balouin, Y.**, Jaud, M. et Delacourt, C., 2010. Bathymétrie littorale par télédétection : méthodes, précision et finalités. Actes des XI^{èmes} Journées de Génie Civil – Génie Côtier, Les sables d'Olonnes, 22-25 juin 2010.
- Robin, Certain, Godon, Aleman, **Gervais**, Bouchette, Meule, Barusseau, Ferrer, **Balouin**, Brambilla, 2010. Caractérisation des profils de courants pendant des

événements de tempête sur une plage à barre rectiligne en milieu microtidal. XIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil - Les Sables d'Olonne - 22-25 juin 2010, p. 113-120

- **Gervais**, **Balouin**, **Belon**, Certain, Robin, Berné, 2010. Impacts des tempêtes sur la morphologie d'un littoral microtidal : le site du Lido de Sète à Marseillan, Golfe du Lion. XIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil - Les Sables d'Olonne - 22-25 juin 2010 p. 263-275.
- Vinchon.C., **Balouin**.Y., Baron-Yelles.N., Berthier.E., Bonneton.P., Charles.J.C., Delvallee.E., Flanquart.H., Garcin.M., Hellequin.A.P., Hérivaux.C., Krien.Y., Lecacheux.S., Le Cozannet.G., Marche.F., Maton.L., Mazeiraud.V., Meur-Ferec.C., Pedreros.R., Poisson.B., Rey-Valette.H., Romieu.E., Rulleau.B. (2010) MISEEVA : set up of a transdisciplinary approach to assess the vulnerability of the coastal zone to marine inundation at regional and local scales, within a global change context., in CoastNet Littoral 2010 - Londres - UK - 21-23/09/2010.
- Poumadère M., Bertoldo R.B., **Balouin** Y., Idier D., Mallet C., Robin M., Ruz M.H., Oliveros C. (2010) Gouvernance des risques climatiques et vulnérabilité du littoral: Méthodologie du scénario 2030, de l'atelier de parties prenantes et des représentations sociales, Journées Impacts du Changement Climatique sur les Risques Côtiers, Orléans, 15-16 nov. 2010.
- Pedreros R., Lecacheux S., Delvallée E., **Balouin** Y., Garcin M., Krien Y., Le Cozannet G., Poisson B. et Thiébot J. (2010) Mise en place d'une approche multi modèles pour évaluer l'exposition du littoral languedocien aux submersions marines dans un contexte de changement climatique. Journées Impacts du Changement Climatique sur les Risques Côtiers, Orléans, 15-16 nov. 2010.
- **Balouin**.Y., **Gervais**.M., **Belon**.R., Le Cozannet.G., Lecacheux.S., Krien.Y., Idier.D., Pedreros.R. (2009) Caractérisation des tempêtes et de leur évolution sur le littoral du Golfe du Lion., in 1ère conférence méditerranéenne côtière et maritime CM2 - Hammamet - Tunisie - 02-04/12/2009, p. 79-82.
- **Gervais**, M., **Balouin**, Y., **Belon**, R., Robin, N., Certain, R., Berné, S., 2009. Réponses morphologiques d'un littoral sableux microtidal lors de tempêtes hivernales – Expérimentations sur le site du Lido de Sète à Marseillan, Golfe du Lion. 12^{ème} congrès de l'Association des Sédimentologues Français – Rennes - 25-31 Octobre 2009, 2 p
- **Gervais**, M., **Balouin**, Y., Vanroye, C., **Belon**, R. and Lecacheux, S., 2009. Effect of climate change on storm occurrence in the Gulf of Lions. European Conference on Coastal Lagoon Research, ECOCLR – Montpellier – France – 14 au 18/12/2009
- Godon, C., Robin, N., Aleman, N., **Gervais**, M., Certain, R., Meulé, S., Bouchette, F., **Balouin**, Y. et Brambilla, E., 2009. Hydrodynamique d'une plage à barre rectiligne en milieu microtidal. 12^{ème} congrès de l'Association des Sédimentologues Français – Rennes - 25-31 Octobre 2009, 2 p
- Vinchon C., **Balouin** Y., Idier D., Mallet C. (2008) La réponse du trait de côte au changement climatique: évolution des risques côtiers en Aquitaine et en Languedoc-Roussillon dans le siècle à venir, Littoral 2008 conf., nov 2008, Venice, Italy, 2008.
- Vinchon C., **Balouin** Y., Idier D., Garcin M., Mallet C. (2007) La réponse du trait de côte au changement climatique: évolution des risques côtiers en Aquitaine et en Languedoc-Roussillon dans le siècle à venir, Proc. of the int. pluridisciplinary Conf. "The littoral : challenge, dialogue, action" - Lille, France, 16-18 january 2007.
- Ciavola, P., Perini, L., Luciani, P, Armaroli, C., **Balouin**, Y., 2006. An application of terrestrial lidar surveys for the evaluation of duneerosion generated by storm events. In ECONGEO 2006 - 5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems - Barcelonne - Espagne - 13-16/06/2006.

- Vinchon.C., **Balouin.Y.**, Closset.L., Garcin.M., Idier.D., Mallet.C., 2006. Evaluation de la réponse géomorphologique du trait de côte au changement climatique. in ATLANTIA - Colloque International Interactions Nature-Société - La Baule, France - 3-6/05/2006, 6 p.
- Vinchon.C., Idier.D., Garcin.M., **Balouin.Y.**, Mallet.C., Closset.L., McInnes.R., Jakeways.J., Fairbank.H. (2006) Mapping the regional impact of climate change on coastal risks., in ECONGEO 2006 - 5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems - Barcelonne - Espagne - 13-16/06/2006.
- Ciavola, P., **Balouin, Y.** & Armaroli, C. - River mouth development in the northern Adriatic: the Bevano case-study and the dilemma of no-intervention. Abstracts ICCM '05, Tavira, Portugal, pp. 191-194, 2005.
- **Balouin, Y.**, Ciavola, P., Armaroli, C. & **Capatti, D.** - Nearshore bars as a natural protection of beaches, field evidences from Lido di Dante beach, Adriatic Sea. Abstracts ICCM '05, Tavira, Portugal, pp. 295-303, 2005.
- Armaroli, C., **Balouin, Y.**, Ciavola, P. & **Zanella, M.** - Bar changes due to storm events using Argus: Lido di Dante, Italy. Abstracts of Coastal Dynamics 2005, Barcelona, Spain, pp. 84-85, 2005.
- **Balouin, Y.**, Ciavola, P. & Armaroli, C. - Sediment transport patterns and coastal evolution at Lido di Dante beach, Adriatic Sea. Italy. Abstracts of Coastal Dynamics 2005, Barcelona, Spain, pp. 118-119, 2005.
- Ciavola, P., **Balouin, Y.**, Geremia, F., Armaroli, C., 2005. The back-barrier wetland system of Vendicari (SR): prediction of dune overwashing using shoreline variability indicators. UNESCO-ROSTE International Conference: Lagoons and Coastal Wetlands in the Global Change Context – Impacts and Management issues (Venice, April 2004), UNESCO proceedings series, 10 p.
- Castiglione, E., Ciavola, P., **Balouin, Y.**, 2005. Migrazione ciclica di secche sabbiose alla foce dei Fiumi Uniti (Ravenna). Convegno Nazionale del Associazione Italiana di Geografia fisica e Geomorfologia: Montagne e Pianure. Padova 15-16-17 febbraio 2005. Riassunti pp. 66-68.
- Ciavola, P. **Gatti, M.**, Armaroli, C. And **Balouin, Y.**, 2004. Valutazione della variazione della linea di riva nell'area di Lido di Dante (RA) tramite GIS e monitoraggio con GPS cinematico. Atti dei Convegni dei Lincei, 205:113-121.
- **Balouin, Y.**, Howa, H. Et De Resseguier, A., 2002. Quantification du transport littoral par traçages fluorescents. Application au site de la péninsule d'Ancao, Sud Portugal. VII^{èmes} Journées nationales Génie Côtier – Génie Civil, Anglet 15-17 Mai 2002. 10 p.
- **Balouin, Y.** et Howa, H., 2001. Morphodynamique d'une embouchure mésotidale : la Barra Nova, Sud Portugal, XXVI^oCool. Union des Océanographes de France, Lille, 5-7-09-2001, 4p.
- **Balouin, Y.** and Howa, H., 2001. Sediment transport pattern at the Barra Nova inlet, South Portugal: a conceptual model. Proc. 4th Coastal Dynamics Conf. Lund, Sweden, p. 463-472.
- Kaczmarek, L.M., Ostrowski, R., **Balouin, Y.** and Howa, H., 2001. Longshore sediment transport model against field tracer data at Ancao Peninsula (Portugal) and Lubiawo (Poland). Proc. 4th Coastal Dynamics Conf. Lund, Sweden, p. 122-131.
- **Balouin, Y.** and Howa, H., 2000. Morphodynamics of a swash bar in the context of the evolution of a swash platform associated with an ebb-tidal delta. Proc. Marine Sandwave Dynamics International Workshop, Lille (F), 23-24/03/2000. P 1-8.
- **Balouin, Y.**, Howa, H. And Ferreira, O., 2000. Short term morphodynamics and sediment movements et the Barra Nova ebb-tidal delta. 3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin: INDIA Workshop EU MAST3 Project. Faro, Portugal, p. 38-39.
- Howa, H., **Balouin, Y.** and De Resseguier, A., 2000. Use of automatic detectors for beach tracer studies. 3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin: INDIA Workshop EU MAST3 Project. Faro, Portugal.

- **Balouin, Y.**, Howa, H., Michel, D., 1999. Construction d'une plate-forme de swash associée au delta de jusant d'une embouchure mésotidale, La Barra Nova, Sud Portugal. 7° Congrès de l'ASF, Nancy, nov. 1999.
- **Balouin, Y.**, Masse, L. and Tessier, B., 1999. Enregistrements sédimentaires de la dynamique tidale dans une vasière intertidale de l'estuaire de la Gironde. 7° Congrès de l'ASF, Nancy, nov. 1999.

3.3. RAPPORTS PUBLICS

2016

- Lothe, M., **Balouin, Y.**, Palvadeau, E., Stépanian, A. et Belon, R. coll. Maldan, F., Bodéré, G., Latapy, A., Bouvier, C., Sibert, V., Dailloux, D. et Sabarich, L., 2016. Observatoire de la côte sableuse catalane : OBSCAT : rapport technique d'année 3. Rapport BRGM/RP-66077-FR. 220 p., 2 ann.
- Desmazes F., Muller H. Nicolae Lerma A., Bulteau T. et **Balouin Y.** (2016) - Méthodologie de détermination et d'estimation du recul maximal des dunes lors d'évènements extrêmes. Phase 2 - Année 2. Rapport final. BRGM/RP-65439-FR, 94 p., 66 ill., 1 ann.
- **Balouin, Y.**, Colombet, Y. et Longueville, F., 2016. Suivi par vidéo numérique de l'expérimentation de techniques de protection du Lido de Sète à Marseillan. Rapport final BRGM/RP-65607-FR. 2 Vol.
- Belon, R., **Balouin, Y.**, Bodéré, G., Merour, A., Riotte, C., Dectot, G. et Calistri, A., 2016. Atlas littoral de la Haute-Corse de Bastia à Galeria – phase finale. Rapport final BRGM/RP-64052-FR, 86 p.

2015

- Nachbaur, A., **Balouin, Y.**, Nicolae-Lerma, A., Douris, L. et Pedreros, R., 2015. Définition des cellules sédimentaires du littoral martiniquais. Rapport final BRGM/RP-64499-FR, 95 p., 2 annexes.
- **Balouin, Y.** Synthèse des connaissances sur les phénomènes d'érosion de Torrelles-plage et du Lydia. Rapport d'expertise BRGM/RP-64567-FR. 18 p.
- Desmazes, F., **Balouin, Y.**, Nicolae Lerma, A. et Vinchon, C., 2015. Gestion des sédiments et prévention des risques de recul du trait de côte. Rapport de phase 1 BRGM/RP-64854-FR, 62 p.
- De La Torre, Y., **Balouin, Y.**, Mouroux, X. Belon, R. et coll., 2015. Observatoire de la côte sableuse catalane : OBSCAT : rapport technique d'année 2. Rapport BRGM/RP-63774-FR. 140 p., 4 ann.
- Belon, R., Stépanian, A., Bodéré, G. **Balouin, Y.** et Imbault, M., 2015. Réseau d'observation du littoral de la Corse – Rapport d'observations 2013. Rapport BRGM/RP-64582-FR. 180 p.
- De La Torre, Y., Belon, R., **Balouin Y.** et Bodéré, G., 2015. Réseau tempête Languedoc-Roussillon 2013-2014. Rapport BRGM/RP-64178-FR. 35 p+ annexes.

2014

- De La Torre, Y., De Santis, C., **Balouin, Y.**, Belon, R. et Maldan, F., 2014. Observatoire de la côte sableuse catalane : OBSCAT : rapport technique d'année 1. Rapport BRGM/RP-63774-FR. 251 p., 7 ann.
- De La Torre, Y., Belon, R., **Balouin Y.** et Stépanian A., 2014. Inventaire et analyse des solutions douces de gestion de l'érosion côtière et applicabilité au littoral de Corse. Rapport BRGM/RP-63034-FR. 59 p.

2013

- Belon, R., **Balouin.Y.**, Merour, A., Riotte, C. et Bodere, G. 2013. Atlas littoral de la Haute-Corse de Bastia à Galeria. Phase 1. Rapport BRGM/RP-62214-FR, 125 p.
- De La Torre, Y., **Balouin, Y.** et Morel, O., 2013. « Réseau Tempête » Languedoc-Roussillon : activité 2012-2013 et développement des outils en ligne. Rapport BRGM/RP-62731-FR. 35 p.
- Stépanian A. et **Balouin Y.**, 2013. Evolution à long terme des morphologies côtières sur le littoral du Languedoc-Roussillon. Rapport BRGM/RP-62921-FR. 66 p.
- **Balouin.Y.**, 2013. Suivi par vidéo numérique des techniques de protection du littoral de Sète à Marseillan – Rapport d'avancement. Rapport BRGM/RP-60874-FR. 60 p.

2012

- **Balouin.Y.**, Belon, R., 2012. Evaluation des submersions marines lors des tempêtes en Languedoc-Roussillon. Atlas cartographique. Rapport BRGM/RP-61306-FR, 124 p.
- **Balouin.Y.**, Belon, R., Stepanian, A. et Bodere, G., 2012. Etude générale pour la protection du littoral de la plaine orientale de Corse – Préconisations de gestion. Rapport BRGM/RP-61650-FR. 52 p.
- Stépanian A., Palvadeau, E., **Balouin Y.**, Belon R., 2012. Compte-rendu de la participation de 2009 à 2011 du BRGM Corse au comité scientifique mis en place dans le cadre du projet d'extension du port de Bastia. Rapport BRGM/RP-61265-FR. 23 p., 1 ann.
- **Balouin.Y.**, Desbiendras, L. et Tesson, J., 2012. Suivi par vidéo numérique des techniques de protection du littoral de Sète à Marseillan – phase 1 : présentation et validation du système Argus. Rapport BRGM/RP-60874-FR. 49 p.
- De La Torre, Y. et **Balouin, Y.**, 2012. Mise en œuvre opérationnelle du « Réseau Tempête » sur le littoral du Languedoc-Roussillon. Rapport BRGM/RP-60694-FR. 97 p., 5 ann.

2011

- **Balouin.Y.**, De La Torre.Y., Tirard.E., 2011. Les tempêtes marines sur le littoral du Languedoc-Roussillon - Caractérisation et faisabilité d'un réseau de surveillance des tempêtes et de leurs impacts. Rapport BRGM/RP-59516-FR75 p., 3 ann.
- Yates-Michelin.M., Le Cozannet.G., **Balouin.Y.**, 2011. Etat des connaissances sur les effets potentiels du changement climatique sur les aléas côtiers en Languedoc-Roussillon. Rapport BRGM/RP-58872-FR. 83 p., 2 ann.
- Stépanian A., **Balouin Y.**, Belon R., Bodere G., 2011. "ROL - Etude complémentaire sur l'impact des tempêtes sur le littoral de la plaine orientale de Corse - Etat des connaissances sur les impacts des tempêtes sur le littoral. Rapport final Rapport BRGM/RP-59046-FR. 137 p., 4 ann.
- **Balouin.Y.**, Belon R., Delvallee E., Lamy M., Bodere G., 2011. ROL - Etude complémentaire sur l'impact des tempêtes sur le littoral de la Plaine Orientale de Corse - Cartographie de la submersion marine et des enjeux exposés. Rapport BRGM/RP-59724-FR. 39 p. + Volume cartographique

2010

- Le Boursicaud. F., **Balouin.Y.**, Nguyen D., Gal C., Richarte D., 2010. Repérage d'établissements sensibles potentiellement situés sur ou à proximité d'anciens sites industriels dans la région Languedoc-Roussillon. Rapport BRGM/RP-59702-FR. 38 p., 1 ann.
- Stépanian A., **Balouin Y.**, Bodere G., Hennequin V., Palvadeau E., 2010. Réseau d'Observation du Littoral de Corse – Rapport d'observation 2009. Rapport BRGM/RP-58563-FR. 168 p.

- Stépanian A., **Balouin** Y., Bacon A., Bodere G., Danger Y., Hennequin V., 2010. Atlas littoral de la plaine orientale de Corse - Rapport BRGM/RP-59058-FR. 78 p.

2009

- Stépanian A., **Balouin** Y., Bodere G., Hennequin V., Palvadeau E., 2009. Réseau d'observation du littoral Corse – Sites sensibles à évolution forte et problématique. Note d'avancement : Lecture et exploitation des données de Tavignano et Porticciolo. Année 2009. Rapport BRGM/RP-57768-FR. 63 p.
- Vinchon C., Meur-Ferec C., **Balouin** Y., Baron-Yelles N., Berthellier E., Garcin M., Herivaux C., Lecacheux S., Le Cozannet G., Maton L., Pedreros R., Rey-Valette H., Bonneton P., Debost S., Delvallee E., Hellequin P., Flanquaert H., Mazeiraud V., Poisson B., Romieu E., 2009. Mise en place d'une approche multidisciplinaire pour l'évaluation de la vulnérabilité de la zone côtière à l'aléa submersion Projet ANR07-VMC-007/MISEEVA. Rapport intermédiaire. Rapport BRGM/RP-57246-FR. 143 p., 4 ann.
- **Balouin**.Y., Palvadeau E., Bodere.G., Hennequin V., 2009. Réseau d'observation du littoral de la Corse – Rapport d'observation 2008. Rapport BRGM/RP-57521-FR. 153 p.
- Le Cozannet, G., Lecacheux, S., Delvallee, E., Desramaut, N., Charles, E., Oliveros, C. and **Balouin**, Y., 2009. Climate change impact on storm Occurrence along the Aquitain Coast, France. In: Ferrira, Voudouskas and Ciavola Eds. Review of climate change on storm occurrence, Report MICORE D1.4, p 30-36.
- **Balouin**, Y., Belon, R., Le Cozannet, G. and Gervais, M., 2009. Climate change impact on storm Occurrence in the Gulf of Lion Coast, France. In: Ferrira, Voudouskas and Ciavola Eds. Review of climate change on storm occurrence, Report MICORE D1.4, p 30-36.
- **Balouin**, Y., Belon, R. and Gervais, M., 2009. Identification of storm thresholds for the generation of morphological changes in the Gulf of Lion, France. In: Ferreira, Voudouskas and Ciavola Eds. Report on the identification of critical storm thresholds for the generation of morphological changes. Report MICORE D1.2, p 25-33.
-

2008

- **Balouin**.Y., Palvadeau E., 2008. Commune d'Aregno - Avis technique sur la dangerosité de la plage d'Aregno suite à l'accident survenu en Septembre 2007. Rapport BRGM/RP-56331-FR. 20 p.
- Vinchon C., Idier D., **Balouin** Y., Capo S., Castelle B., Chateauminois E., Certain R., Crillon J., Fattal P., Hequette A., Maanan M., Mallet C., Maspataud A., Oliveros C., Parisot J.P., Robin M., Ruz M., Thiebot J. (2008) Projet VULSACO. Vulnérabilité de plages sableuses face au changement climatique et aux pressions anthropiques. Module 1 : Caractérisation des sites. Rapport final, BRGM/RP-56618-FR, 114 p., 7 ann.
- Vinchon C., **Balouin**.Y., Maanan M., Mallet C., Ruz M., Mastapaud A., 2008. VULSACO. Vulnérabilité des plages sableuses au changement climatique et à la pression anthropique. Module 1 : Caractérisation des sites. Rapport BRGM/RP-56618-FR. 114 p.
- **Balouin**.Y., Aubert G., 2008. Recherche de stocks sableux à proximité du littoral de Cannes-Phase de Synthèse et cartographie des données existantes. Rapport BRGM/RP-56602-FR. 68 p., 1 ann.
- **Balouin**.Y., Palvadeau E., Bodere.G., 2008. Réseau d'observation du littoral de la Corse – Sites sensibles à évolution forte et problématique. Note d'avancement : Lecture et exploitation des données de Tavignano et Porticciolo. Rapport BRGM/RP-56849-FR. 51 p.

2007

- **Balouin.Y.**, Mallet C., 2007. Hydrodynamique dans le chenal du Cap-Ferret - Rapport de campagne. Rapport BRGM/RP-55550-FR. 94 p. 74 ill.
- **Balouin.Y.**, Palvadeau E., Bodere.G., 2007. "Réseau d'observation du littoral de la Corse - Rapport d'observation 2006. Rapport final. BRGM/RP-55617-FR. 144 p. 102 ill.
- Palvadeau E., **Balouin.Y.**, Bodere.G., 2007. Bathymétrie de l'étang de Diana. Levé de mai 2007. Rapport BRGM/RP-55664-FR. 30 p. 1 pht.
- Lecacheux.S., **Balouin.Y.**, De La Torre.Y., 2007. Modélisation des houles d'origine cyclonique à Mayotte. Rapport BRGM/RP-55981-FR. 100 p.

2006

- Vinchon C., Idier D., Garcin M., **Balouin.Y.**, Mallet C., Aubie S., Closset L., Oliveros C., Pedreros R., Lenotre N., 2006. Response of the Coastline to Climate change. Specific Report for the RESPONSE Projet LIFE-Environment program: Evolution of coastal risk (erosion and marine flooding) for the Aquitaine and Languedoc-Roussillon pilot Regions. Rapport BRGM/RP-54718-FR. 153 p.
- **Balouin Y.**, Caballero Y., Palvadeau E., 2006. Plan POLMAR-TERRE - Inventaire des zones favorables à l'implantation de sites de stockage intermédiaire pour déchets pollués par hydrocarbures – Région Corse. Rapport BRGM/RP-54833-FR. 192 p.
- **Balouin Y.**, Palvadeau E., Bodere G., 2006. Réseau d'observation du littoral de la Corse - Sites sensibles à évolution forte et problématique. Rapport d'avancement. Lecture et exploitation des données des sites de Tavignano et Porticciolo. Année 2006. Rapport BRGM/RP-54997-FR. 38 p.
- De La Torre Y., **Balouin Y.**, Dewez T., 2006. Morphodynamique des littoraux de La Réunion - Phase 2 : estimation de l'érosion côtière sur les sites identifiés comme sensibles. Rapport BRGM/RP-55014-FR. 90 p.
- Mirgon C., Cruz-Mermy D., **Balouin.Y.**, Jaques E., Nail C., 2006. Mise à jour des inventaires nationaux mouvements de terrain et cavités souterraines. Rapport BRGM/RP-55204-FR. 88 p.
- **Balouin Y.**, Palvadeau E., Bodere G., 2006. Réseau d'observation du littoral de la Corse : Rapport d'observation 2005. Rapport BRGM/RP-54647-FR. 154 p.

2005

- **Balouin Y.**, Palvadeau E., Bodere G., 2005. Réseau d'observation du littoral de la Corse. Sites sensibles à évolution forte et problématique. Note d'avancement : Lecture et exploitation des données des sites de Tavignano et Porticciolo. Année 2005. Rapport BRGM/RP-54259-FR. 34 p. 15 ill.
- **Balouin Y.**, Desprat J.F., Marchal J.P., 2005. Plan POLMAR - TERRE. Inventaire des zones favorables à l'implantation de sites de stockage intermédiaire pour déchets pollués par hydrocarbures. Région Languedoc-Roussillon. Rapport BRGM/RP-54314-FR. 91 p.

3.4. COMMUNICATIONS GRAND PUBLIC

- **Balouin Y.**, 5 fev 2016. OBSCAT – Changement climatique et risques côtiers, Journée Mondiales des Zones Humides, Le Barcarès.
- **Balouin, y.**, 2007. Impact du changement climatique sur les risques côtiers: Application au littoral du Languedoc-Roussillon. Colloque de l'I.Q.G.A.R.HO "Le réchauffement climatique en France méditerranéenne: quelles adaptations prévoir. 21/11/2007, Bagnols/Cèze.

- Articles de vulgarisation dans les revues **Géologues, Geosciences, Le BAIE du Graine-LR, ...**

4. Enseignements / Formations / Encadrement d'étudiants

4.1. ENSEIGNEMENTS UNIVERSITAIRES

- 1998 – 2001 : Enseignant vacataire UFR STAPS, Université de Bordeaux, sensibilisation Sciences et Environnement (22h/an)
- 2001 - 2002 : Attaché Temporaire à l'Enseignement et à la Recherche, Univ. Bordeaux I, Dép. Géologie/Océanographie (97h)
 - En 1^{er} cycle DEUG B STU
 - TD/TP 1^{ère} année : Minéralogie, Pétrographie, Paléontologie, Cartographie
 - TD SVT2 : Phénomènes sédimentaires, magmatiques et métamorphiques dans le Sud-Ouest de la France
 - TD/TP Cartographie 2^{ème} année
 - TP Géophysique (tectonique, magmatisme, sismologie, sismique réflexion et réfraction, gravimétrie)
 - En second cycle Maîtrise Sciences de l'Environnement
 - TD-TP Environnements côtiers, processus hydro-sédimentaires et transport littoral
 - TD Faciès sédimentaires, excursions du Moulleau et du Gurp.
- 2016 : Enseignant vacataire Master M2GLM, Université de Montpellier (3h) et UPVD (3h)
- **Formateur Risques Littoraux** :
 - Formation des commissaires enquêteurs de Corse à l'érosion du Littoral, 2010 (6h)
 - Sensibilisation à l'érosion côtière et à la submersion marine, CVRH Aix-en Provence, 2011 (4h)
 - Vers une gestion durable des risques côtiers, CVRH Aix-en-Provence, 2013 (4h)
 - Vers une gestion durable du Littoral, risques côtiers, CVRH Lorient, 2013 (5h)

4.2. ENCADREMENT D'ETUDIANTS

4.2.1. Doctorats :

- 2008-2012 : Mathieu Gervais, sur les impacts des tempêtes marines sur les littoraux micro-tidaux.
- 2016-2019 : Clément Bouvier, sur la dynamique des barres d'avant-côte en relation avec la mise en fonction d'un atténuateur de houle.

4.2.2. CDD :

- 2009-2010 : Rémi Belon : mise en place d'un système d'alerte prototype pour les simulations des conditions hydrodynamiques à la côte pendant les tempêtes ;
- 2010-2011 : Emilie Tirard, simulation des conditions de vagues historiques à partir des données de vent CFSR (1979-2009).

4.2.3. Ingénieurs 3^{ème} année :

- 2015 :
 - François Longueville : Développement d'outil de traitement d'image pour le suivi du littoral
- 2014 :
 - Yohan Colombet : Analyse des effets d'un atténuateur de houle par suivi vidéo
- 2013 :
 - Pierre-Antoine Picand : Etude du rythme de fréquentation des plages par suivi vidéo.
 - Ségolène Fay : Analyse des concomitances entre crues et submersions marines sur le littoral méditerranéen.

4.2.4. Masters 2 :

- 2016 :
 - Alexa Latapy. Analyse par suivi vidéo de l'évolution du littoral de Sète suite au déploiement de techniques de lutte contre l'érosion.
- 2013 :
 - Amandine Magnier : Cartographie de l'aléa submersion marine dans le Golfe du Lion – Etude de deux sites pilotes dans le cadre du projet SOLTER
 - Marion Giusti : Analyse des effets d'un système de drainage de plage par suivi vidéo.
- 2012 :
 - Jim Tesson : Suivi par vidéo des évolutions côtières et de l'hydrodynamique de la plage de Sète.
- 2011 :
 - Clément Augeard : Evolution à long terme du littoral. Synthèse des méthodologies d'évaluation des évolutions côtières
 - Jeanne Busson : création d'un outil de partage de métadonnées concernant les phénomènes d'érosion et de submersion marine en Languedoc-Roussillon.
 - Léo Desbiendras. Evaluation des techniques de vidéo pour l'études des morphologies côtières sur le Lido de Sète à Marseillan.
 - Chloé Turpaud. Cartographie de la submersion marine sur le littoral du Golfe du Lion
- 2010 :
 - Emilie Tirard. Impacts des tempêtes sur le littoral du Golfe du Lion – Mise en place d'une méthodologie d'évaluation de la vulnérabilité.
 - Lucie Campmas : Impacts des tempêtes marines et de la tramontane sur la morphologie d'une plage sableuse : le Lido de Sète, Golfe du Lion.
 - Arnaud Bacon. Aléa érosion sur la plaine orientale de Corse : Evolution historique du trait de côte et tendance actuelle.
- 2009 :
 - Yann Danger : Evaluation de la vulnérabilité de la plaine orientale de Corse au phénomènes d'érosion côtière.
- 2008 :
 - Stéphanie Billoux. Impacts morphologiques et risques littoraux induits par les événements de tempête marines – Application d'une méthodologie de classification sur la zone de Sète.
- 2007 :
 - Sébastien Richarte. Identification des établissements sensibles potentiellement situés sur d'anciens sites industriels dans l'Hérault.
- 2002-2004 (université de Ferrara, I): Matteo Zanella, Dario Gessi, Dario Capatti, Manuela Gardelli, Emanuele Castiglione.

4.2.5. Masters 1 :

- 2011 : Jim Tesson : Evaluation et validation des formules de calcul du run-up

- 2008 : Gabriel Aubert. Recherche de stocks sableux marins à proximité du littoral de Cannes – Synthèse et cartographie des données existantes.
- 2002 : Emma Key. Evaluation du prisme de marée par profilage ADCP dans les passes du Bassin d'Arcachon
- 2000 : Nicolas Rafecas. Analyse de la dynamique des croissants de plage sur la plage d'Ancao.

5. Synthèse des activités de Recherche

5.1. INTRODUCTION

5.1.1. Déroulé de ma recherche

Ma passion pour la mer et le littoral provient probablement de mes origines bretonnes, et des étés pendant lesquels, enfant, j'arpentais le littoral du Finistère.

Mon parcours universitaire, après une année de mathématiques fondamentales et un DEUG B Sciences de la Terre, s'est très vite rapproché de cette passion par une licence « Océanographie/Géologie marine » à l'Université Catalane de Barcelone (programme d'échange Socrates) puis à Perpignan par une maîtrise de « Sciences de l'Environnement marin ». C'est lors de cette maîtrise que j'ai réalisé mon premier travail de recherche lors d'un stage à l'Université Bordeaux I sur *le transport sédimentaire sur les barres intertidales de la plage de Merlimont*, dans le Nord. Ce travail, réalisé sous la direction d'Hélène Howa, dans le cadre d'un atelier du PNOC (Programme national d'Océanographie côtière) m'a initié aux campagnes de terrain de grande ampleur, associant des dizaines de chercheurs de différentes universités (Bordeaux I, Caen, Dunkerque, Lille, Perpignan)(Levoy et al.,1998).

Après cette initiation à la recherche sur les plages sableuses, j'ai réalisé mon travail de recherche de D.E.A. « Environnements et paléo-Environnements océaniques » en zone d'embouchure avec un stage sur « *les enregistrements sédimentaires dans les vasières intertidales de l'estuaire de la Gironde* » avec Laurent Massé. Ce travail, au-delà de m'avoir orienté vers du sédiment plus cohésif, m'a permis d'approfondir mes connaissances sur les facteurs de forçage (marée, crues) en zone d'embouchure et de mieux comprendre les mécanismes de dépôts sédimentaires (tidalites), et leur préservation.

Ma thèse de doctorat, encadrée par Hélène Howa et Patrice Castaing m'a réorienté vers les littoraux sableux, par l'étude des interactions entre les embouchures tidales et les littoraux adjacents. Ce travail, part du projet européen Mast INDIA (Inlet Dynamics Initiative) impliquait plusieurs laboratoires internationaux travaillant sur un même et unique site, l'embouchure de la Barra Nova, ouverte artificiellement en 1997 dans la péninsule d'Ancao sur le système d'îles-barrières de la Ria Formosa au Sud du Portugal.

Ma contribution scientifique, présentée en partie dans le chapitre 5.2 consistait à analyser la dynamique morphosédimentaire actuelle de la zone d'embouchure, en particulier sur les plateformes de swash du delta de jusant, et de déterminer les transits sédimentaires en provenance de la plage adjacente, ainsi que les mécanismes d'évolution (rotation, migration) de l'embouchure en réponse aux épisodes de tempêtes. Ces travaux m'ont permis de collaborer avec plusieurs équipes internationales et ont donné lieu à plusieurs articles (**Balouin et al., 2001, Kaczmarek et al., 2001, Balouin et Howa, 2002, Williams et al., 2003, Balouin et al., 2004**). J'ai notamment pu m'initier à l'imagerie vidéo lors d'une collaboration de 2 mois à l'Université de Plymouth qui était en charge de ce type de suivi (**Balouin et al., 2004**). Après une année de recherche contractuelle à l'IFREMER de Brest, supervisée par C. Augris et S. Berné, portant sur l'impact des extractions de granulats marins sur l'évolution du littoral et sur la courantométrie dans les têtes de canyons du Golfe du Lion à partir des données ADCP de coque du Suroît, j'ai retrouvé le littoral bordelais et la dynamique des embouchures, le Bassin d'Arcachon en particulier, lors d'une année d'ATER à l'UMR EPOC.

J'ai poursuivi ces études des littoraux sableux et de leurs relations avec les embouchures lors de mon post-doctorat Européen (Marie-Curie Fellowship) à l'université de Ferrara en Italie, sous

la direction de Paolo Ciavola. Mon projet principal était de développer des nouvelles techniques de quantification du transport littoral en milieu microtidal, en se basant sur les techniques de traçage fluorescents développées sur les littoraux méso ou macro-tidaux sur lesquels l'injection et la détection des traceurs se fait à marée basse, ce qui était impossible en domaine microtidal. Mes activités se sont en parallèle élargies à des recherches plus appliquées tel que le suivi de l'efficacité d'un système de drainage de plage sur le Lido Adriano, mais également à des nouveaux outils, grâce à mon implication dans le projet européen FP5 CoastView qui visait à déterminer et développer de nouvelles techniques de suivi du littoral à partir des technologies vidéo. J'ai ainsi pu travailler de nouveau sur cet outil et découvrir l'amplitude des indicateurs de suivi du littoral possibles : des mesures de houle et courants à des indicateurs très opérationnels tels que le déclenchement de dragages de chenaux d'entrées portuaires, la gestion de la fréquentation ou des rechargements de plage. Au-delà de cette nouvelle expérience de collaboration internationale, ce projet m'a permis de prendre conscience de la demande sociétale associée au littoral, et de l'importance de développer, en parallèle des recherches plus fondamentales, une recherche qui ait également des objectifs très opérationnels.

En 2004, mon intégration au BRGM Languedoc-Roussillon, m'a conforté dans cette idée. De par les missions d'observation, d'expertise, de recherche et d'appui aux politiques publiques du BRGM, mes activités, bien que restant la plupart du temps réalisées dans des projets de recherche, se sont rapprochées de la demande sociétale concernant les risques côtiers liés aux tempêtes et l'évaluation des techniques éventuelles pour les atténuer.

L'ensemble de ces travaux a le plus souvent été réalisé dans le cadre de suivis morphologiques à haute fréquence sur des environnements très divers, allant des plages sableuses de divers types aux embouchures fluviales, notamment dans le cadre d'observatoires que j'ai contribué à développer (ROL-Corse, OBSCAT) ou dans le cadre de projet d'évaluation des aléas actuels et futurs (érosion et submersion marine). Dans la majeure partie des cas, ces études ont été menées sous la forme de recherches partenariales avec des collectivités (communes, communautés de communes, Agglomérations, Contrat de Projet Etat-Région, Conseil régional, Services de l'Etat en région, Agence de l'eau, Office de l'Environnement...). Elles ont aussi été réalisées dans le cadre de programmes de recherche nationaux (ANR Vulsaco, Miseeva, Liteau SOLTER), internationaux (FP7 MICORE, Life Response, Interreg RESMAR).

Le travail de recherche que j'ai effectué ces dix dernières années sur le littoral méditerranéen, s'est fait le plus souvent dans le cadre de collaborations scientifiques qui ont permis de constituer un réseau de compétences régionales et internationales. Dès l'année 2004, peu après mon arrivée à Montpellier, des liens ont été tissés avec les universités de Montpellier et Perpignan, notamment dans le cadre d'appels à projets ANR. Ils se sont poursuivis lors de l'encadrement de la thèse de Mathieu Gervais. De même, ces collaborations ont été étendues aux pays transfrontaliers avec des projets impliquant les universités de Ligurie, Toscane, Sardaigne et catalane.

Je participe enfin à de nombreuses instances scientifiques (membre GSC Mer, littoral et Ressource, invité au réseau GLADYS) ou de gouvernance (Membre du Parlement de la Mer en Occitanie, Expert associé au Conseil Maritime de Façade Méditerranéenne).

5.1.2. Approche méthodologique

Le système littoral est un système complexe et fortement dynamique dont l'évolution reste extrêmement difficile à prévoir, notamment en contexte de changement global et de remontée du niveau de la mer. Toutefois, son attractivité n'a jamais été aussi forte, amenant une artificialisation progressive qui contraint les évolutions naturelles et impliquent la mise en œuvre de programmes de gestion plus ou moins efficaces et pérennes. L'évolution des plages sableuses a été décrite depuis plusieurs décennies permettant la mise en place de classifications illustrant les grandes typologies d'évolution attendues. Toutefois, ces évolutions sont régies par des processus hydrosédimentaires complexes et très non-linéaires impliquant de fortes rétroactions entre l'hydrodynamique (vagues et courant), le transport sédimentaire et l'évolution du fond sableux. L'un des freins majeurs à la prévision des évolutions reste l'absence de données quantitatives, notamment lors d'événements extrêmes, pour valider les modèles numériques.

Dans ce contexte, et avec une approche plutôt naturaliste, mes travaux de recherche ont essentiellement porté sur l'expérimentation *in situ* des processus hydrosédimentaires sur des environnements extrêmement variés : embouchures tidales, plages ouvertes, plages de poches, plages micro- à méso-tidales.

Mon domaine de recherche couvre la dynamique des littoraux sableux dominés par l'action de la houle avec une approche basée sur l'expérimentation *in-situ*. Mes études ont porté sur les évolutions des corps sableux littoraux sur des échelles de temps de l'ordre de quelques heures à quelques années, en réponse aux changements de régimes de houle, le but à terme étant d'intégrer ces processus hydrosédimentaires complexes dans des modèles à plus grande échelle, notamment dans le cadre du réchauffement climatique. Un point fort de ma démarche a été le développement de réseaux d'observation de la dynamique côtière associant les mesures classiques de l'hydrodynamique et de l'évolution morphologique à la télédétection par imagerie vidéo, qui permet une observation continue, en particulier pendant les épisodes de tempêtes lors desquels les mesures classiques sur le terrain sont impossibles pour des raisons de sécurité et de résistance des instruments. Parmi ces réseaux, on peut citer le ROL (Réseau d'observation du littoral de Corse), OBSCAT (Observatoire de la côte sableuse catalane), le Réseau de suivis des tempêtes et leurs impacts qui ne sont pas présentés dans ce mémoire, mais dont on peut trouver le détail dans les publications de **Balouin et al. 2013, 2014, De La Torre et al., 2013, 2014**. Bien que non-modélisateur de formation, j'ai pu utiliser lors de mes activités plusieurs modèles numériques pour simuler l'hydrodynamique et les évolutions morphologiques afin d'améliorer la compréhension des processus en jeu.

J'ai pu par ailleurs travailler dans le cadre de collaborations nationales et internationales sur un grand nombre de plages et embouchures dans le monde afin de couvrir une vaste gamme de forçages de vagues et de marée, de morphologies et de sédimentologie et m'extraire ainsi des conditions spécifiques à chacun des sites que j'ai pu analyser. Les plages sur lesquelles j'ai travaillé sont montrées sur l'illustration 1.

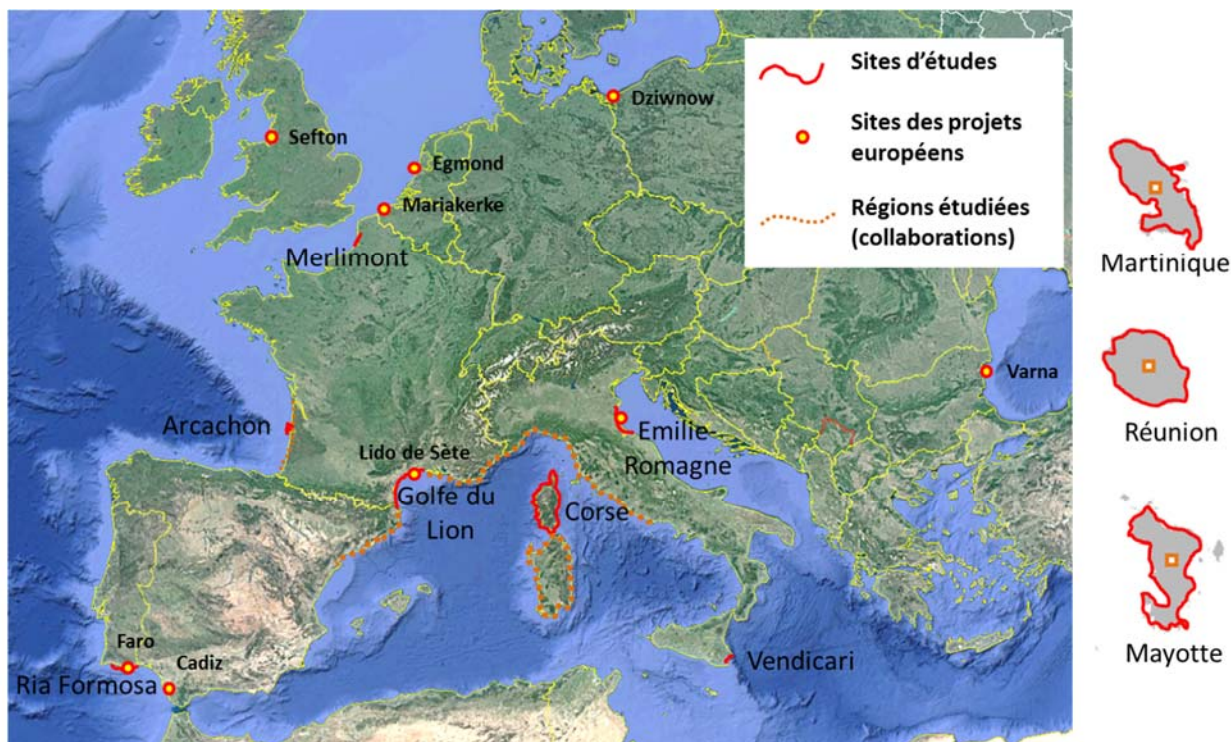


Illustration 1 – Sites que j'ai pu étudier lors de mes travaux de recherche.

5.1.3. Objectifs et organisation du mémoire

Mes recherches en dynamique hydro-sédimentaire ont jusqu'à présent couvert une assez large gamme d'échelles spatio-temporelles. Les plus grandes échelles ont été abordées pendant ma thèse et mon séjour postdoctoral en Italie à l'Université de Ferrara. Depuis mon intégration au BRGM en novembre 2004, j'ai pris la responsabilité des activités de recherche et d'appui aux politiques publiques sur le littoral de Méditerranée au sein de la Direction Régionale Occitanie-Pyrénées-Méditerranée. Les travaux décrits dans ce mémoire sont le fruit de nombreuses collaborations avec des laboratoires français et étrangers, mais aussi des travaux de doctorants et stagiaires que j'ai (co-)encadrés.

Ces contributions seront explicitées tout au long du mémoire. L'ensemble des **publications internationales issues de ces travaux** seront indiquées en gras, avec une coloration pour les stagiaires et doctorants dans la liste bibliographique (partie 3.1.). De plus, afin de se concentrer sur les domaines où ma contribution a été la plus importante, ne seront pas abordés les travaux réalisés sur la simulation de la submersion marine (**Le Roy et al., 2016, Nicolae-Lerma et al., 2016, Paris et al., 2016**), ni les travaux sur les effets du changement climatique (**Vinchon et al., 2009, Vinchon et al. 2013, idier et al., 2013, Le Cozannet et al., 2015**), ceux sur la fréquentation des plages (**Balouin et al., 2014**), l'économie associée aux risques côtiers (**Rey-Valette et al., 2014, 2016**).

Dans ce mémoire, l'accent sera donc mis sur mes travaux qui ont eu le plus d'impact sur la communauté internationale. Le Chapitre 2 traite des embouchures tidales à travers les approches in-situ que j'ai pu mener sur différents environnements : embouchure lagunaire au Sud du Portugal et en France (Bassin d'Arcachon), embouchures fluviales sur la côte

adriatique et la côte du Roussillon). Le Chapitre 3 synthétise l'ensemble des travaux sur l'observation de la morphodynamique des barres d'avant-côte par mesures in-situ et imagerie vidéo en distinguant les travaux sur la dynamique des barres, ceux sur les couplages barres-plage et ceux sur les réponses morphologiques à des perturbations anthropiques. Le Chapitre 4 est consacré aux travaux que j'ai pu mener sur l'impact des tempêtes sur le littoral en distinguant l'observation des évolutions et les seuils morphogènes des travaux de prévisions et des réseaux de suivi des impacts des tempêtes marines.

Dans le chapitre 5, les principaux axes de recherche que je privilégierai ces prochaines années sont discutés.

5.2. DYNAMIQUE DES EMBOUCHURES ET LEUR RELATION AVEC LES LITTORAUX ADJACENTS

Mes travaux sur les embouchures ont été principalement réalisés dans le cadre de ma thèse, intégrée dans le projet européen MAST III INDIA (Inlet Dynamics initiative) et lors de mon post-doctorat Marie Curie en Italie, lui-même en partie intégré au projet FP5 Coastview. Si mes activités actuelles de recherche concernent moins les processus aux embouchures, je poursuis néanmoins mes activités d'observation et d'acquisition de données sur ces systèmes, notamment sur les fleuves côtiers du Roussillon où des mécanismes de migration/ruptures de flèche lors des crues sont documentés depuis près de 4 ans.

5.2.1. Contexte

Les deltas tidaux se forment principalement au niveau des embouchures étroites des estuaires micro et mésotidaux et dans les passes de marée des systèmes d'îles barrières (Harris, 1988, Dyer et Huntley, 1999). Ils comprennent les deltas de jusant et les deltas de flot, localisés de part et d'autre de l'embouchure tidale (Hayes, 1975). Le delta de jusant est à la fois contrôlé par les courants de jusant et par la houle. Le delta de flot est essentiellement contrôlé par les courants de marée. Les morphologies des deltas et de l'embouchure varient en fonction de la prédominance de l'action des houles ou des courants tidaux (Hubbart et al., 1979). Quand la houle domine, les chenaux de l'embouchure tidale sont souvent multiples alors que quand la marée domine, il existe un chenal principal unique (Hayes, 1975, Boothroyd, 1978, Fitzgerald et al., 1996, 2001).

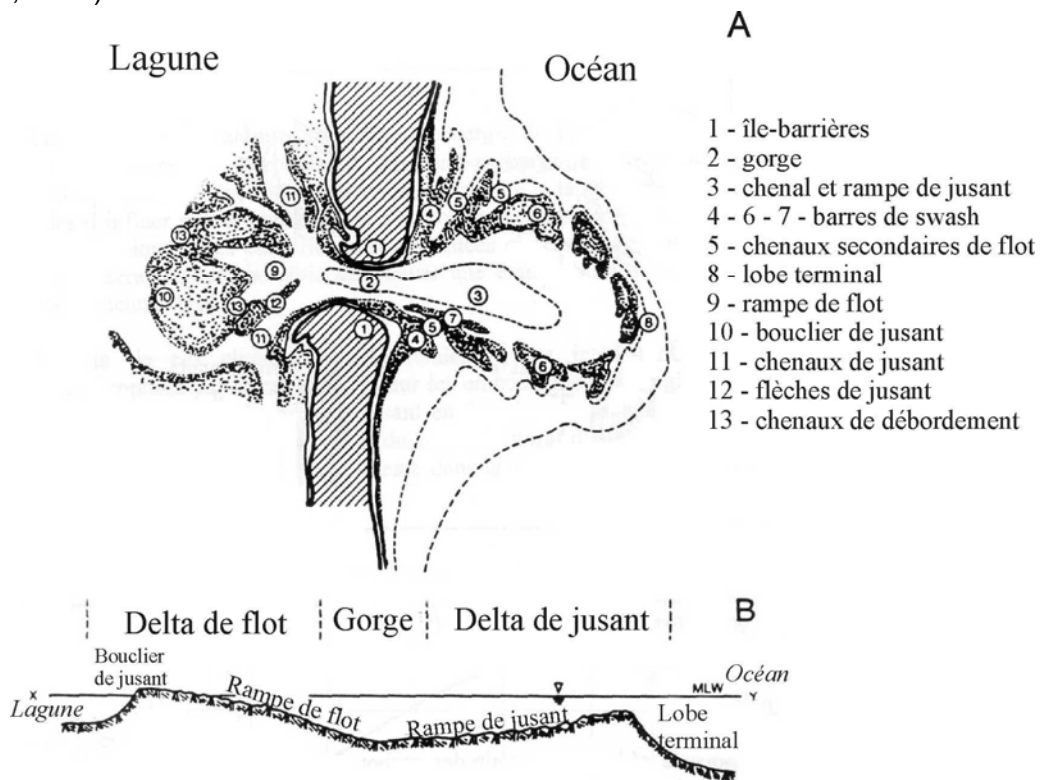


Illustration 2 - Les unités morphologiques d'une embouchure tidale (modifié d'après Smith, 1984).

La stabilité des embouchures tidales

Les embouchures tidales ont une morphologie très variable dans le temps et sont parfois instables, en terme de position (migration du chenal) ou en terme de morphologie de leur delta. Les deux paramètres forçant principaux sont le prisme tidal et la dérive littorale. En fonction du rapport entre le prisme tidal de vive eau Ω_{VE} (en m^3) et la dérive littorale totale annuelle M_{tot} (en m^3 , Bruun, 1966), $a = \Omega_{VE} / M_{tot}$, on peut évaluer la stabilité des embouchures (Bruun, 1978) :

- $\Omega_{VE} / M_{tot} > 150$: conditions relativement bonnes, peu de barres, bonne vidange ;
- $100 < \Omega_{VE} / M_{tot} < 150$: conditions moins satisfaisantes, la formation de barres devant l'entrée devient plus prononcée ;
- $50 < \Omega_{VE} / M_{tot} < 100$: Le lobe du delta de jusant est important, mais un chenal peut le traverser ;
- $20 < \Omega_{VE} / M_{tot} < 50$: "bar Bypassers". La houle déferle sur la barre pendant les tempêtes, et ferme l'embouchure. Le maintien de ces systèmes dépend de l'apport fluviatile augmenté lors des tempêtes ou des périodes de mousson. Les chenaux sont très dangereux pour la navigation ;
- $\Omega_{VE} / M_{tot} < 20$: L'entrée de la lagune est alors un chenal de débordement instable et non permanent, plus qu'une véritable embouchure tidale.

Deux paramètres morphologiques essentiels, liés aux chenaux de marée, illustrent la variabilité des embouchures : la section mouillée minimale et la forme et le volume du delta de jusant.

• **La section mouillée minimale**

En 1931, O'Brien exprima une relation entre les dimensions générales d'une embouchure et le prisme de marée:

$$A = C \cdot \Omega^n$$

Où Ω est le volume du prisme de marée (m^3) entre le niveau moyen de marée basse et le niveau moyen de marée haute (pendant les vives-eaux), A , la surface de la section sous le niveau moyen des mers en m^2 , et C et n des coefficients obtenus par régression linéaire.

Ces coefficients ont été calculés et la relation validée par différents auteurs (O'Brien, 1931, 1966; Nayak, 1971; Jarret, 1976; Eysink 1990; Gerritsen 1990; Hume, 1991; Hume et Herdendorf, 1992; Van de Kreeke, 1996; Michel, 1997, ...) sur des embouchures stabilisées (avec des jetées) ou non. La plus importante base de données provient de Jarret (1976) qui a analysé 108 embouchures des côtes atlantique, pacifique et du Golfe du Mexique.

Néanmoins, l'intervalle des valeurs de C et n est important ($7.76 \cdot 10^{-6} < C < 5.02 \cdot 10^{-4}$; $0.84 < n < 1.05$) sur les différentes régions étudiées (Gao et Collins, 1994b), ce qui implique que la relation n'est pas universelle et que les conditions locales jouent un rôle important dans l'équilibre d'une embouchure (Salles, 2000).

• **Les deltas de jusant**

Walton et Adams (1976) ont montré que le volume du delta de jusant est étroitement lié au prisme de marée par la relation:

$$V_{\Delta} = c_0 \Omega^b$$

Où V_{Δ} est le volume du delta de jusant au-dessus d'un niveau hypothétique de la topographie en l'absence d'embouchure (en m^3) et Ω le prisme de marée. Les coefficients b et c_0 sont obtenus par régression linéaire à partir de mesures effectuées pour trois types de côtes en fonction de leur exposition à la houle. Le coefficient b peut être pris constant pour tous les types d'embouchure ($b = 1,23$), alors que c_0 varie de $8,7 \cdot 10^{-5}$ pour des côtes exposées à $13,8 \cdot 10^{-5}$ pour des côtes peu exposées. Cette relation a été reprise par Eysink (1990), puis confirmée par De Vriend en 1994.

Fitzgerald (1988) utilisant les courbes de Walton et Adams a montré qu'une augmentation du prisme de marée de 5% peut multiplier par deux le volume du delta de jusant pour retourner à l'équilibre, demandant en termes de volume sédimentaire, un recul de la côte adjacente de 100 m. En ce sens, le volume du delta de jusant intervient également dans la stabilité des embouchures tidales et des îles-barrières.

Les modèles d'évolution des embouchures tidales

Le by-pass des sédiments aux embouchures tidales est le processus par lequel les sédiments sont transférés de la côte amont vers la côte aval de l'embouchure, via le chenal principal et/ou le delta de jusant. Sur la plupart des côtes à îles-barrières, la source de sable provient de l'érosion de la côte adjacente. Ce sédiment est transporté vers l'embouchure par la dérive littorale. Ce sable peut transiter le long du delta de jusant pour aller alimenter la côte aval, ou être bloqué par les courants de marée dans le chenal et s'accumuler sur la plate-forme de swash.

Lors des tempêtes, quand les vagues plus importantes apportent de grandes quantités de sable dans la passe et que la surcote induit des courants de flot plus puissants, le sable est transporté vers la lagune. Lors des périodes de beau temps, les sédiments présents dans l'embouchure sont transportés vers le large et se déposent sur le lobe terminal du delta de jusant (Fitzgerald et al, 2001). La transformation des vagues et leur déferlement sur le lobe terminal entraîne un transport vers la côte sur les plates-formes de swash du delta de jusant et le long du delta vers les plages adjacentes. Cette migration vers la côte prend souvent la forme de larges barres dites de "swash", qui migrent progressivement vers le littoral. Sur la côte aval, le sédiment migre vers la plage adjacente et peut être re-transporté vers l'embouchure selon la forme du delta de jusant et l'approche des vagues qui peut entraîner une dérive littorale inverse. Les mécanismes responsables du by-pass des sédiments aux embouchures ont été largement étudiés, et de nombreux modèles de fonctionnement ont été proposés. La plupart de ces modèles sont basés sur les études de Bruun et Gerritsen (1959) et Bruun (1966) et les travaux de FitzGerald (1982, 1996). Les processus de by-pass et d'évolution des embouchures tidales naturelles ont été décrits sous forme de 6 modèles conceptuels dans une revue de FitzGerald et al. (2001)(cf. Illustration 3) :

- Modèle 1 : Embouchures stables pour lesquelles le chenal principal ne se déplace pas dans le delta de jusant ;
- Modèle 2 : Brèche du delta de jusant au niveau des embouchures qui migrent cycliquement vers la côte aval ;
- Modèle 3 : Migration de l'embouchure et brèche de la flèche ;
- Modèle 4 : Migration du chenal externe ;
- Modèle 5 : Brèche de la flèche de la plateforme de *swash* ;
- Modèle 6 : Embouchure dominée par les vagues.

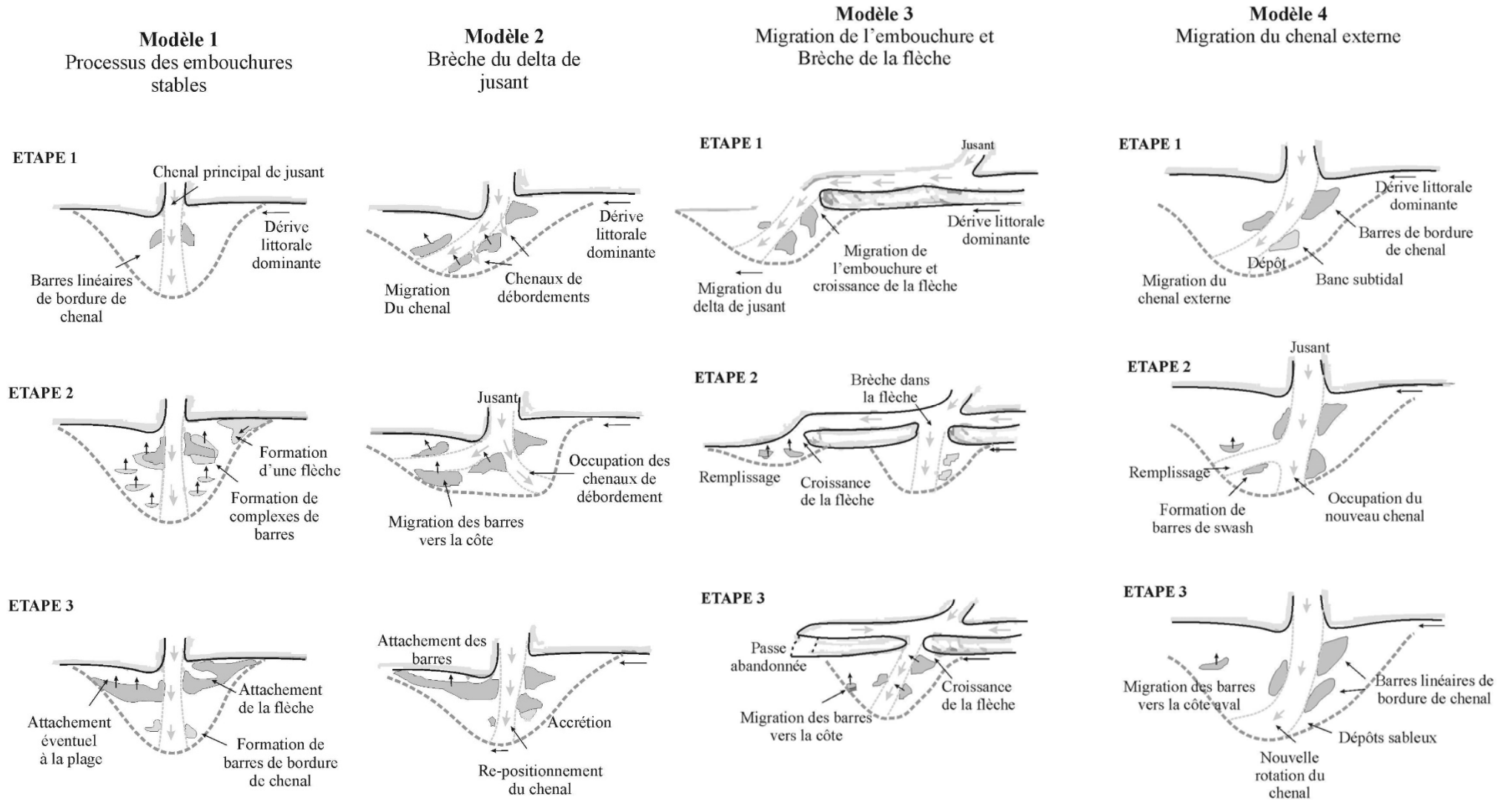
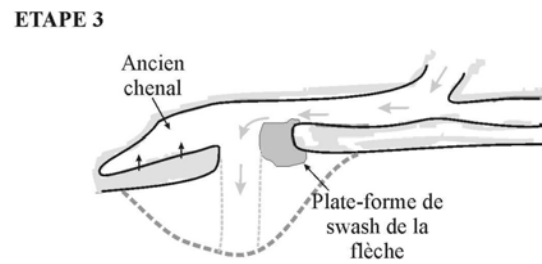
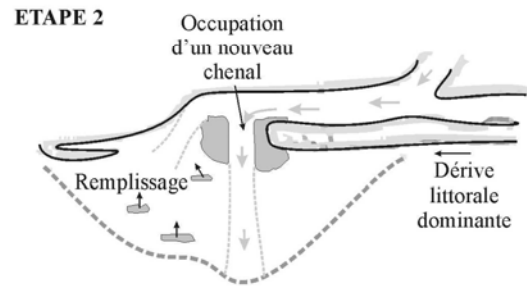
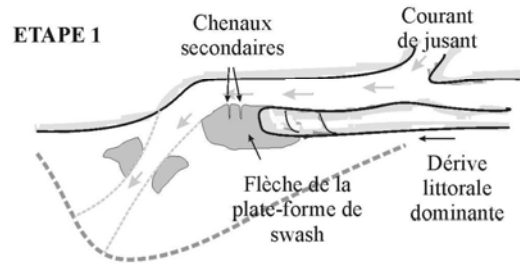


Illustration 3 - A: Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales naturelles (d'après Fitzgerald et al., 2000, modifié).

Modèle 5
Brèche de la flèche de la plate-forme de swash



Modèle 6
Embouchure dominée par les vagues

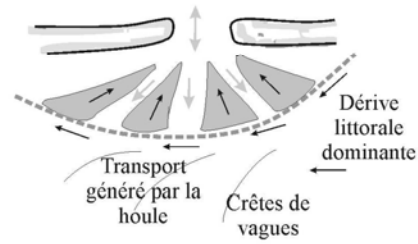


Illustration 2 -B: Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales naturelles (d'après Fitzgerald et al., 2001, modifié).

Problématiques scientifiques

Les embouchures tidales et les îles-barrières, représentant environ 12% des côtes mondiales, sont des morphologies extrêmement dynamiques qui ont fait l'objet de très nombreuses études (Keulegan, 1951, Bruun, 1978, Speer and Aubrey, 1985, Komar, 1996, Metha, 1996). L'érosion dans l'embouchure et sur les côtes adjacentes est souvent observée, mettant en péril les activités ou infrastructures humaines. Cette érosion est généralement liée à la migration naturelle des embouchures ou à leur prisme tidal. Par ailleurs, ces systèmes sont des lieux d'échanges entre le bassin et l'océan, échanges d'eau, de sédiments, de nutriments ou de polluants, qui conditionnent les activités socio-économiques dans la lagune (aquaculture, marinas, ...). Ils sont très sensibles à l'intervention humaine et aux changements environnementaux tels que la remontée du niveau marin (Van Goor *et al.*, 2001).

Pour prévenir l'érosion et la migration, ces embouchures sont souvent stabilisées artificiellement par des jetées, et il est alors souvent nécessaire d'effectuer des interventions de by-passing régulières pour limiter la croissance du delta de jusant, et rétablir le transfert naturel vers la côte aval-transit (Walker and Dunham, 1977). Dans le cas d'embouchures simples, ceci est relativement simple, mais dans le cas de lagunes à embouchures multiples, les interactions, beaucoup plus complexes sont mal connues, et peuvent mener à l'instabilité du système, voire à l'ouverture ou à la fermeture de l'une des embouchures.

5.2.2. Principaux résultats

La majorité de mes travaux sur les embouchures a porté sur l'embouchure lagunaire de la Barra Nova située sur le système d'île-barrières de la Ria Formosa (cf. Illustration 4). L'objectif principal de ce travail était la quantification et la compréhension des interactions complexes qui régissent la morphodynamique d'une embouchure tidale. Le site de la Barra Nova, embouchure récente, ouverte artificiellement, et de petite taille sur le système d'îles-barrières de la Ria Formosa, constituait un environnement privilégié pour l'étude de ces interactions.

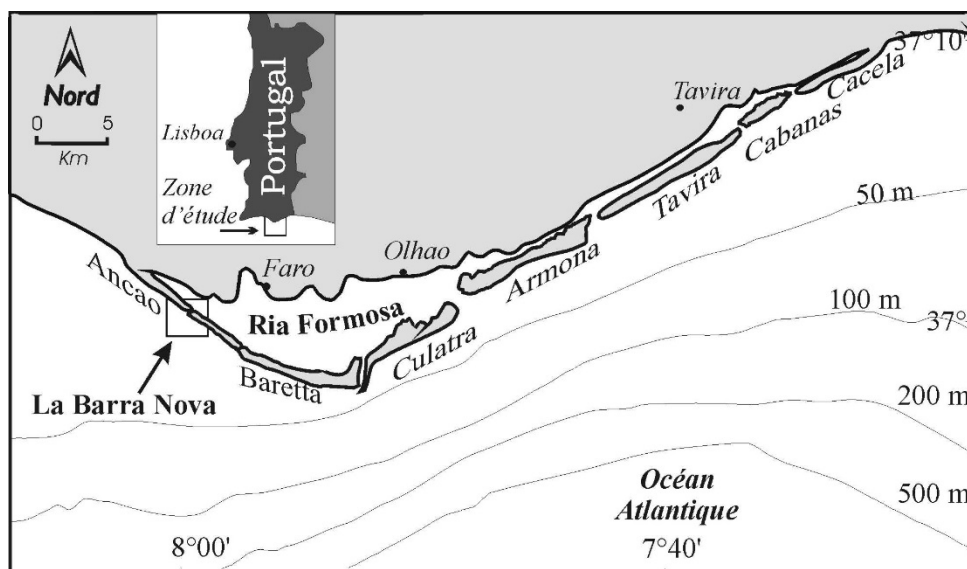


Illustration 4 – Localisation de l'embouchure de la Barra Nova sur le système d'îles-barrières de la Ria Formosa.

Ces travaux, réalisés dans le cadre du programme européen INDIA (Inlet Dynamics Initiative : Algarve), m'ont permis de collaborer avec une vingtaine de laboratoires internationaux.

Mécanismes de migration en fonction du débit/dérive (Balouin et al., 2001, Williams et al., 2003, Balouin et al., 2004)

Comme indiqué précédemment, la stabilité d'une embouchure tidale dépend du rapport entre son prisme tidal, constituant une barrière hydraulique et la dérive littorale qui pousse l'embouchure latéralement. Si le prisme tidal peut être mesuré ou déduit de la section mouillée, la quantification de la dérive littorale reste plus délicate à établir car elle peut présenter de très fortes variations interannuelles (Thieke et Harris, 1993).

L'un des premiers résultats de mes travaux a porté sur cette estimation du taux de transport par la dérive littorale. Ce transport est généré par le courant de dérive, lui-même contrôlé par l'angle d'incidence et la hauteur de vagues au déferlement ainsi que la pente de la plage qui joue sur la dissipation des vagues. Dans les études à moyen ou long terme, des formulations empiriques (CERC , 1984, Kamphuis, 1991, **Kaczmarek et al., 2005**, ...) ont souvent été privilégiées pour relier le flux sédimentaire à la composante longitudinale du flux d'énergie des vagues. Ces formulations sont du type :

$$Q_l = \frac{K}{(\rho_s - \rho)g(1 - p)} P_l = \frac{\rho K \sqrt{\frac{g}{\gamma}}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)} H_s^2 \sin(2\theta)$$

Où ρ_s est la densité du sable, ρ la densité de l'eau, g l'accélération de la gravité et p la porosité du sédiment, γ l'indice de déferlement bathymétrique, θ et H_s l'angle d'incidence et la hauteur des vagues au déferlement. K est un coefficient de calibration empirique dont la valeur recommandée est 0.39.

L'absence de calibration de ce coefficient K est l'une des sources importantes d'incertitude dans l'estimation de la dérive littorale, les différentes équations donnant parfois des évaluations différant de plusieurs ordres de grandeur.

Cette limite m'a conduit à développer une méthodologie pour calibrer les formules de transport en utilisant les traçages sableux fluorescents sur des sites différents et pour un hydrodynamisme varié. De nombreux points de mesures de l'hydrodynamisme ont été réalisés le long de la péninsule d'Ancao pour bien caractériser les courants et les vagues sur la partie amont de l'embouchure. Des traçages sableux fluorescents ont été réalisés le long de la péninsule d'Ancao (cf. Illustration 5 et Illustration 6).

Cette évaluation par traçage lors de conditions énergétique modérée a permis d'estimer des taux de transport de l'ordre de 2-4 m/s. Ces résultats de terrain ont été utilisés pour tester et valider des modèles de transport sédimentaire et la formulation de Kamphuis (1991) s'est avérée la plus appropriée pour cet environnement. Le modèle a ensuite permis d'extrapoler les données de terrain et d'évaluer, sur la période de mesures, un débit de l'ordre de 10800 m³/mois, ce qui correspond au gain sédimentaire accumulé sur la plate-forme amont du delta

de jusant. D'un point de vue spatio-temporel plus grand, ces résultats ont également permis de valider le modèle analytique de Kraus (1999) qui implique une migration latérale de l'embouchure de l'ordre de 60-70 m/an, ce qui correspond à la vitesse de migration observée lors des 25 dernières années.

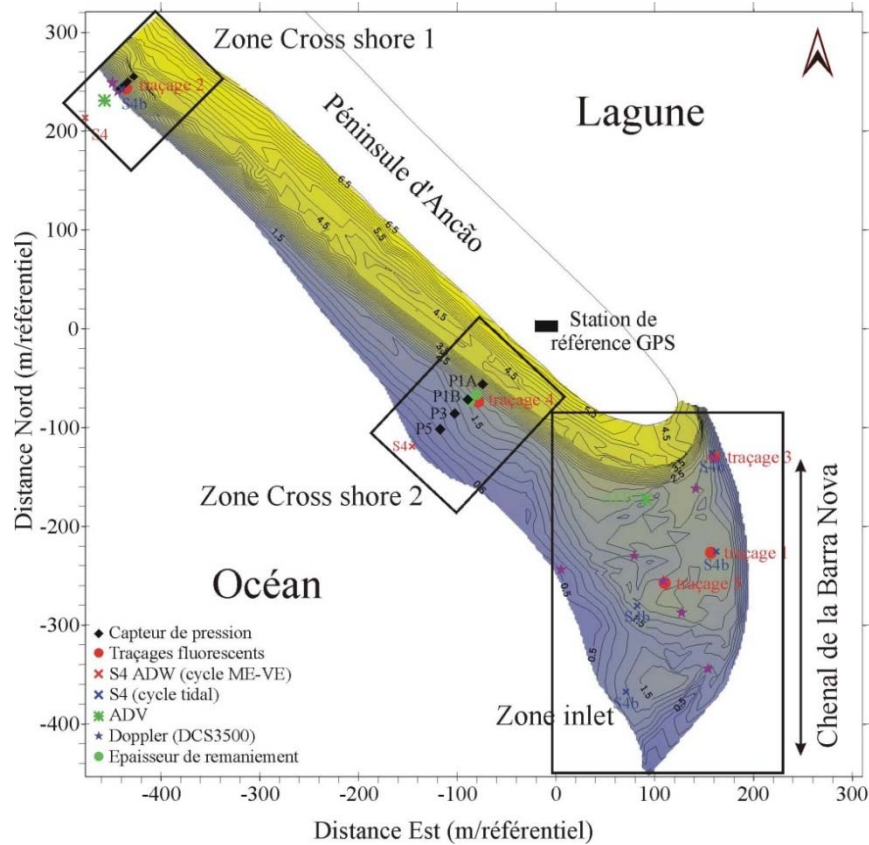


Illustration 5 - La péninsule d'Ancão, localisation des trois sites ateliers et des différentes mesures effectuées.

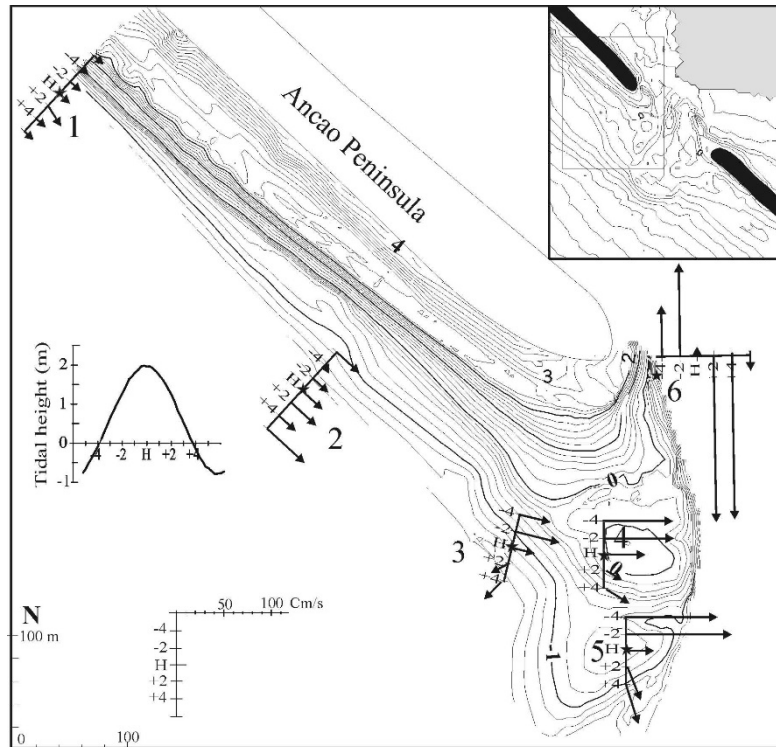


Illustration 6 - Magnitude and direction of tidal and wave-induced currents.

Fonctionnement de la plate-forme amont du delta (Balouin et al., 2001)

Si le taux de transport sédimentaire le long de la péninsule explique la migration latérale de l'embouchure, les mécanismes mis en jeu sur le delta sont plus complexes. Les mesures hydrodynamiques indiquent en effet des interactions complexes entre vagues et courants, qui sont de plus modulées par le niveau d'eau (marée). La mise en œuvre de traçages sur le delta, d'analyse des figures sédimentaires, de mesures hydrodynamiques et de topographie fine des morphologies de manière hebdomadaire pendant plusieurs mois a permis de clarifier ces mécanismes hydro-sédimentaires sur la plate-forme amont.

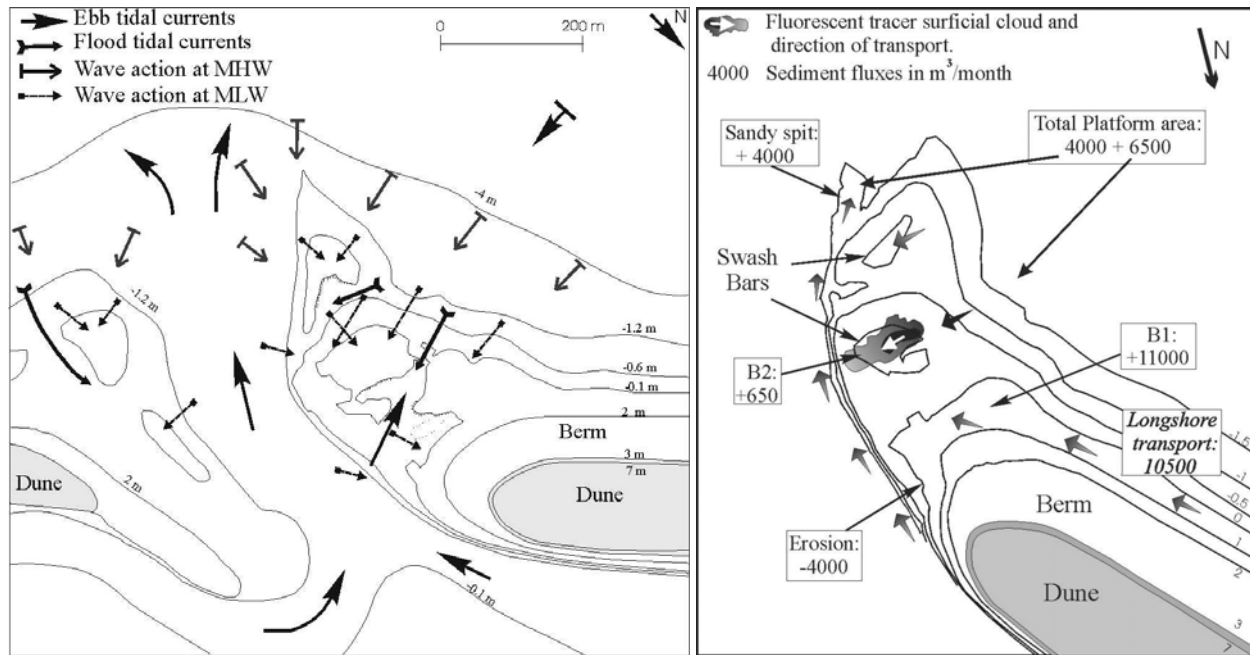


Illustration 7 – Processus responsables du transport dsédimentaire sur le delta de jusant (gauche) et bilan sédimentaire de la plate-forme amon (à droite)(Balouin et al., 2001).

La formation et le développement de cette zone résultent des interactions entre les vagues et les puissants courants de jusant dans l'embouchure qui agissent comme une véritable barrière hydrodynamique bloquant la dérive littorale. Cette plate-forme de swash est active lors de la pleine mer et est totalement émergée à basse mer. La principale observation lors de la campagne de mesures est l'accrétion de la plate-forme de swash. Les vagues, principalement d'ouest-sud-ouest, entraînent l'accumulation sur cette partie du delta de jusant, d'une part par le transfert des sédiments le long de la côte adjacente, et d'autre part par transport direct par la houle. Les sédiments fournis par la dérive littorale transitent sur la pente de la berme le long de la Péninsule d'Ancão, et viennent alimenter la barre B1 qui s'engraisse. Cette accumulation, de l'ordre de 11000 m³/mois, correspond à l'estimation du transit littoral le long de la Péninsule. Les variations de volume des deux autres barres (B2 et B3) sont beaucoup moins importantes (650 m³/mois pour B2). A l'extrémité de la Péninsule d'Ancão, la berme est fortement érodée par les courants de marée (4000 m³/mois). Cette érosion est compensée par la construction progressive d'une flèche sableuse à l'extrémité sud de la plate-forme de swash, où l'accumulation est de l'ordre de 4000 m³/mois.

L'accrétion totale de la plate-forme de swash est de l'ordre de 11500 m³/mois, en prenant en compte la flèche sableuse au sud. Cette valeur implique un équilibre entre les arrivées sédimentaires par la dérive littorale et l'accumulation sur la plate-forme de swash. Cela signifie que tout le sédiment qui parvient à l'embouchure est piégé sur la plate-forme de swash amont. La deuxième conséquence de ce piégeage sur la plate-forme amont est la rotation progressive de la plate-forme supérieure à 10°. Ce processus implique la rotation progressive du chenal vers la côte aval, fermant progressivement l'embouchure.

Phénomènes de rotation du chenal (Balouin et al., 2004, Williams et al., 2003)

En complément des mesures réalisées in-situ, j'ai pu travailler avec l'Institut des Sciences Marines de Plymouth sur l'imagerie vidéo acquise pendant la campagne INDIA. La station vidéo déployée sur l'île de Baretta m'a notamment permis d'obtenir des informations quantitatives sur l'évolution de la partie aval du delta qui n'avait été que peu instrumentée (cf Illustration 8).

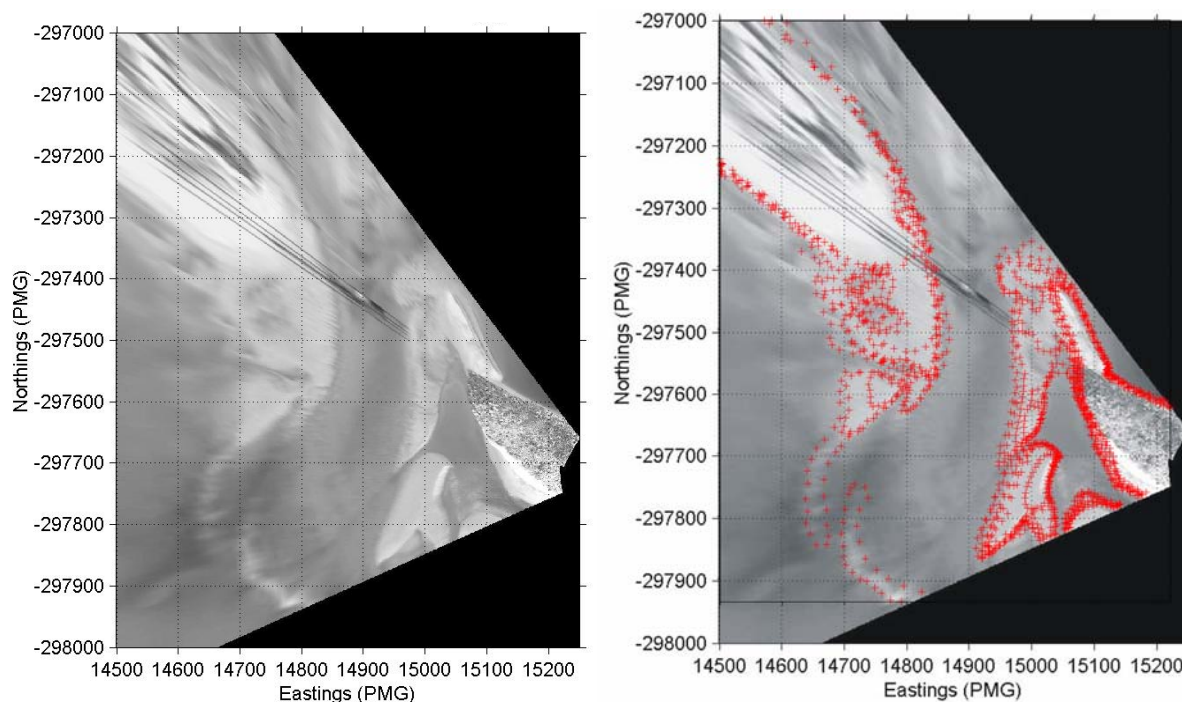


Illustration 8 – Image ortho-rectifiée et combinée du 20/02/1999 (moyenne sur 10 min, à gauche) ; points de digitalisation du jet de rive au cours du cycle de marée pour reconstituer le modèle numérique de terrain (Balouin et al., 2004).

La méthodologie déployée visait à reconstituer la topographie de la plate-forme de swash aval de l'embouchure où les données de terrain étaient rares. On a ainsi développé une méthode permettant la numérisation des lignes de contours du trait de côte à plusieurs moments de la marée, pour reconstituer les modèles numériques de terrain. Un cycle de marée étant nécessaire à l'opération, on peut obtenir un MNT de manière quasi-quotidienne pour analyser les évolutions, notamment avant-après tempêtes.

L'impact des tempêtes sur le système a pu être décrit à l'aide de l'outil vidéo. Il se caractérise par une forte érosion de l'île de Barreta qui peut reculer de plus de 60 m en un seul événement, et par la formation d'une importante flèche sableuse à l'extrémité de cette île qui maintient le chenal dans sa position. Le delta est lui repoussé par les vagues vers la côte, et un important transfert de sédiment (bypass) a lieu, alimentant la plate-forme de swash aval.

Malgré le fort recul de l'île de Barreta, la migration du chenal est très faible et ces processus ne sont pas directement responsables de la migration historique.

En revanche, les mécanismes d'évolution ont pu être identifiés sur l'ensemble du delta de jusant. Les deux plateformes amont et aval du delta présentent des évolutions morphologiques contrastées en gyres (horaire pour la plate-forme amont et antihoraire pour la plate-forme aval) (cf. Illustration 9) qui, sans que l'on observe de migration du chenal accentuée, fortement sa rotation et une diminution de l'extension vers le large du delta.

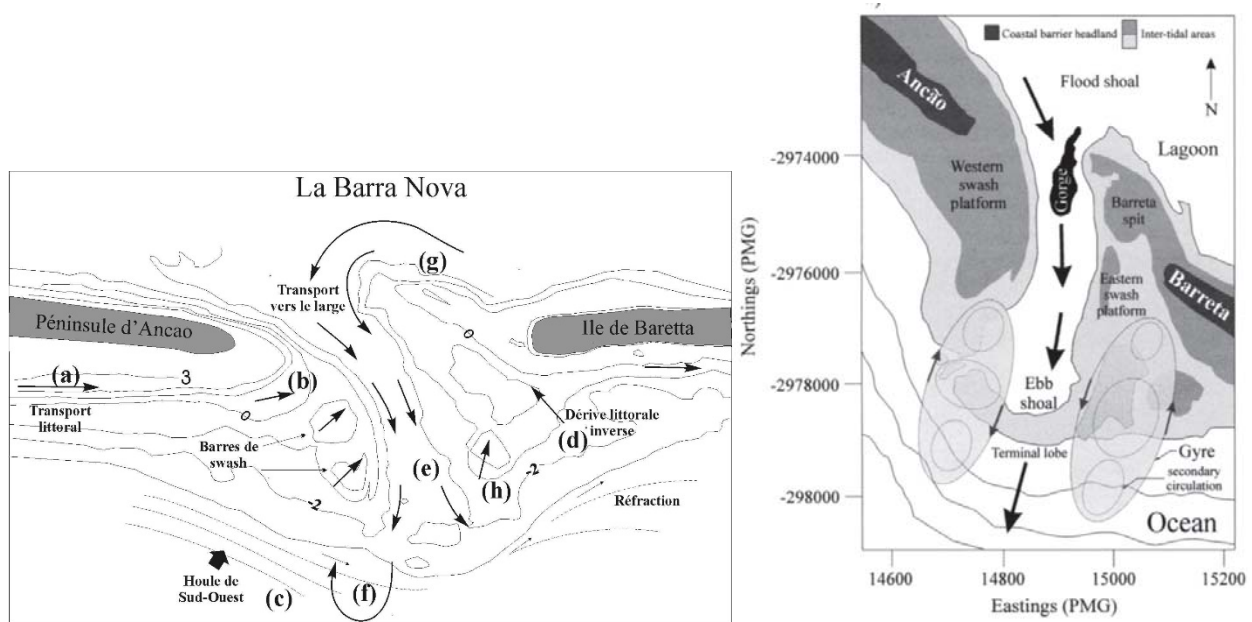


Illustration 9 – Changement morphologiques et sens de transport sédimentaire sur le delta de jusant de la Barra Nova (à gauche) et modèle conceptuel décrivant les évolutions en gyres de part et d'autre du delta (Williams et al, 2003).

Modèle d'évolution de l'embouchure (Balouin et Howa, 2002)

L'évolution de l'embouchure de la Barra Nova est fortement influencée par les variabilités saisonnières des conditions hydrodynamiques. On passe ainsi d'une morphologie hivernale générée principalement par les tempêtes de sud-ouest, en particulier si elles ont lieu lors d'une vive-eau, à une morphologie typique d'été qui présente les caractéristiques d'une embouchure dominée par la marée.

La période de retour à des conditions de beau temps est fortement influencée par cette morphologie. Lors de cette période, le bilan sédimentaire réalisé montre que l'évolution de l'embouchure est caractérisée par le piégeage des sédiments sur la plate-forme de swash amont du delta de jusant. Tous les apports sédimentaires le long de la péninsule d'Ancao s'accumulent sur cette partie du delta, provoquant l'accrétion et la migration de cette plate-forme de swash vers le sud-est. Ce piégeage s'effectue en deux temps : le sédiment s'accumule sur la barre B1 accolée à la berme, et migre vers le chenal. Il est alors érodé par les courants de jusant relocalisés par la morphologie d'après tempête et va s'accumuler à l'extrémité sud de la plate-forme de swash. Il n'y a pas de bypass sédimentaire dans ces conditions comme le montre le bilan sédimentaire établi. Les courants de marée dans le chenal érodent les deux rives et favorisent le recyclage des sédiments vers l'extrémité du delta de jusant.

Ces processus entraînent une rotation progressive du chenal principal vers l'île de Barreta, augmentant l'asymétrie du delta de jusant et fermant progressivement l'embouchure.

La migration du système n'est pas possible dans cette configuration, car l'extrémité de la péninsule d'Ancao est alors directement érodée par les courants de jusant, empêchant la progradation de la flèche qui pourrait générer la migration.

Ce n'est qu'après plusieurs mois que les structures de tempêtes sont détruites lors des grandes vives eaux. La flèche de tempête accolée à Barreta est brisée et le courant de jusant, auparavant contraint, s'écoule alors directement vers le sud au travers d'une section beaucoup plus importante. Plus rien ne contraint l'accumulation à l'extrémité de la péninsule d'Ancao qui commence alors à prograder pour rétablir sa section d'équilibre.

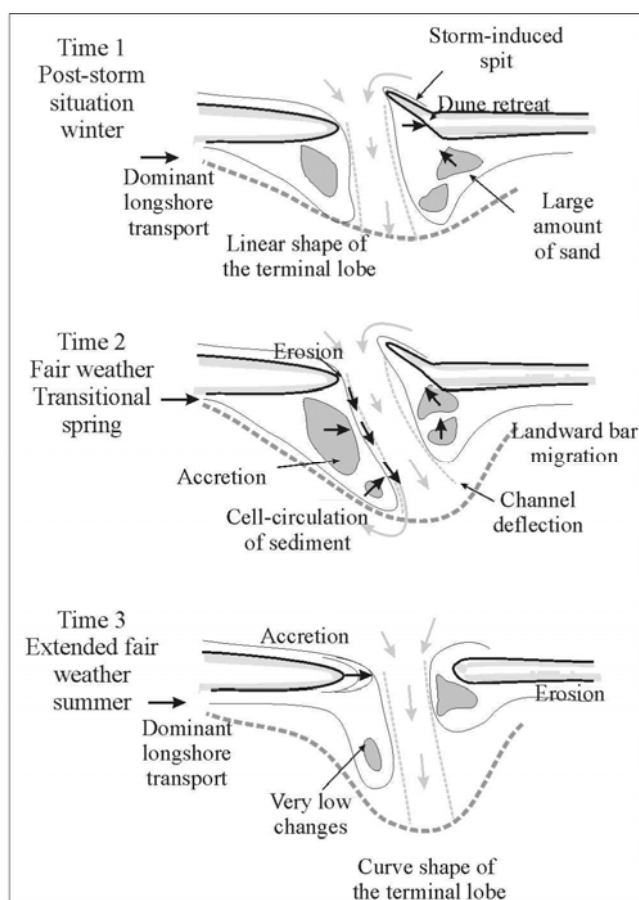


Illustration 10 – Modèle conceptuel de l'évolution de l'embouchure de la Barra Nova (Balouin et Howa, 2002).

Ce nouveau concept de fonctionnement de la Barra Nova a pu être observé durant deux années successives. Il met en évidence plusieurs points essentiels à la compréhension des embouchures tidales :

- L'état morphologique d'une embouchure à un moment donné ne traduit pas le mode fonctionnement de celle-ci. En effet, suivant l'échelle de temps, on peut observer deux processus d'évolution complètement différents : la migration à long terme le long de la péninsule, et l'évolution à court-terme par rotation du delta de jusant. Cet aspect est

crucial lors d'études long terme basée sur l'analyse de photographies aériennes, car la connaissance des processus cycliques de l'embouchure est indispensable.

- La migration d'un système d'embouchure ne résulte pas forcément ou seulement d'un forçage par la dérive littorale qui « pousse » le chenal. En effet, le modèle présenté démontre que dans le cas de la Barra Nova, la migration à long terme résulte de l'érosion de la côte aval lors de courts événements de tempêtes, et du réajustement progressif de l'embouchure à ces perturbations morphologiques. Il s'agit donc plutôt de l'érosion de la côte aval qui « attire » le chenal et provoque la migration. Cette hypothèse émise en 2001 vient d'être confirmée par la modélisation numérique dans un article de Nienhuis and Ashton (2016).
- Ce modèle d'évolution saisonnière de la Barra Nova, basé sur l'observation de la réponse à une tempête, la caractérisation et la quantification de la morphodynamique d'après-tempête et sur l'observation à long terme par imagerie vidéo, permet donc de comprendre les processus responsables de la migration historique des embouchures de la Ria Formosa, et de prédire l'évolution à une échelle pluri-décennale.

Mécanismes de migration d'une petite embouchure fluviale (Balouin et al., 2004, Billi et al., 2005, Ciavola et al., 2005)

Des mécanismes de migration particuliers ont également pu être mis en évidence sur la petite embouchure fluviale du Bevano, située sur la côte adriatique italienne (Balouin et al., 2004, Billi et al., 2005, Ciavola et al., 2005). Ce petit fleuve possède un bassin versant relativement grand (95 km²) mais son débit est faible par rapport au prisme tidal. Il présente donc, hors période de crues, le comportement d'une embouchure tidale.

L'embouchure présente une évolution cyclique liée à la dérive littorale vers le nord qui entraîne une migration rapide du chenal (20 m/mois), puis une réinitialisation du processus lors des crues les plus intenses qui rompent la flèche sableuse. Mes travaux sur cette embouchure ont permis de montrer un processus particulier de migration.

L'allongement de la flèche sableuse vers le nord s'effectue bien avec le sédiment apporté par la dérive littorale de Sud. Cependant, les suivis topo-bathymétriques et les mesures de transport sédimentaire montrent que le mécanisme de migration résulte de l'érosion de la dune sur la côte nord par le courant de jusant en raison de l'angle très fort entre le chenal interne et l'embouchure. Ce sédiment érodé entraîne un élargissement du chenal et un transfert des sédiments vers la côte nord. Cet élargissement implique une diminution des vitesses de courant dans l'embouchure et une augmentation de l'espace d'accommodation qui permet l'accumulation à l'extrémité de la flèche sableuse.

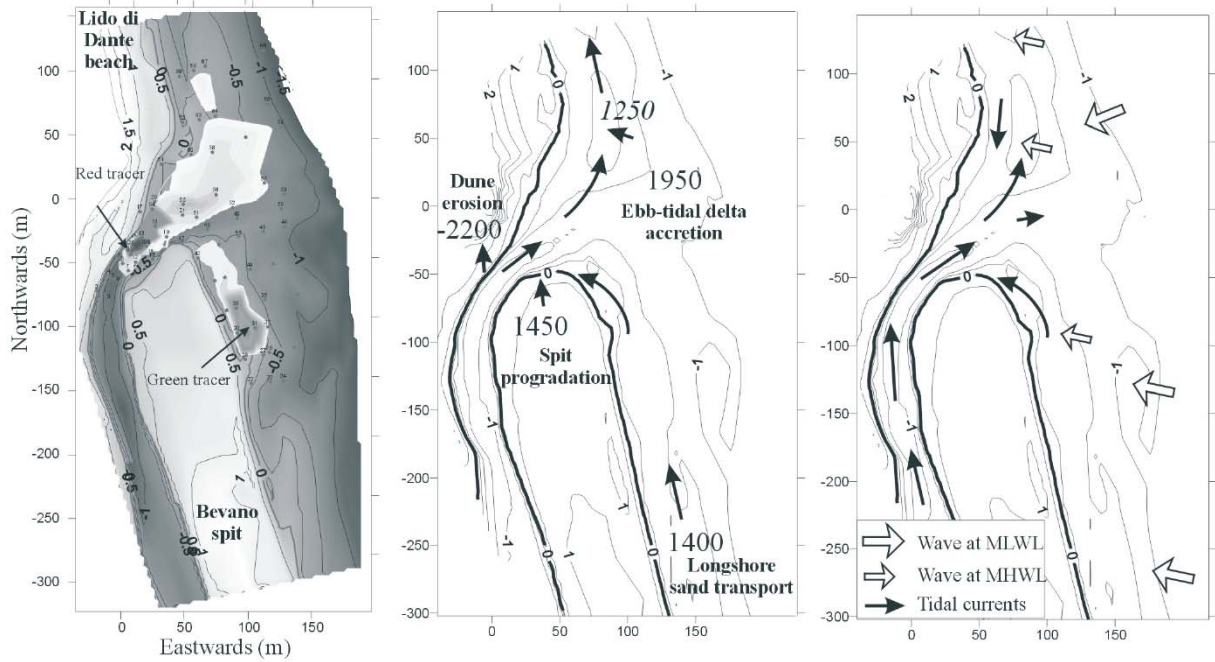


Illustration 11 – Résultats de traçage, bilan sédimentaire et schéma de fonctionnement de l'embouchure du Bevano. A gauche : nuage de propagation des traceurs, au centre : budget sédimentaire en $m^3/mois$, à droite : schéma conceptuel d'hydrodynamique des vagues et courants sur le site.

Ce type de mécanisme lié à l'érosion de la côte aval se produit principalement lorsque le méandre de l'embouchure est tel que le courant de jusant arrive parallèlement à la flèche, et ne s'observe probablement pas après une crue majeure lorsque le fleuve se jette plus directement en mer (cette configuration n'ayant toutefois pas pu être observée lors de mes travaux en Italie). Ce mécanisme implique également que plus l'embouchure migre, plus les courants de jusant vont être dirigés vers la côte aval, entraînant une augmentation progressive de la vitesse de migration. Cet allongement entraîne l'amincissement de la flèche qui se retrouve ainsi plus fragile et soumise à l'ouverture de brèches lors des franchissements de vagues ou lors des crues.

5.3. BARRES D'AVANT-COTE / TRAIT DE COTE

5.3.1. Contexte

Les risques côtiers découlent de deux aléas prédominants, l'érosion côtière et la submersion marine. Ces deux phénomènes résultent des forçages physiques (houle, vents, pression atmosphérique, marée, ...), mais également de la disponibilité en sédiment et de la géométrie de ces stocks sableux sur la plage et sur l'avant-côte. Les barres d'avant-côte jouent un rôle primordial sur l'atténuation des houles de tempêtes, les phénomènes de surcote, et constituent par ailleurs un stock sédimentaire permettant la résilience du système côtier suite à des événements de tempêtes. La dynamique sédimentaire de la plage est étroitement liée à la dynamique de l'avant-côte, par des phénomènes de couplages qui régissent l'évolution de ces deux compartiments littoraux. De nombreuses techniques récentes de lutte contre l'érosion et la submersion marine agissent directement ou indirectement sur les barres d'avant-côte (rechargement, atténuateurs de houle). Dans le contexte actuel de forte attractivité de l'espace littoral et de l'évolution probable liée au changement climatique, la compréhension de ces interactions plage-avant-côte reste un verrou scientifique pour l'appréhension de la morphodynamique littorale et la prévision des risques côtiers.

Lors des dernières décennies, de nombreuses études de terrain et de modélisation ont été dédiées à la formation des barres (Roelvink and Stive, 1989, Black et al., 2002), notamment les barres en croissants, et à l'analyse de leur migration cross-shore sous l'effet des conditions de vagues (Plant et al, 2001, Ruessink et al, 2007, Falquès et al., 2000, Calvete et al., 2005). Toutefois, les mécanismes morphodynamiques contrôlant leur évolution ont été beaucoup moins étudiés. Cela concerne les phénomènes de coalescence de barres et de chenaux d'arrachements, la saturation de leur amplitude, le couplage entre les différents systèmes de barres (Castelle et al., 2010) et/ou le couplage avec la position du trait de côte (**Balouin et al., 2013**), ou encore la linéarisation de ces barres lors des tempêtes les plus fortes. L'augmentation croissante d'observations de cette dynamique a été réalisée grâce aux progrès de l'imagerie vidéo (système placé en haut de plage) qui permet l'obtention à haute-résolution (horaire) et à moyen- et long-terme. En parallèle, les avancées réalisées dans la modélisation non-linéaire de la morphodynamique côtière et des techniques d'intégration de données dans les modèles, permettent de mieux comprendre le comportement des barres d'avant-côte et leur relation avec l'évolution du prisme côtier. La quasi-totalité de ces approches numériques demeure toutefois idéalisée, utilisant des bathymétries simplifiées, ce qui permet d'améliorer la compréhension des processus, mais limite fortement la comparaison des données avec les modèles. Les résultats des études les plus récentes sur le couplage des barres ont mis en évidence la nécessité d'études intégrées des morphologies côtières qui sont souvent étudiées séparément (Ruessink, 2013). L'intégration de bathymétries dérivées des observations vidéo (Price et al., 2014) fournit un potentiel de progrès important pour mieux décrire la dynamique côtière et améliorer les outils de modélisation par assimilation de données de terrain.

Les développements récents réalisés dans le domaine de l'observation numérique permettent une avancée majeure en fournissant de l'information sur l'état du littoral à des échelles

spatiales et temporelles inaccessibles jusqu'alors (Holman and Stanley, 2007; Turner *et al.*, 2004; Turner and Anderson, 2007; Boak and Turner, 2005, **Balouin *et al.* 2004, Armaroli *et al.* 2005**). Ces systèmes vidéo augmentent considérablement les données disponibles pour la gestion du littoral, et permettent de fournir des séries de données montrant les évolutions morphologiques à l'échelle de la journée, d'un événement, de saisons, d'années. Ces techniques ont permis l'analyse de processus tels que la période de la houle, sa direction (Lippmann and Holman, 1991), le champ de propagation des vagues à la côte, la bathymétrie (Stockdon and Holman, 2000, Aarninkhof, 2003), les courants longitudinaux (Chickadel *et al.*, 2003), le run-up (élévation verticale du jet de rive, Holman and Guza, 1984, Holland and Holman, 1991). L'utilisation de tels systèmes pour caractériser des évolutions associées à des tempêtes a déjà été réalisée avec succès (Davidson *et al.*, 1997, Ruessink *et al.*, 2002 ; **Balouin *et al.*, 2004 ; Armaroli *et al.*, 2005 ; Smit *et al.*, 2007**).

La quasi-totalité de mes travaux a porté sur la caractérisation de la morphodynamique des barres en réponse à des forçages variés. Mes études reposent sur l'expérimentation in-situ, impliquant des mesures hydrodynamiques et des mesures topo-bathymétriques, de transport sédimentaire, et sédimentologie. Elles reposent également en grande partie sur l'observation par vidéo que j'ai pu utiliser et développer sur de nombreux environnements (Iles-barrières de la Ria Formosa, Plage microtidale du Lido di Dante en Adriatique, Lido de Sète et plage du Barcarès).

Les travaux présentés dans ce chapitre ont été réalisés en partenariat avec des équipes nationales et internationales, et m'ont permis d'encadrer ou de co-encadrer un grand nombre d'étudiants en thèse (Clara, Armaroli, Mathieu Gervais, Clément Bouvier), en stage de fin d'études ingénieurs (Yohan Colombet, Pierre-Antoine Picand, François Longueville) ou en Master 2 (Mateo Zanella, Dario Gessi, Dario Capati, Manuella Gardelli, Stéphanie Billoux, Léo Desbiendras, Jim Tesson, Marion Giusti, Alexa Latapy).

5.3.2. L'observation par vidéo numérique

Mes travaux ont principalement porté sur la morphologie des littoraux micro-tidaux. L'une des conséquences d'un faible marnage est l'absence de découverture des bancs sableux, dits « barres d'avant-côte », ce qui limite leur observation. En effet, une grande majorité de la littérature portant sur les barres sableuse est réalisée en milieu méso- à macro-tidal où l'occurrence des marées basses successives permet une observation directe de ces morphologies.

Grace aux développements récents de l'imagerie vidéo (Holman et Stanley, 1997), des outils ont pu être mise en œuvre pour assurer de manière indirecte la dynamique des barres d'avant côte, et obtenir avec une très haute fréquence d'observation des informations sur leur comportement et les couplages avec la dynamique de la plage émergée et du trait de côte. Les systèmes vidéo de type Argus, que j'ai pu utiliser lors de mes travaux au Portugal, en Italie et en France sur le Lido de Sète acquièrent de manière autonome des images à la fois sur le long terme (pluriannuel) et lors des épisodes climatiques majeurs. Le système de vidéo numérique offre donc une plus-value en matière de surveillance du trait de côte en assurant un **suivi à plusieurs échelles temporelles, de manière autonome et continue** (donc indépendamment

des conditions météorologiques) et fournit ainsi des données originales quantitatives inaccessibles à l'heure actuelle avec les moyens de suivi classiques dont on dispose.

Signature optique des morphologies côtières et de l'hydrodynamisme

Sur la zone côtière, de nombreuses signatures optiques peuvent être exploitées (Holland and Stanley, 2007). Les vagues sont visibles en raison des variations du coefficient de réflexion de l'eau avec la pente de la surface (les fronts d'onde étant plus sombres, Walker, 1994), ce qui permet de voir et mesurer leur période, longueur d'onde et direction. Le déferlement, facilement identifiable sur les images, est l'un des points principaux de la dynamique des vagues et des courants à la côte. Les fluctuations du déferlement, pouvant générer de l'infragravité (Symonds and Bowen, 1984; Lippmann et al., 1997) sont clairement visibles. On peut observer la dérive de l'écume laissée en surface par le déferlement sous l'action des courants longitudinaux, ce qui permet d'en caractériser la puissance (Chickadel et al., 2003). L'écume et les bulles associées au déferlement sont également visibles, ce qui permet de détecter la position des barres sous-marines (Lippmann and Holman, 1989).

Même si l'imagerie vidéo ne permet pas le suivi dans certaines conditions (la nuit ou en cas de fortes pluies notamment), elle fournit à haute fréquence ces différentes signatures et permet en conséquence d'obtenir des informations quantitatives y compris lors d'événements énergétiques pendant lesquels une mesure directe est impossible (pour des raisons de sécurité et/ou de résistance du matériel de mesure).

Détection des barres d'avant-côte

Les systèmes vidéo permettent l'acquisition de plusieurs types d'images : des images instantanées, et des images dites exposées dans le temps (Time-exposure image) obtenues en moyennant sur 10 min les images collectées à 2 Hz. Ces images moyennées, intégrant la modulation des vagues incidentes, sont statistiquement stables et permettent d'obtenir une bande moyenne de la position du déferlement (cf. Illustration 12). L'écume et les bulles associées au déferlement vont ainsi apparaître clairement sur l'image moyennée, donnant en retour la position des morphologies immergées (Lippmann et Holland, 1989).

Lors du traitement d'image, des solutions géométriques permettent de passer de l'image numérique (pixels) au système géoréférencé et par conséquent, d'une information qualitative à une information quantitative. A partir des images rectifiées ainsi obtenues, on peut situer précisément les signatures optiques citées précédemment.

La comparaison de la position des barres obtenue avec des données bathymétriques acquises simultanément permet de valider cette détection (cf. Illustration 13 et Illustration 14). La position exacte de la crête de barre est légèrement décalée vers la côte car lorsque le déferlement a lieu sur la crête, l'écume se propage vers la côte. Toutefois, pour une hauteur de vagues donnée, ce décalage spatial reste limité et constant, ce qui permet une analyse fine de la géométrie de la crête de barre ou des évolutions de leur position cross-shore ou longshore.

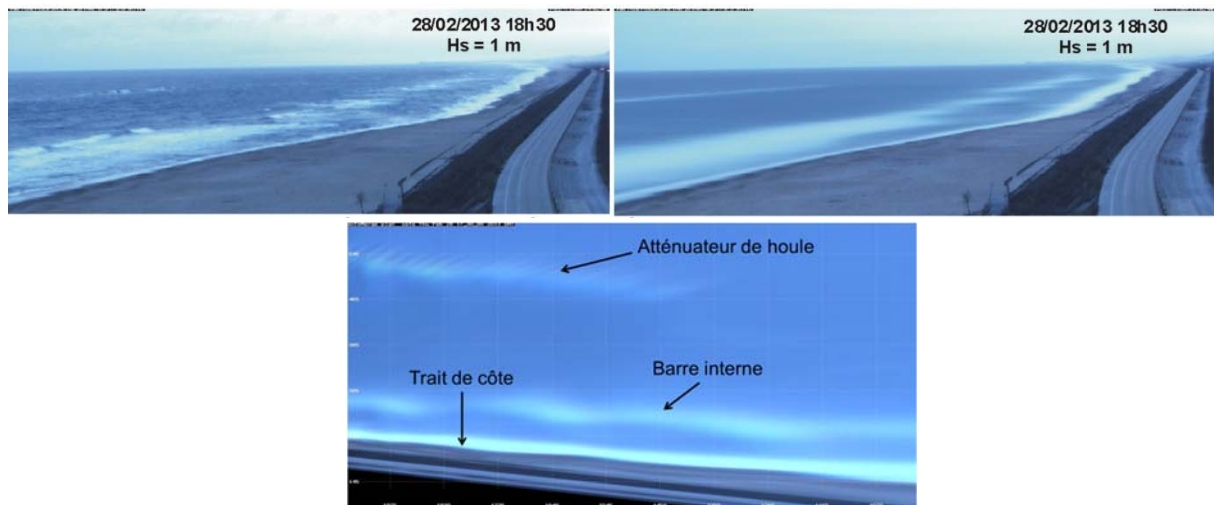


Illustration 12 – Images Argus. En haut à gauche : image instantannée, à droite : image moyennée ; en bas ; image moyennée et rectifiée sur laquelle on peut détecter les signatures optiques des morphologies côtières.

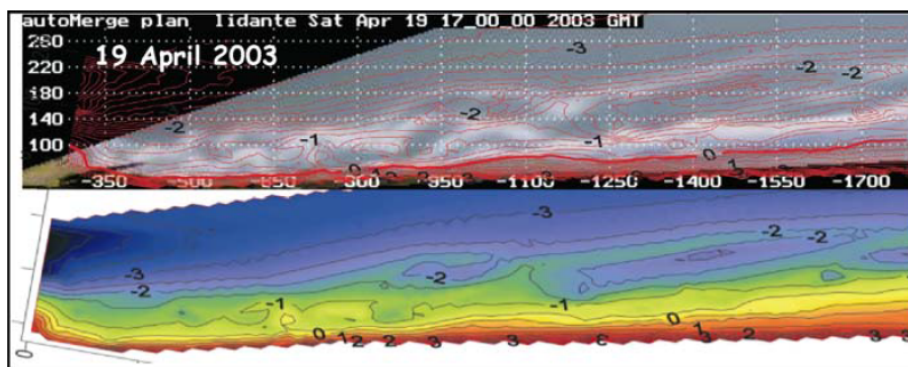


Illustration 13 – Comparaison qualitative de la bathymétrie et de la position des barres obtenue par vidéo. En haut ; image vidéo rectifiée et moyennée sur 10 min avec les lignes de contour du levé bathymétrique ; en bas, levé bathymétrique (Armaroli et al., 2005).

L'utilisation pour ces analyses de conditions de vagues et de niveau d'eau équivalents reste un prérequis (Balouin et al., 2013). En effet, lorsque la hauteur de vagues augmente, le déferlement se fait de plus en plus au large sur la face externe de la barre et la signature optique observée ne correspond plus à la crête de barre. De même, si le niveau d'eau augmente (en cas de surcote) par exemple, la zone de déferlement est décalée vers la côte, ce qui induit également un biais dans l'analyse. L'illustration 14 présente un profil transverse de l'intensité de pixel pour différentes conditions de vagues. On note clairement, lorsque les vagues augmentent, un élargissement significatif de la zone à forte intensité (blanc de l'écume et des bulles), ce qui rend plus difficile la détermination de la crête de barre, et un décalage du pic vers le large traduisant un déferlement plus au large sur le profil.

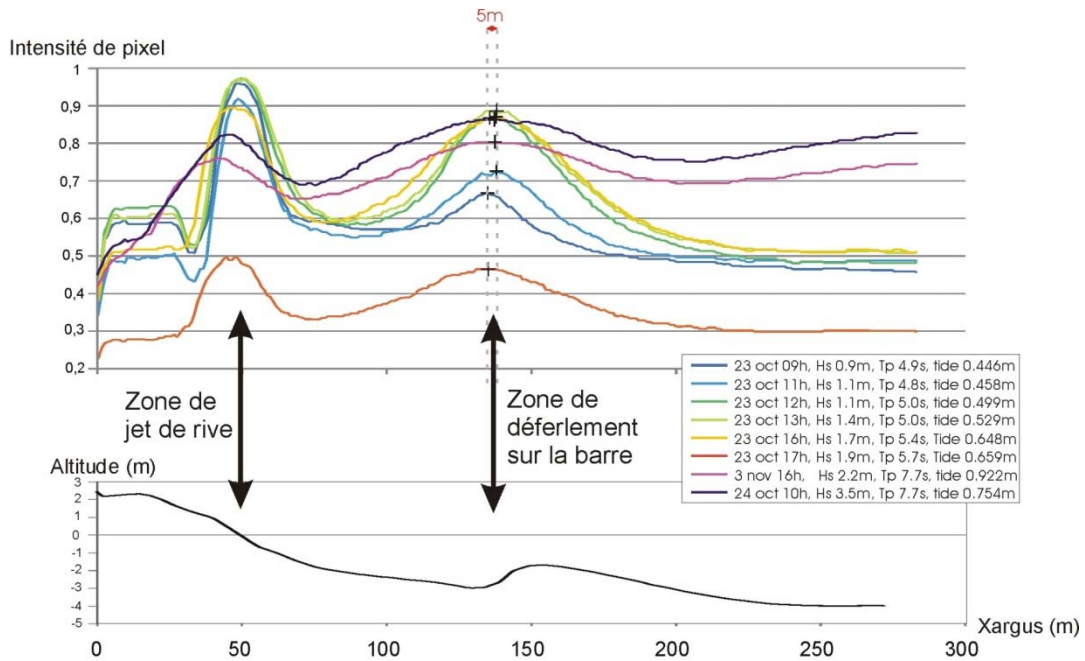


Illustration 14 – Evolution du pic d’intensité de pixel en fonction de la hauteur de vagues H_s (m) (Balouin et al., 2013). En haut: intensité de pixel normalisée sur un profil cross-shore. Les pics d’intensité (blanc proche de 1) correspondent aux zones de jet de rive et de déferlement. En bas : profil topo-bathymétrique cross-shore.

5.3.3. Dynamiques des barres en fonction des forçages

Processus de migration transversale (cross-shore)

Les processus de migration cross-shore sont variables selon les échelles de temps considérées. On observe généralement des oscillations autour d’une position moyenne à l’échelle événementielle (Wright and Short, 1984) et des dégénérescences vers le large à moyen terme (Net Offshore Migration, cf. Winjberg, 1995 ; Shand et Bailey, 1999). Les résultats suivants sont issus du travail de thèse de Mathieu Gervais sur le site du Lido de Sète.

- **Migration cross-shore à court-terme**

L’oscillation des barres autour d’une position moyenne a été décrite sur le Lido de Sète par Akouango (1997), Certain (2002). Ils décrivaient alors une oscillation saisonnière avec accolement de la barre à la côte en été et creusement d’un chenal et reformation d’une barre lors des tempêtes automnales. Ces mécanismes n’ont pas été observés sur la zone de suivi, toutefois, le suivi spécifique avant-après chaque tempête pendant 3 hivers a fourni des données inédites sur la position de la crête de barre dans un secteur du Lido où elle présente une grande uniformité longitudinale (barre parallèle à la côte). Si les mécanismes de migration onshore par beau temps et offshore par mauvais temps sont largement décrits dans la littérature, le jeu de données disponible a permis de définir plus précisément ces tendances (cf Illustration 15). Différents indicateurs ont été utilisés pour tenter d’expliquer les migrations observées. On a ainsi cherché à évaluer le rôle de la hauteur de vague, de l’énergie cumulée de la houle, du niveau de surcote, de la vitesse des vents, ... L’asymétrie des houles longues

est souvent mise en avant pour expliquer les migrations vers le large pour les fortes vagues et vers la côte pour les faibles vagues (Grasso et al., 2011). Toutefois, sur le site de Sète, les périodes, même lors des tempêtes, restent faibles, et il s'avère que le paramètre qui semble le mieux expliquer les migrations observées soit la hauteur significative des vagues H_s (m). Pour des tempêtes quasi-frontales, on peut déterminer une tendance nette avec un changement de comportement de la barre pour un seuil donné (qui correspond plus ou moins à $H_s \sim 2.7$ m). Lors des tempêtes obliques (comme S6 sur l'illustration 15), la migration cross-shore de la barre est minimale par rapport à la migration longshore (Gervais, 2012, Gervais et al., 2013).

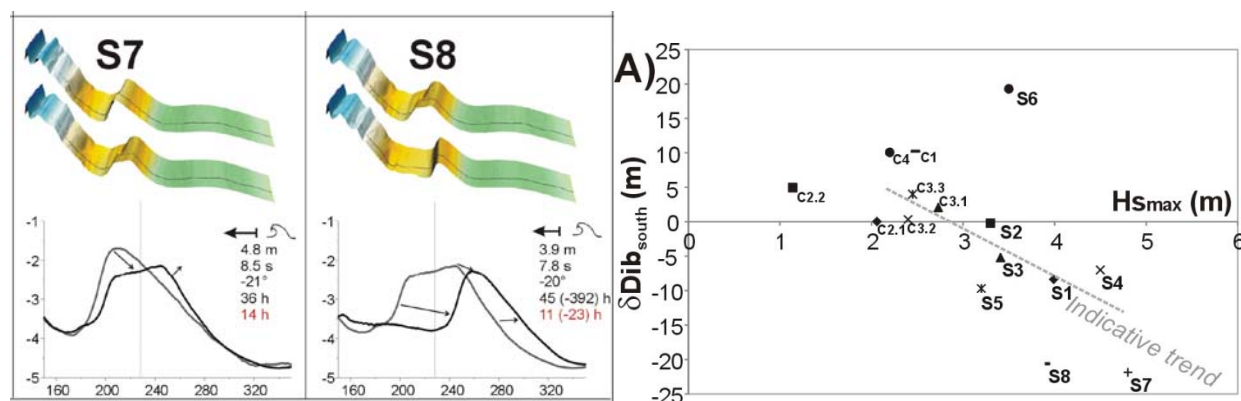


Illustration 15 – Migration cross-shore lors des tempêtes. A gauche : exemple de migration offshore lors des tempêtes S7 et S8 ; à droite : déplacement vers la côte (positif) ou vers le large (négatif) en fonction de la hauteur de vagues au large (Gervais et al. 2013) .

• Migration cross-shore à moyen-terme

A la suite des travaux d'Akouango (1997), Certain et al. (2006) démontra sur la moitié sud du Lido, où 3 barres sont parfois visibles près de la jetée du port (Akouango, 1997), la quasi-totalité d'un cycle long terme d'éloignement pluriannuel, puis de dégénérescence, de la barre externe vers le large, appelé N.O.M. dans la littérature (*net offshore migration* ; cf. Winjberg, 1995 ; Shand et Bailey, 1999). Le NOM est visible sur les 4 profils disponibles, suivi par le SMNLR (Service maritime national du Languedoc Roussillon) entre 1982 et 2002, sur les 6 km de trait de côte de la moitié sud du Lido. Il nota un éloignement très progressif de la barre externe, qui devint ensuite de plus en plus plate, jusqu'à une quasi-disparition de son relief sous forme d'un plateau. Ce processus de dégénération se ferait sur une période d'environ 10-15 ans.

En ré-analysant les conditions de houles au cours de ces années et en complétant la suite de l'analyse temporelle des morphologies (2000 à 2009), on peut noter, de manière surprenante, que l'étape la plus importante de l'affaiblissement de la barre n'est pas induite uniquement par l'évènement le plus exceptionnel jamais enregistré à Sète : la tempête de décembre 1997, avec 7 m de H_s enregistrée au large. Même si cet évènement, avec l'hiver particulièrement énergétique 1995-1996 (caractérisé par un groupe d'une dizaine de tempêtes), ont finalement détruit l'ancienne morphologie de barre dans une ultime phase, comme cela avait été déjà décrit (Certain et al., 2006) ; le recul serait dans les faits d'avantage progressif et provoqué par une longue série d'hivers au cours desquels plusieurs évènements particulièrement énergétiques semblent avoir agi sur les barres (Illustration 16).

L'analyse des résultats met en évidence une mobilité de la barre externe pendant les hivers les plus énergétiques (ayant au moins une tempête de période de retour annuelle). Les hivers comme 95-96, avec un nombre important de tempêtes, entraîne une migration vers le large très significative, et la tempête majeure de 97 va achever le cycle en faisant disparaître complètement la barre. Une nouvelle barre externe (ex barre interne) apparaît alors et va d'abord rester stable pendant plusieurs hivers et il faudra attendre l'hiver 2003-2004, particulièrement énergétique pour que cette barre atteigne la position de la précédente. Le cycle total de NOM a été achevé en ~ 20 ans. La dégénérescence ne se fait qu'avec des hivers à fortes tempêtes, sans que celles-ci soient forcément inhabituelles ou exceptionnelles. Ceci place le site de Sète en position intermédiaire entre un site où la dégénérescence de la barre est progressive et non liée aux événements de tempête exceptionnels, tel que certains sites la côte hollandaise (ex : *Terschelling* ou *Noordwijk* ; Van Enckevort et Ruessink, 2003), et des plages où le cycle NOM est initié par un événement de tempête important, tel que la plage de *Duck* en Caroline du Nord, ou encore *Surfers Paradise*, au nord de la Gold Coast australienne (Lippmann et Holman, 1990 ; Ruessink *et al.*, 2009). Ces dernières étant tout de même plus pentues que celles de Hollande, et surtout soumises à une houle océanique plus constante.

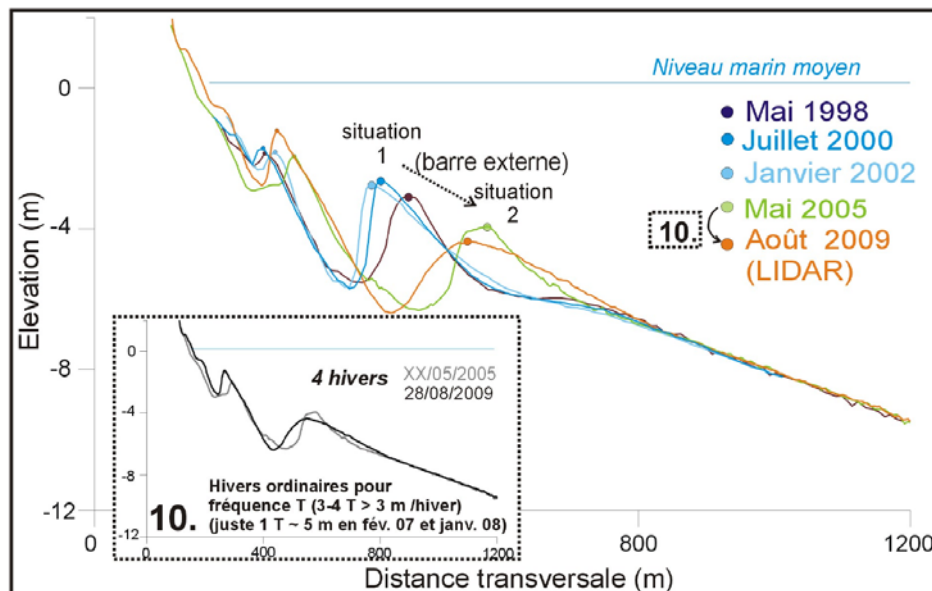


Illustration 16 - Étapes finales du cycle NOM et remplacement de la barre externe. Phases de ralentissement et oscillation de la barre interne, puis d'affaissement cette nouvelle barre, devenue externe (Gervais, 2012).

Processus de migration latérale (longshore)

Les barres sur le Lido de Sète ont longtemps été considérées comme relativement stables, présentant des oscillations lors des tempêtes et une migration progressive vers le large (N.O.M.). Le développement de l'imagerie vidéo sur ce site a permis de mettre en évidence, à l'échelle événementielle, une dynamique beaucoup plus importante (Balouin *et al.*, 2013a, 2013b).

Les mesures réalisées en suivant dans le temps la position des cornes des barres en croissant ont permis de mettre en évidence des déplacements longitudinaux qui peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres en quelques heures pour des tempêtes très obliques (cf. Illustration 18). La direction de migration de la corne est évidemment corrélée à la direction de provenance des vagues et on note ainsi une alternance de migrations vers le SW et vers le NW. De nombreux événements présentant des changements de direction des vagues sur le tombant, on peut parfois observer en quelques jours un retour de la barre à sa position initiale.

Ces résultats sont particulièrement importants car ils démontrent la difficulté d'appréhender cette dynamique événementielle avec des moyens de mesures topo-bathymétriques classiques. En effet, ceux-ci nécessitent des conditions de mer calme, qui ne sont parfois atteintes que plusieurs jours à plusieurs semaines après l'événement principal. On mesure donc dans ce cas une résultante des différentes phases de mobilité des barres.

Les vitesses de migration des barres semblent fonction de l'énergie longitudinale de la houle, même si la faible corrélation parfois obtenue laisse supposer d'autres mécanismes, surtout lorsque la barre est plus éloignée de la côte (H1, Illustration 17).

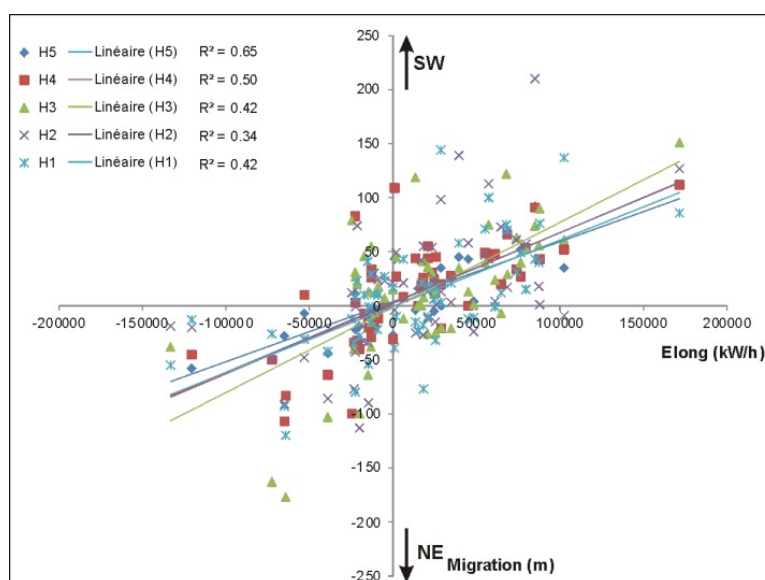


Illustration 17 – Vitesse de migration latérale des barres en fonction de l'énergie longitudinale de la houle au large. H1 correspond à la corne de barre située le plus au NE, H2 à 6 sont les cornes successives vers le SW du Lido.

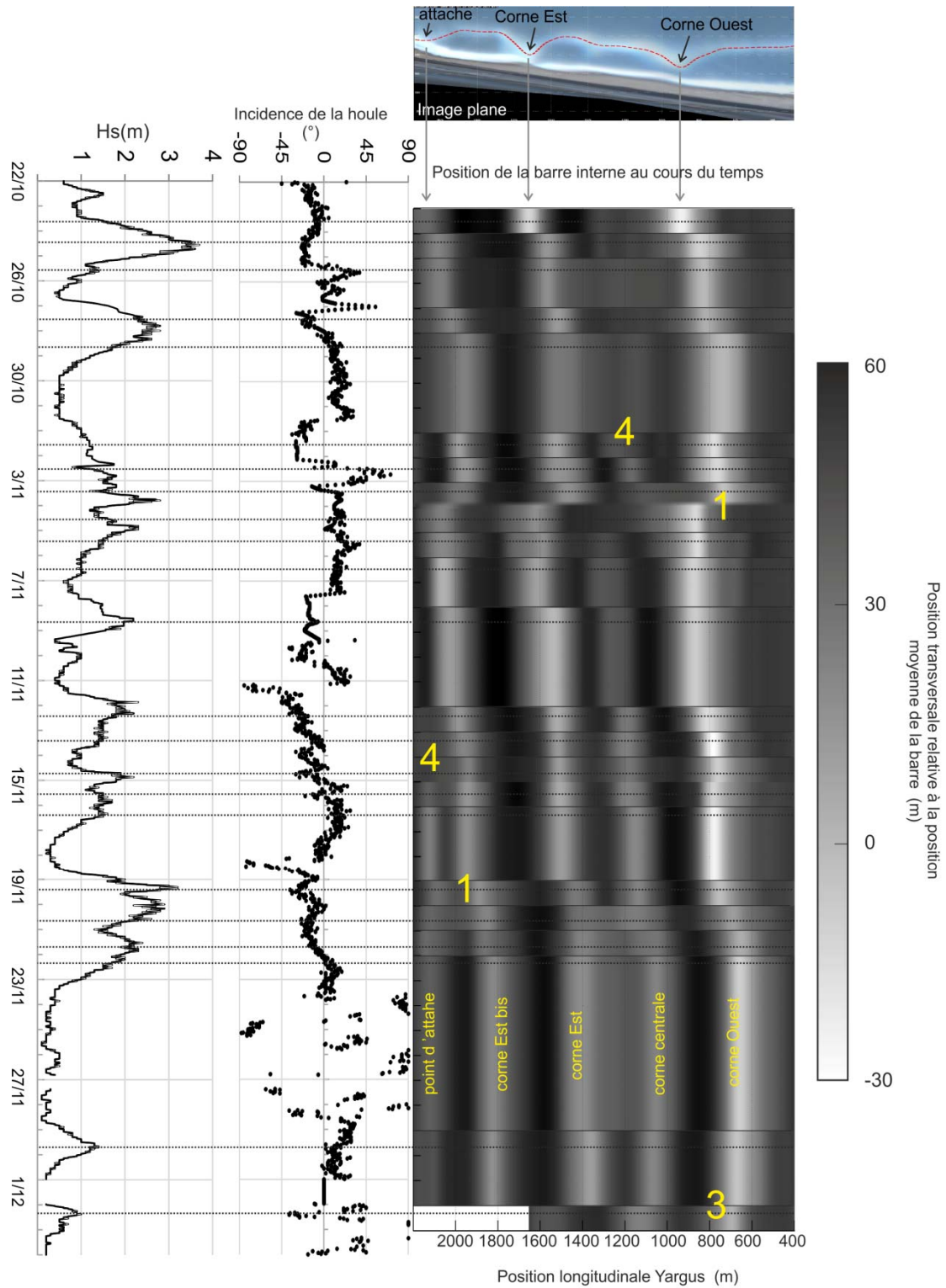


Illustration 18 - Suivi temporel de la position de la barre interne en fonction des conditions hydrodynamiques. Les zones claires correspondent aux cornes des croissants de la barre interne, les zones foncées sont les ventres (Balouin et al., 2013).

Processus de déformations des barres

Les travaux menés lors de la thèse de Mathieu Gervais ont permis de mettre en évidence des comportements tridimensionnels variés pendant les épisodes de tempêtes. Si les tempêtes entraînent globalement une linéarisation du système de barres (Armaroli et al., 2005, Gervais et al., 2011, 2013), on observe parfois une augmentation de la tridimensionnalité des barres.

- **Déformation tridimensionnelle**

Nos travaux ont permis de distinguer plusieurs séquences qui vont soit accentuer la tridimensionnalité des barres, soit les linéariser.

La première séquence, fréquemment observée lors des événements frontaux, correspond à l'augmentation de la tridimensionnalité (voir par exemple tempête S1 sur l'illustration 19). Les bancs formant les cornes vont progressivement migrer vers la côte alors que la baie peut-être complètement détruite par les courants d'arrachement. Lorsque les vagues sont légèrement obliques, on observe la formation de structures tridimensionnelles asymétriques (cf. S3).

La seconde séquence correspond à la linéarisation des barres 3D (cf. S2 et S4 sur l'illustration 19). Dans ce cas, la reformation de la baie est observée, et on retrouve progressivement une forme quasi-linéaire. Cette linéarisation est en général associée à un creusement de la fosse interne, en particulier entre les cornes et la côte, ce qui appuie le processus de linéarisation.

Une troisième séquence correspond à la reconstruction de croissants après une phase de linéarisation (cf. chapitre suivant).

D'après les données obtenues, l'occurrence de ces séquences semble résulter principalement de l'orientation et de la puissance des vagues, même si la morphologie pré-tempête joue un rôle significatif (cf Chapitre 3.5.).

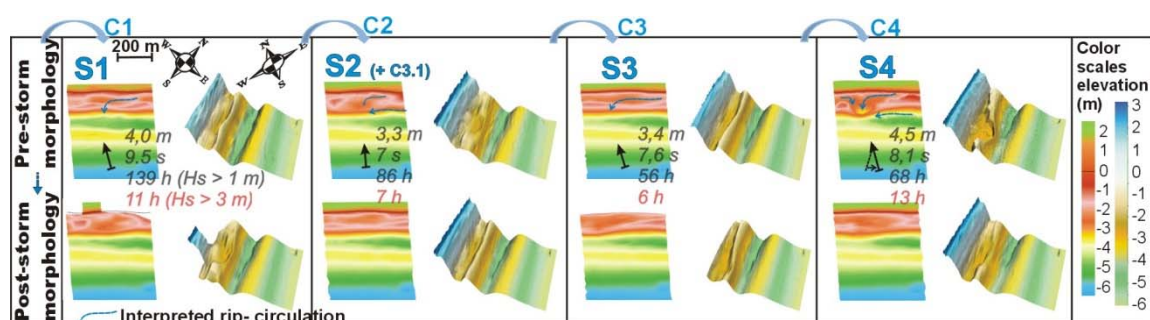


Illustration 19 – Exemples de déformation des barres lors de tempêtes de l'hiver 2008-2009.

- **Linéarisation/reconstruction des croissants**

Comme indiqué précédemment, la linéarisation des barres survient dès lors qu'une tempête présentant un angle d'incidence plus ou moins fort survient. Une des originalités de la reconstruction des croissants a pu être mise en évidence (Balouin, et al., 2013, cf. Illustration 20). Lors de tempêtes obliques modérées, on observe une translation longitudinale du motif, mais lorsque les tempêtes sont plus fortes, une linéarisation totale est observée (voir tempête

d'avril 2012 et février 2013). Il est probable que malgré cette linéarisation de la crête, des variations d'altitude de la crête persistent, et favorisent la reconstruction post-tempête. On assiste alors à la reconstruction des structures 3D plus au SW (dans le cas de tempêtes d'ESE, les plus fréquentes). Cette translation du motif laisse un espace de liberté au nord, avant le rattachement de la barre à la côte, ce qui permet le développement d'un nouveau croissant qui va lui aussi commencer sa migration vers le SW. Cette génération des croissants, qui s'effectue après chaque phase de linéarisation n'avait jamais été décrite dans la littérature.

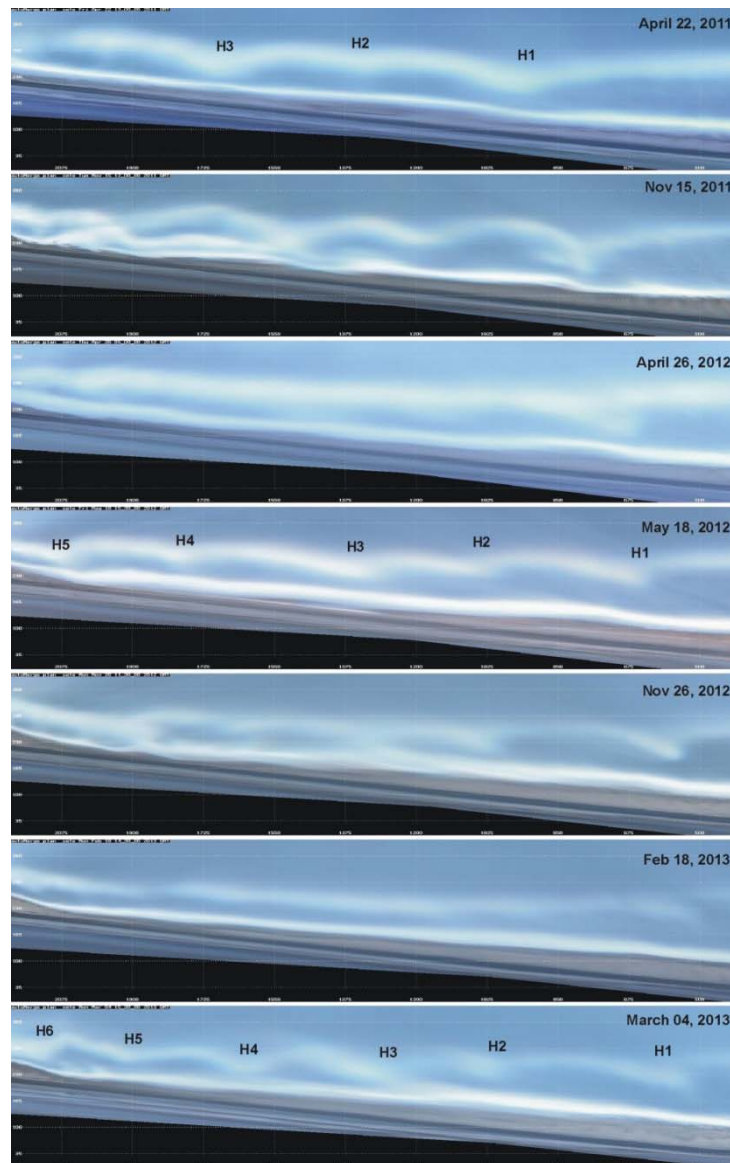


Illustration 20 – Séquence d'images vidéo rectifiées mettant en évidence les mécanismes de linéarisation pendant les tempêtes (Avril 2012 et février 2012) et la reconstruction, avec apparition d'un nouveau croissant au NE (H fait référence à la corne (horn) des croissants).

5.3.4. Couplage avant-côte/plage

Les couplages entre les barres d'avant-côte en croissant et le trait de côte ont été observés partout dans le monde (Castelle et al., 2010). Ces observations font souvent le constat que des

systèmes en phase ou des systèmes en antiphase peuvent exister sans que l'on comprenne bien l'occurrence de ces couplages.

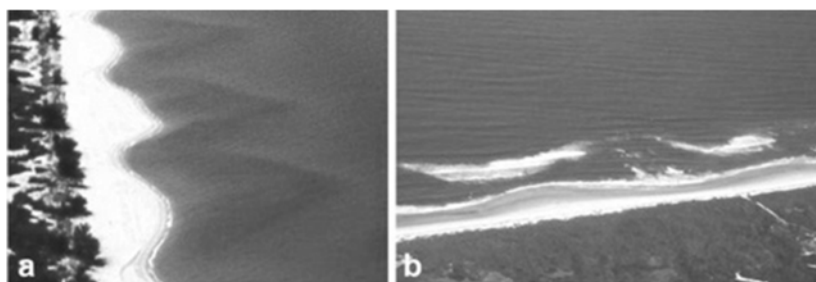


Illustration 21 – Couplages entre les barres en croissant et les sinuosités du trait de côte, en phase (à gauche, ou en antiphase à droite)(Castelle et al, 2010).

Le suivi vidéo sur le Lido de Sète a permis d'obtenir des informations inédites sur ces couplages et leur évolution pendant 4 tempêtes survenues en novembre 2011, avril et octobre 2012 (**Balouin et al., 2013**). Le Lido de Sète est la majorité du temps caractérisé par un système en antiphase (cornes des croissants en face des avancées du trait de côte). Toutefois, lors des tempêtes modérées, la migration longitudinale des morphologies perturbe fortement cet état d'équilibre.

Nos observations mettent en évidence une migration longitudinale rapide des barres en croissant sous l'action de vagues de tempêtes obliques, la vitesse de migration étant vraisemblablement corrélée à l'énergie longitudinale cumulée pendant l'événement. Cette migration est épisodique et résulte en un déplacement latéral des croissants qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres en quelques heures. Il en résulte un déphasage entre les avancées des sinuosités du trait de côte, habituellement en face des cornes de croissants, et la nouvelle position des cornes. Après la tempête, le système revient progressivement en antiphase. Toutefois, ce retour à une position d'équilibre dépend fortement des conditions de vagues sur le tombant et après la tempête. Si l'énergie de la houle reste significative, les sinuosités migrent en quelques heures pour retrouver leur position face aux cornes. En revanche, si l'énergie retombe très rapidement après l'événement, les sinuosités vont rester à leur position et il faudra plusieurs semaines pour retrouver une position d'équilibre.

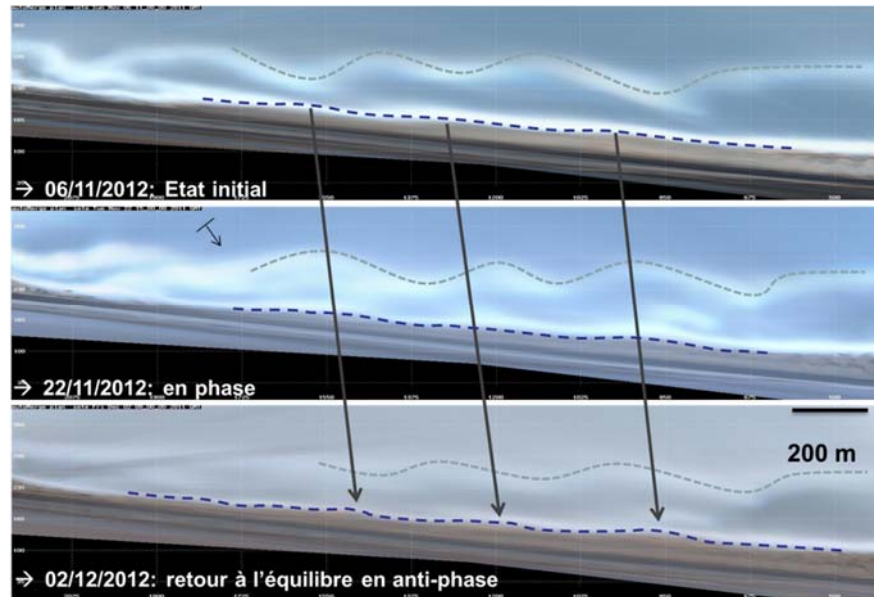


Illustration 22 – Modifications du couplage entre le trait de côte et les barres d’avant-côte pendant une tempête (Balouin et al., 2013).

5.3.5. Morphologies héritées (Gervais et al., 2011)

Si les résultats précédents ont montré le rôle de l’hydrodynamique sur l’évolution des systèmes de barres, nous nous sommes interrogés sur l’influence de la bathymétrie pré-tempête sur l’évolution pendant un événement. On sait que les tempêtes dites groupées, même modérées, provoquent souvent des impacts plus importants qu’une tempête majeure isolée, en raison principalement du manque de reconstruction naturelle entre deux événements successifs (Ferreira, 2006), ce qui suggère un rôle important de la morphologie pré-tempête.

Deux événements ayant des caractéristiques similaires en terme de vagues, niveaux, d’eau, vents, survenus en novembre 2008 et avril 2009 ont été analysés. Lors du premier événement, la bathymétrie initiale présentait une barre interne à croissants rythmiques bien développés ; lors du second, la barre présentait une forme quasi-linéaire, parallèle à la côte. Les deux événements ont eu une réponse morphologique très contrastée. Le premier a généré une forte augmentation de la tridimensionnalité avec destruction de la baie du croissant ; le second a entraîné le développement d’une barre légèrement festonnée et fortement asymétrique. La simulation numérique de l’hydrodynamique (cf. Illustration 23) met en évidence la génération de cellules de circulation lors du premier événement, alors que les courants liés aux vagues pour le 2^{ème} événement forment un sillon sinusoïdal unidirectionnel vers le SW.

Cette variabilité de la courantologie explique les évolutions morphologiques résultantes. Toutefois, pour caractériser le rôle de la bathymétrie initiale, nous avons simulé le 2^{ème} événement sur la bathymétrie du premier (Dec 2008). Les résultats (cf. Illustration 23) mettent en évidence dans cette configuration la génération de cellules de circulation tridimensionnelle, et donc identique au 1^{er} événement. Ces résultats ont donc permis sur des bathymétries réelles de montrer le rôle prédominant que peut jouer la bathymétrie initiale dans la réponse morphologique aux tempêtes.

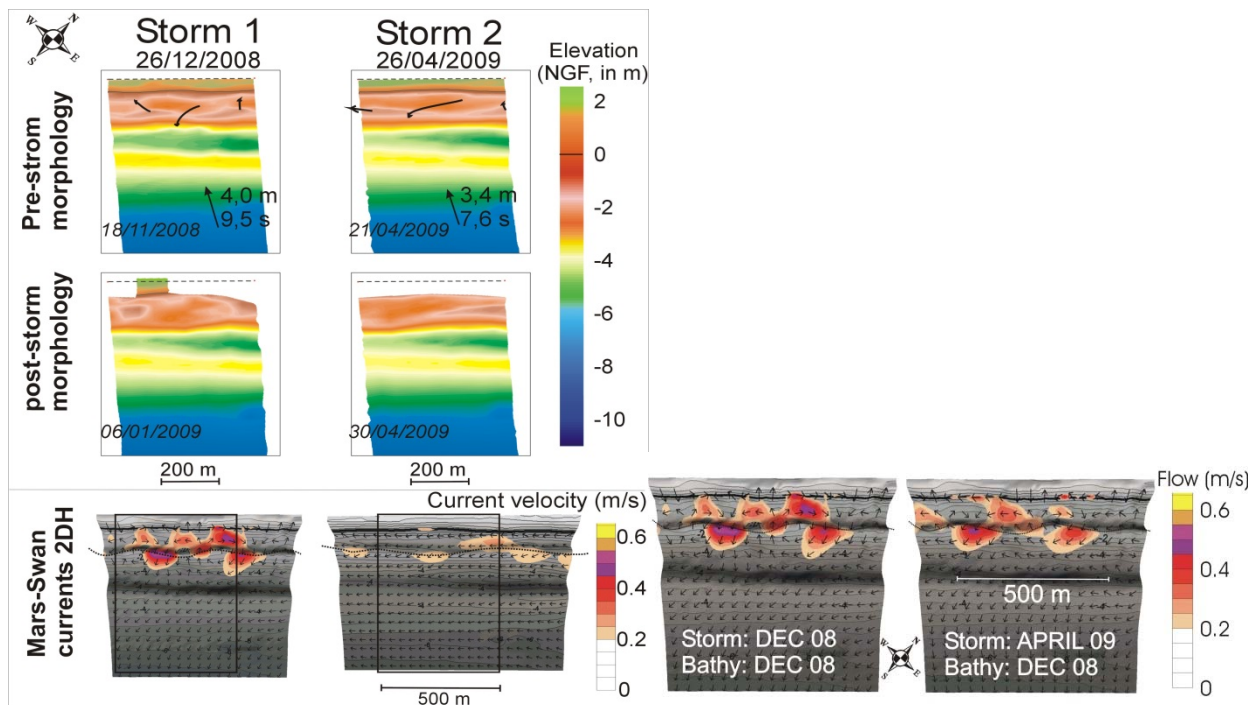


Illustration 23 – Evolution bathymétrique et simulation Mars-Swan des courants liés aux vagues. A gauche, observation de l'évolution morphologique et de la circulation générée par les tempête de déc 2008 et avril 2009. A droite, simulation des deux événements sur la bathymétrie initiale de dec 2008 (Gervais et al., 2011).

5.3.6. Impacts d'aménagement

Mes travaux sur l'impact des aménagements sur la dynamique des barres ont débuté en 2013 lors de l'installation d'un atténuateur de houle sur le Lido de Sète. Ces études ont impliqué plusieurs étudiants en master 2 (Marion Giusti, Alexa Latapy) et élèves ingénieurs (Yohan Colombet, Francois Longueville). Ils se poursuivent actuellement avec la thèse de Clément Bouvier. Ils sont publiés dans **Balouin et al., 2014, 2015 et 2016**, et font l'objet d'un article en préparation de **Bouvier et al.**

Ces travaux ont porté sur la réponse du système de barres et de la plage émergée à la mise en place d'un atténuateur de houle. Les principaux résultats obtenus sont (cf. Illustration 24):

- La réponse morphologique au déploiement de l'atténuateur de houle nécessite une énergie importante, largement supérieure aux seuils identifiés pour la mise en mouvement des barres. L'impact initial de la structure immergée en mars 2013 a été très modéré, et il a fallu une tempête significative de Sud pour que le système commence à être perturbé ;
- L'événement énergétique de Noël 2013, avec une houle oblique de sud, a entraîné une rotation rapide de la barre qui s'est positionné parallèlement à l'ouvrage. Cette rotation s'est effectuée rapidement, entraînant une rupture de la barre interne (la barre sur la zone non protégée ne tournant pas). Une nouvelle barre s'est formé à la côte et s'est rapidement accolée à la barre derrière la structure (phénomène de coalescence) ;

- La structure a complètement modifié l'orientation du système de barre interne qui s'ancrait jusque-là à la plage au nord ;
- Les effets de l'aménagement s'étendent très largement sur la zone adjacente, avec la génération d'une nouvelle barre longitudinale et la migration rapide de l'ancienne barre interne vers le large. La zone concernée par les changements de morphologie et de dynamique s'étend sur près de 4 km, soit la zone de l'ouvrage (1 km) et la zone adjacente (3 km).

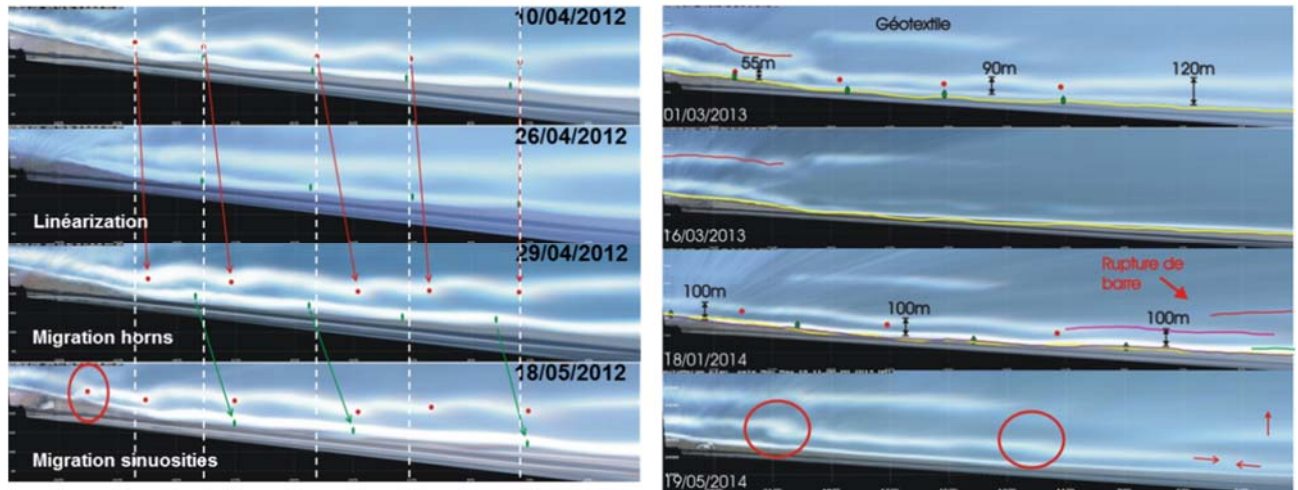


Illustration 24 - Images moyennées sur 10 min illustrant l'évolution du système de barres avant (gauche) et après (droite) le déploiement de l'atténuateur immergé.

Ces résultats ont permis d'émettre des hypothèses sur les processus hydro-sédimentaires ayant généré cette évolution. Ces hypothèses seront testées à l'aide du modèle 2DBeach dans les prochains mois dans le cadre de la thèse de Clément Bouvier en collaboration avec Bruno Castelle.

5.4. TEMPETES ET RISQUES COTIERS

5.4.1. Contexte

Impacts morphologique des tempêtes

En fonction des conditions climatiques initiales et du secteur concerné, les phénomènes de tempêtes marines peuvent induire de nombreux impacts morphologiques sur le littoral ainsi qu'une évolution plus ou moins importante du profil de plage selon leur intensité. Parmi ces impacts, on peut observer l'érosion de la plage et du cordon dunaire, les phénomènes de franchissement (*overwash*) ainsi que la submersion des zones côtières basses (cf. Illustration 25).

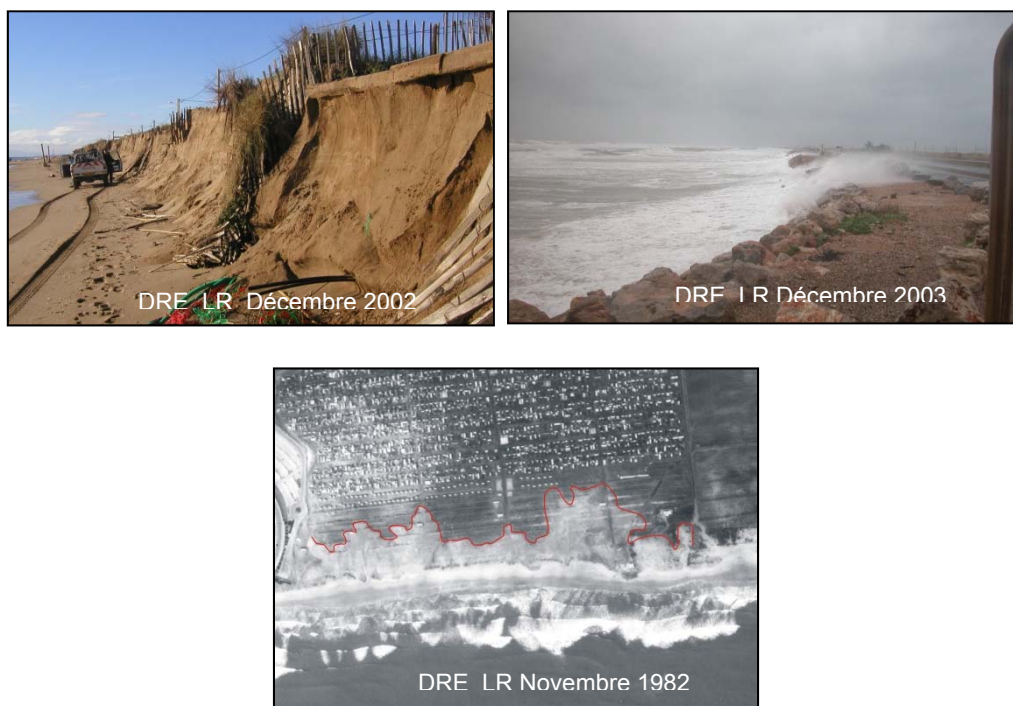


Illustration 25 : Erosion du cordon dunaire lors de la tempête de décembre 2003 (à gauche) ; franchissement sur le lido à l'Est d'Agde lors de la tempête de décembre 2002 (à droite) ; submersion marine sur le lido de Sète à Marseillan lors de la tempête de novembre 1982.

Les impacts morphologiques lors d'épisodes tempétueux ne sont néanmoins pas uniquement dépendant des caractéristiques de la tempête telles que la hauteur des vagues ou la surcote. La morphologie du cordon dunaire ainsi que son élévation constituent également des paramètres majeurs. Le cordon littoral représente à cet égard la première ligne de défense naturelle. En effet, il est évident que des portions de littoral ne présentant pas de dunes ou des dunes faiblement développées seront plus vulnérables à la submersion que des portions de littoral présentant des dunes évoluées.

Certains modèles, notamment celui de Sallenger (2000), permettent de définir des régimes d'impacts différents en fonction de la hauteur maximale atteinte par le niveau d'eau lors de la tempête. Grâce à ce modèle, quatre degrés d'impacts peuvent être déterminés (Cf. Illustration 26) :

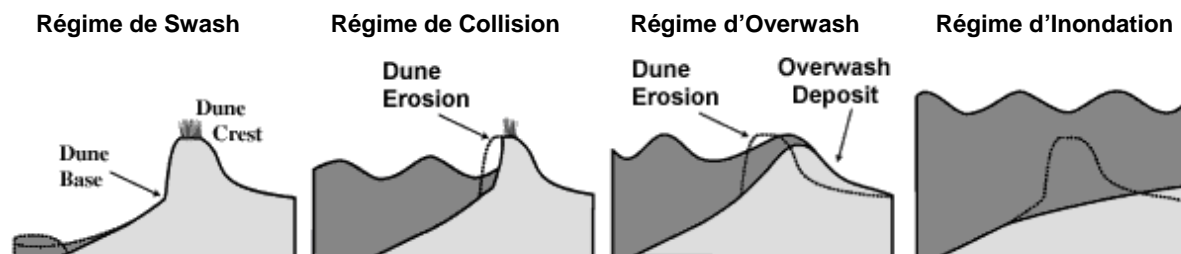


Illustration 26 : Caractéristiques morphodynamiques des impacts liés aux tempêtes (source : Sallenger, 2000).

- **Le régime de Jet de rive (Swash)**

Ce régime est caractéristique de faibles tempêtes. En effet, dans ce cas, le niveau d'eau induit par la tempête reste inférieur à la hauteur du pied de dune. De ce fait, on peut alors observer une faible érosion de la plage. Toutefois, pendant les mois suivants la tempête, la faible quantité de sable érodée retournera de façon naturelle vers la plage.

- **Le régime de collision**

Dans ce cas, le niveau d'eau induit par la tempête dépasse le pied de dune mais reste inférieur à son sommet. Les vagues entrent donc en collision avec les dunes et provoquent leur érosion ainsi qu'un éventuel recul du trait de côte. L'érosion progressive du cordon dunaire par le vent et la houle lors d'épisodes de tempêtes peut favoriser l'apparition de brèches et augmenter l'influence des impacts liés aux tempêtes.

- **Les régimes de submersion**

Les cordons dunaires peuvent être submergés de façon plus ou moins permanente lors de certains épisodes de tempête lorsque le niveau d'eau induit est important. On distingue alors deux types de submersion.

Le régime de franchissement (Overwash) (submersion temporaire):

Dans cette situation, la hauteur d'eau atteinte est supérieure au sommet de la dune et l'ensemble du cordon dunaire est submergé momentanément. Cette submersion provoque ainsi un déplacement de sable depuis le large vers l'intérieur des terres. Ce phénomène, appelé « *roll-over* » contribue à la migration globale de la dune en particulier lorsqu'il est précédé d'une phase d'érosion intense du cordon dunaire par les vagues.

Le régime d'Inondation (submersion permanente):

Ce phénomène se produit lorsque le niveau moyen de la mer ainsi que le *Set-up* des vagues, qui correspond à une remontée locale du niveau de la mer sous l'effet du déferlement lors d'une tempête, sont plus hauts que la dune. Dans cette hypothèse, l'ensemble du cordon littoral ainsi

que les terrains arrière-littoraux sont submergés et inondés pendant l'intégralité de la tempête entraînant un transport de sable vers l'intérieur des terres.

A ces impacts morphologiques visibles et observables sur le littoral, il est essentiel d'ajouter les impacts affectant les barres sédimentaires d'avant côte. Ces dernières, présentes sous de faibles profondeurs (2 à 3 m), constituent une barrière naturelle de protection du littoral mais également un important stock sédimentaire sableux. Durant un évènement de forte intensité, la barre externe peut migrer vers le large, augmentant ainsi la vulnérabilité de la plage. Dans la majorité des cas, le système retrouve sa configuration initiale. Mais, lors d'évènements extrêmes, le système ne peut pas toujours être régénéré, les barres peuvent alors disparaître (Certain, 2002 ; Ferreira, 2005), ce qui aura pour conséquence d'augmenter la vulnérabilité du littoral lors de prochains évènements tempétueux (Armaroli *et al.*, 2005).

Impacts socio-économiques

Outre les impacts morphologiques, les répercussions des évènements de tempêtes sur le littoral peuvent être d'ordre socio-économique.

Le littoral du Golfe du Lion est fortement anthropisé et peuplé. De nombreux aménagements y ont été réalisés et l'urbanisation s'y est très fortement développée. Les constructions implantées en front de mer sont désormais fortement exposées et vulnérables lors d'épisodes de tempêtes.

On distingue tout d'abord les impacts socio-économiques directs définis comme les dommages causés aux infrastructures ou habitations. En effet, lors de tempêtes importantes, il est fréquent d'observer de nombreux dégâts matériels tels l'inondation et l'ensablement des villas de front de mer, voire, dans des cas extrêmes, leur destruction (Illustration 27).



Illustration 27 : Ensablement d'une villa (à gauche) et destruction (à droite) sur la plage du Racou (Argelès-sur-Mer) lors de la tempête de décembre 1997.

Par ailleurs, les infrastructures de protection marines comme les digues ou les épis subissent elles aussi des dommages liés au déferlement des vagues et au vent. Ces dernières peuvent être partiellement, voire, totalement détruites (Illustration 28).

En plus de ces dommages directs, s'ajoutent des dommages socio-économiques de type indirect. Les axes de communication qui longent le littoral sont en effet également exposés au

risque tempête et peuvent être soit submergés soit détruits ce qui tend à bloquer les activités économiques d'une commune, d'un département ou de la région. C'est le cas notamment pour la Route Nationale 112 qui longeait le littoral de Sète à Marseillan qui fut maintes fois submergée et coupée lors d'épisodes tempétueux (Illustration 28) ou encore les lignes SNCF à proximité des étangs arrière-littoraux de Sète ou de Leucate. La fermeture de ces voies d'accès peut s'avérer très pénalisante lors de gestions de crise au cours desquelles ces accès sont nécessaires pour les secours ou les évacuations.



Illustration 28 : Destruction totale de la Digue de Cerbère après la tempête de décembre 2008 (à gauche) et destruction de la RN 112 de Sète à Marseillan après la tempête de décembre 1997

Objectifs scientifiques

L'objet de ma recherche sur les tempêtes marines vise à améliorer la caractérisation et l'anticipation des impacts morphologiques pour réduire les risques côtiers associés à ces événements. Cela passe par une analyse des effets des tempêtes passées pour mieux définir les seuils morphogènes de ces événements, et par une amélioration des outils d'anticipation, qu'ils s'agissent de la définition de niveaux d'aléas et de seuils associés, ou de la modélisation morphodynamique des évolutions, qui peut, une fois validée, alimenter des systèmes d'alerte pour les risques côtiers. De manière à valider ces outils, une acquisition permanente de données sur les tempêtes et leurs impacts est nécessaire, ce qui a motivé la mise en place en 2010 du réseau régional de suivi des tempêtes et de leurs impacts.

Les chapitres suivants présentent les travaux réalisés sur cette thématique. J'ai eu l'occasion d'encadrer de nombreux étudiants dans le cadre de ce travail : des masters 2 (Stéphanie Billoux, Emilie Tirard, Yann Danger, Lucie Campmas, Chloé Turpaud, Jeanne Busson, Amandine Magnier et Ségolène Fay) ainsi que la thèse de Mathieu Gervais. Ces travaux se sont en grande partie déroulés dans le cadre du projet FP7 MICORE (*Morphological impacts and coastal risks induced by extreme storms events*).

5.4.2. Evaluation de seuils morphogènes

L'évaluation des seuils morphogènes nécessite un inventaire quantitatif et le plus exhaustif possible sur les tempêtes elles-mêmes, mais aussi sur les impacts (ou l'absence d'impact) enregistrés. On se heurte assez rapidement dans cet exercice à la limitation liée aux données disponibles ou à leur faible précision. Des événements fortement impactant ont été recensés sans que l'on puisse en caractériser l'intensité (les premières mesures de houle directionnelles

datent par exemple de 2006) ; d'autres sont surreprésentés car faisant suite à un événement particulièrement médiatisé. Ces limitations m'ont motivé à développer une méthodologie originale, visant à revisiter les données disponibles sur les impacts de tempêtes. Cette méthodologie combine : (1) l'inventaire le plus exhaustif possible des impacts recensés (littérature scientifique, presse, archives départementales et enquête auprès des communes), la BD-Tempête désormais mise à disposition sur <http://littoral.languedocroussillon.fr> ; (2) l'amélioration de la connaissance des états de mer en réalisant des simulations rétrospectives des vagues en Méditerranée occidentale et (3) la ré-analyse de toutes les données quantitatives (topo-bathymétrie, localisations de brèches, ...) associées aux événements les plus extrêmes.

Simulations rétrospectives des vagues

Afin de caractériser les tempêtes historiques recensées, des simulations rétrospectives ont été réalisées. Pour cela, plusieurs types de données ont été testées : les simulations SIMAR (projet HYPOCAS des Puertos del Estado) qui couvrent la période 1958-2001, les ré-analyses de vents CFSR (Climate Forecast System Reanalysis, Saha et al., 2010), NCEP et NCEP2 (National Center for Environmental Prediction, Kanamitsu et al., 2012).

Si les données Hypocas étaient intéressantes en raison leur durée (43 ans), il s'est avéré que le modèle SIMAR sous-estimait fortement les hauteurs de vagues dans le Golfe du Lion, et ce modèle n'a pu être utilisé que pour identifier quelques événements intenses sans fournir de données précises sur leurs caractéristiques. Les données de vents des ré-analyses NCEP et NCEP2 et CFSR ont été utilisées avec le modèle SWAN (Booij et al, 1999) pour reconstruire les séries temporelles de vagues et les comparer aux mesures réalisées depuis 2006 dans le Golfe du Lion. Les simulations utilisant les vents CFSR se sont avérées les plus précises et c'est donc ces données qui ont été utilisées pour caractériser toutes les tempêtes sur la période 1979-2009.

Une banque de données de 73 événements majeurs a ainsi pu être constituée, comportant les caractéristiques de la tempête, mais également les impacts morphologiques ou économiques recensés (BD-Tempête).

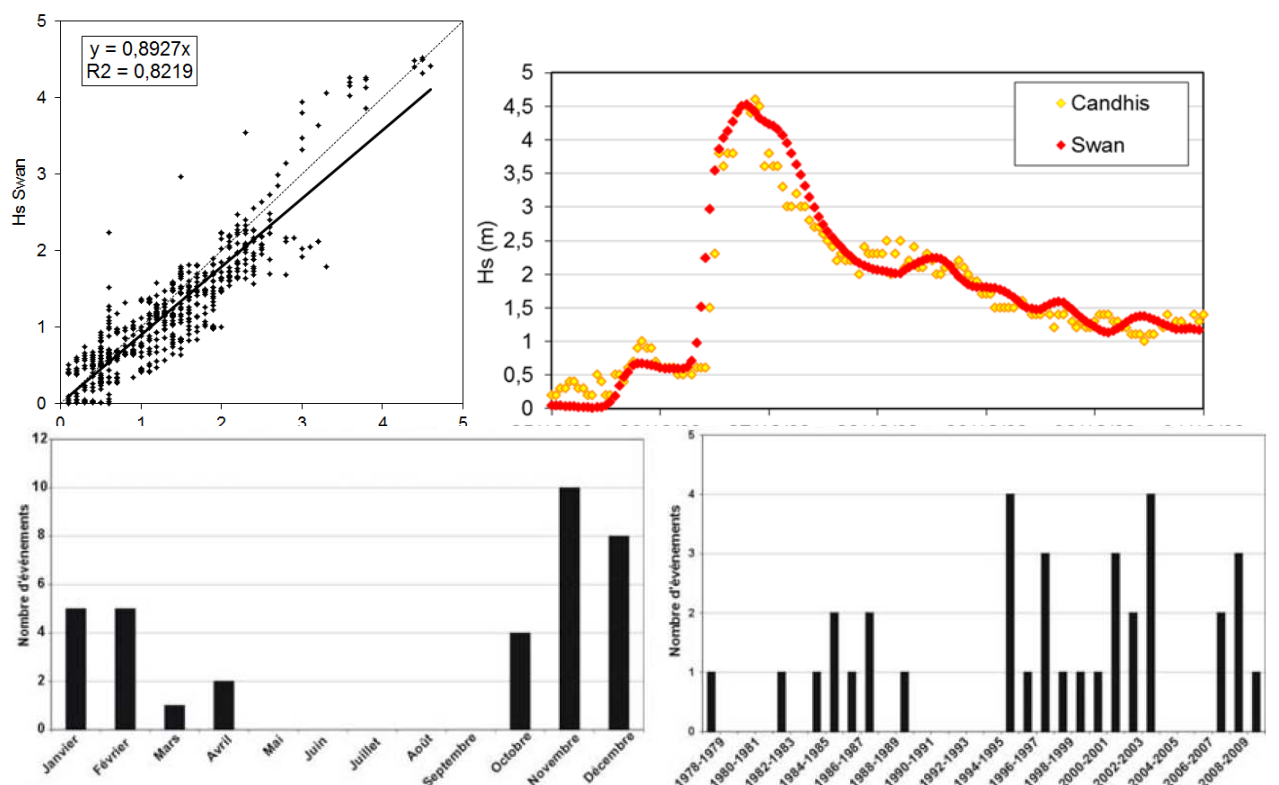


Illustration 29 – Exemple de comparaison entre les hauteurs significatives de vagues mesurées (Candhis) et prédites (SWAN) à partir de vents CFSR à la bouée de Leucate (Balouin et al., 2011, en haut). En bas : nombre d'événements de tempêtes entre 1979 et 2009 par mois (à gauche) et par hiver (à droite).

Echelle d'impacts et seuils morphogènes

Dans la partie nord du Golfe du Lion, les différents indicateurs d'intensité ou de durée des tempêtes ont été croisés aux indicateurs d'évolution morphologique et d'impacts. Cette analyse, menée dans le cadre du projet MICORE, a montré que parmi les différents descripteurs de tempête (hauteur de vagues, énergie, durée, niveau de surcote), la hauteur significative des vagues reste le critère le mieux corrélé avec l'augmentation des impacts. C'est donc ce paramètre qui est utilisé pour définir des seuils d'impact des tempêtes marines. L'étude des événements des dernières décennies a mis en évidence 3 seuils principaux (Gervais et al, 2011) :






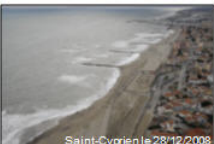







- Hs (hauteur significative de la houle) ~ 3 m : changement de comportement des morphologies d'avant-côte (migration vers le large des barres sableuses) et franchissement des bermes par le jet de rive ;
- Hs ~ 4 m : inondation partielle à totale de la plage, érosion du front dunaire ;
- Hs ~ 5 m : franchissement des cordons dunaires de faible élévation (3 m NGF), franchissements des cordons naturels des lidos.

Ces seuils morphogènes sont également représentatifs des dommages et dégâts occasionnés. Ainsi, l'illustration 30 présente les résultats de l'analyse de 16 tempêtes ayant entraînés des dégâts sur le littoral héraultais.

Dans le cadre l'étude préliminaire à la mise en œuvre du Réseau de suivi des tempêtes (**Balouin et al., 2011**), une analyse similaire a été réalisée pour les autres secteurs du Golfe du Lion. L'illustration 31 présente les résultats obtenus sur le littoral du Roussillon sur la base des reconstitutions des tempêtes de 1979 à 2009 et des observations recensées dans la BD-Tempête. Les seuils d'impacts résultant sont très proches de ceux observés sur le littoral héraultais avec des impacts significatifs dès lors que la hauteur de la houle au niveau de la bouée de Leucate dépasse les 4 m.

Hs (m)	3 - 4 m (4 events)	4 - 5 m (4 events)	> 5 m (8 events)
Overwash			✓
Erosion	✓	✓	✓
submersion		✓	✓
road destruction		✓	✓
dune erosion			✓
Boats	✓		✓
restaurants		✓	✓
bridge, railway & road closure	✓	✓	✓

*Illustration 30 - Dégâts observés sur le littoral héraultais en fonction de la hauteur significative de la houle (d'après **Gervais et al., 2011**).*

Classe de tempête	Impacts observés	Photographies
Classe I - Tempête faible 2 < Hs < 2,8	Peu ou pas d'impacts observés Légère érosion de la plage	
Classe II - Tempête modérée 2,8 < Hs < 3,5	Aucun impact recensé sur la zone d'étude	 
Classe III - Tempête significative 3,5 < Hs < 4,3	Submersions observées Laises de mer Bateaux coulés et échoués Légers dommages aux infrastructures	  
Classe IV - Tempête sévère 4,3 < Hs < 5	Faible érosion du cordon dunaire Submersions Ensablement du front de mer Dommages aux infrastructures et ouvrages de protection marines : Basculement de postes de secours, ganivelles arrachées	  
Classe V - Tempête extrême Hs > 5	Erosion générale du cordon dunaire Ouverture de graus Submersions et inondations des voiries et habitations Ensablement du front de mer et des habitations Dommages importants aux infrastructures: Destructions, effondrements de talus, affouillement des quais... Dommages importants aux ouvrages de protection marine: Destructions de brise-lames	    

Sources Photographies: SMNLR, DRE, Mairies

Illustration 31 – Impacts observés sur le littoral du Roussillon en fonction de l'intensité des tempêtes (Balouin et al., 2011)

Concomitances crues / tempêtes marines

Certaines conditions météorologiques peuvent causer à la fois une élévation du niveau marin et une augmentation du débit dans les fleuves. Si le niveau marin extrême et le pic de crue se produisent simultanément au niveau de l'embouchure d'un fleuve, le risque d'inondation sera accru. Afin d'évaluer la probabilité d'occurrence de ce type d'événement, une analyse multi-aléas est nécessaire. Elle permet notamment de déterminer les scénarios les plus extrêmes qui seront alors étudiés plus en détail. Ce travail d'analyse statistique a fait l'objet du stage de fin d'étude de Ségolène Fay (2013).

• Submersions marines

Les tempêtes marines (conditions de vagues et de vent particulièrement fortes, et de pressions atmosphériques faibles) sont à l'origine d'un niveau marin élevé qui peut entraîner une submersion. La surcote météorologique et les vagues issues de ces tempêtes sont à l'origine d'une élévation temporaire du niveau marin à la côte (cf. Illustration 32).

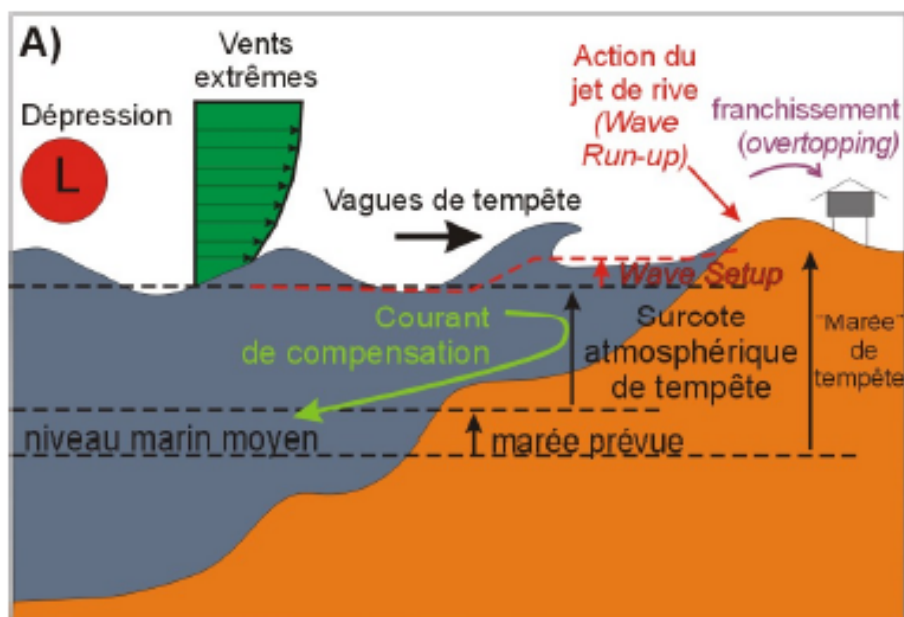


Illustration 32 - Impacts des tempêtes marines sur le niveau marin : phénomène de surcote et de setup (Gervais, 2012).

La « marée de tempête » est la différence entre le niveau marin observé et la marée astronomique prédite. Cette « marée de tempête » est due à plusieurs phénomènes et additionne une surcote atmosphérique, une surcote anémométrique et le déferlement de la houle qui peut également induire une élévation supplémentaire du niveau marin. Quand la pression atmosphérique diminue, le niveau marin augmente. Une diminution de pression de 1 hPa entraîne une élévation du niveau marin d'environ 1 cm et vice-versa. De plus, l'eau est poussée dans la même direction que le vent par un effet de cisaillement ce qui va provoquer un abaissement du niveau au début de la zone d'action du vent et une surélévation du niveau à la fin de sa zone d'action (Svensson et Jones, 2004).

La dernière composante de la surcote est due à l'action des vagues à la côte. Le jet de rive (run-up), qui est le niveau maximum atteint par les vagues qui ont déferlé à la côte, est à l'origine d'une submersion par franchissement de paquets de mer. Ce phénomène ne sera pas pris en compte dans cette étude car il correspond à un niveau dynamique. Seul le niveau statique, le setup, sera considéré. Il est dû à la diminution de la profondeur à la côte, ce qui entraîne l'augmentation des hauteurs de vagues (augmentation de la quantité de mouvement) se propageant vers la côte. Cette augmentation de la quantité de mouvement est compensée par une diminution du niveau d'eau jusqu'au point de déferlement des vagues sur l'avant côte. Après le déferlement, la diminution de la quantité de mouvement des vagues est compensée par une augmentation du niveau d'eau qui correspond au setup des vagues (wave setup) (cf. Illustration 32). Les niveaux marins extrêmes à l'origine de submersion marine sont donc une combinaison de la surcote atmosphérique, anémométrique et du setup (cf. Illustration 32).

- **Crues**

A la suite de précipitations sur un bassin versant, l'eau qui n'est pas stockée (dans les dépressions par exemple), infiltrée ou évaporée, ruisselle et alimente le débit des cours d'eau

de ce bassin versant. Le niveau fluvial augmente alors : c'est le phénomène de crue du cours d'eau. Cette crue peut produire une inondation par débordement naturel dans le lit majeur du cours d'eau ou par rupture de digues si le fleuve est canalisé (cf. Illustration 33.b).

- **Concomitances entre crues et submersions marines**

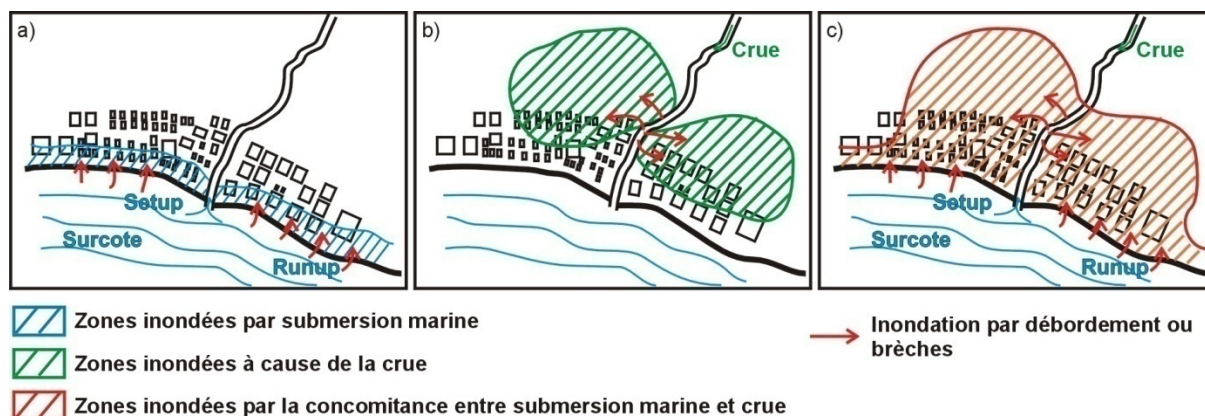


Illustration 33 - Présentation théorique de l'étendue d'une inondation en cas de submersion marine (schéma a), de crue (schéma b) et de concomitance entre les deux (schéma c).

En cas de concomitance entre crue et surcote, le risque d'inondation est plus important car la surface inondée sera plus grande. Cette surface inondée correspond aux surfaces touchées, d'une part, par la submersion marine et, d'autre part, par la crue (cf. Illustration 33). De plus, le niveau marin élevé et les vagues limitent l'écoulement du fleuve à l'embouchure.

On prend l'hypothèse que le fleuve a un écoulement permanent et non uniforme. Un écoulement permanent est caractérisé par des vitesses et une profondeur invariantes dans le temps. L'écoulement des cours d'eau est rarement permanent, néanmoins, les variations temporelles peuvent être suffisamment lentes pour que l'écoulement puisse être considéré comme une succession de régimes permanents. Le mouvement est non-uniforme si les paramètres caractérisant l'écoulement changent d'une section du cours d'eau à l'autre. La pente de la surface libre diffère de celle du fond. En deuxième hypothèse, on considère que le régime du fleuve est fluvial. Un régime est fluvial si la vitesse dans le cours d'eau est inférieure à la vitesse des ondes de gravité. Ces ondes peuvent alors remonter et perturber l'amont. Au contraire, un régime est torrentiel si la vitesse de l'eau est supérieure à la vitesse des ondes de gravité. L'amont n'est donc pas influencé par les conditions hydrauliques de l'aval. Si l'écoulement du fleuve est non uniforme et permanent et qu'il a un régime fluvial, alors sa ligne d'eau aura un point de contrôle aval (singularité à l'origine d'une modification de l'écoulement d'une section à l'autre). Dans le cas présent, le niveau du fleuve en amont de l'embouchure sera donc conditionné par le niveau marin à l'embouchure et par son débit (cf. Illustration 34).

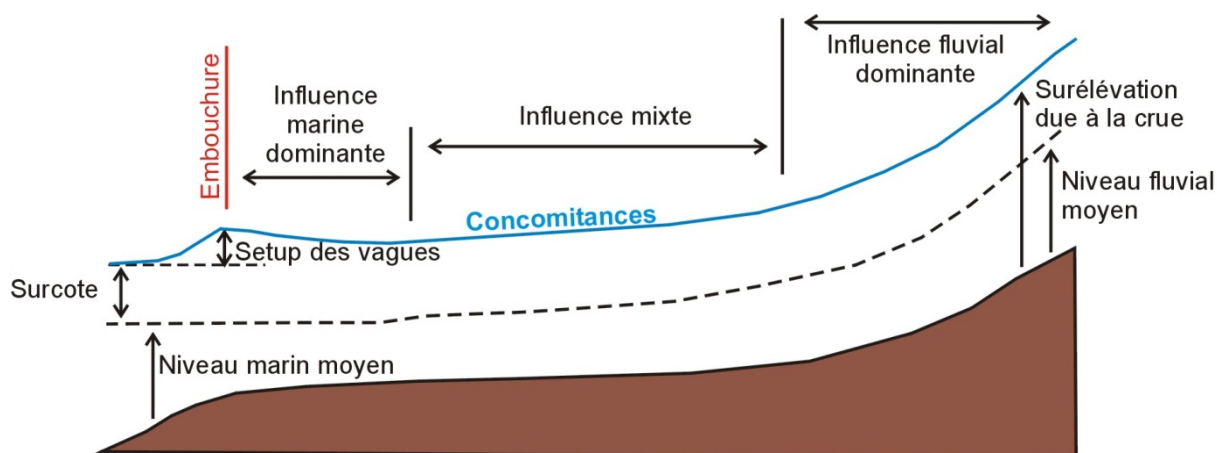


Illustration 34 - Paramètres influant sur la ligne d'eau d'un fleuve côtier en cas de concomitance entre une crue et une surcote.

Probabilité d'occurrence d'événements concomitants

Si les travaux concernant les aléas concomitants (forte houle, crue, vent, ...) ont été largement développés ces dernières années, notre contribution a porté sur l'évaluation de la probabilité d'occurrence d'événements alliant une surcote marine et une crue. L'étude s'est basée sur le modèle Join Sea développé à HR Wallinford.

Les variables de niveau marin et de niveau fluvial ont été utilisées pour représenter les phénomènes de submersion marine et de crues (respectivement). Chaque couple de niveau marin et de niveau fluvial qui a été utilisé dans l'analyse statistique correspond au niveau marin maximum et au niveau fluvial maximum d'un bloc de cinq jours. Une analyse de sensibilité a été réalisée sur le choix des couples de données, et notamment sur la procédure permettant d'associer un niveau marin élevé avec un niveau fluvial élevé, les deux pics ne survenant pas forcément au même moment.

Une analyse préliminaire a été réalisée sur les données du Gapeau dans le Var et du Tech dans les Pyrénées-Orientales pour estimer la quantité d'événements présentant une concomitance entre une crue et une submersion marine par rapport à la quantité de crues ou de niveaux marins élevés. Pour cela, les troisièmes quartiles du niveau marin et du niveau fluvial ont été fixés comme seuils au-delà desquels on peut considérer que le niveau marin et le niveau fluvial sont extrêmes. Pour les deux sites, le nombre d'années couvertes par les observations est d'environ 18 ans. Le découpage des données en zones permet d'évaluer la part de concomitances par rapport aux niveaux fluviaux et aux niveaux marins seuls (cf. tableau suivant).

Site	Evènements conjoints/niveau marin extrême	Evènements conjoints/niveau fluvial extrême	Quartile du niveau fluvial	Quartile du niveau marin
Tech	42 %	43 %	2,59 m	0,71 m
Gapeau	55 %	56 %	0,45 m	0,66 m

D'après cette analyse préliminaire, il semblerait que la dépendance entre les variables de niveau marin et de niveau fluvial soit plus élevée pour le Gapeau que pour le Tech. On observe ainsi que 40 % des événements observés sur le Tech sont concomitants, alors que plus d'un événement sur deux associe tempête marine et crue sur le Gapeau.

L'analyse statistique des concomitances entre crues et submersions marines à l'embouchure du Tech et du Gapeau avec JOIN SEA a été réalisée. La dépendance entre le niveau marin et le niveau fluvial de ces deux sites varie en fonction des événements. Les résultats obtenus sont présentés sur l'illustration 35. La tempête du 4 décembre 2003 a alors été déterminée avec une période de retour conjointe de 100 ans pour le Tech et la tempête du 22-23 décembre 2010 a été déterminée avec une période de retour conjointe supérieure à 10 ans pour le Gapeau.

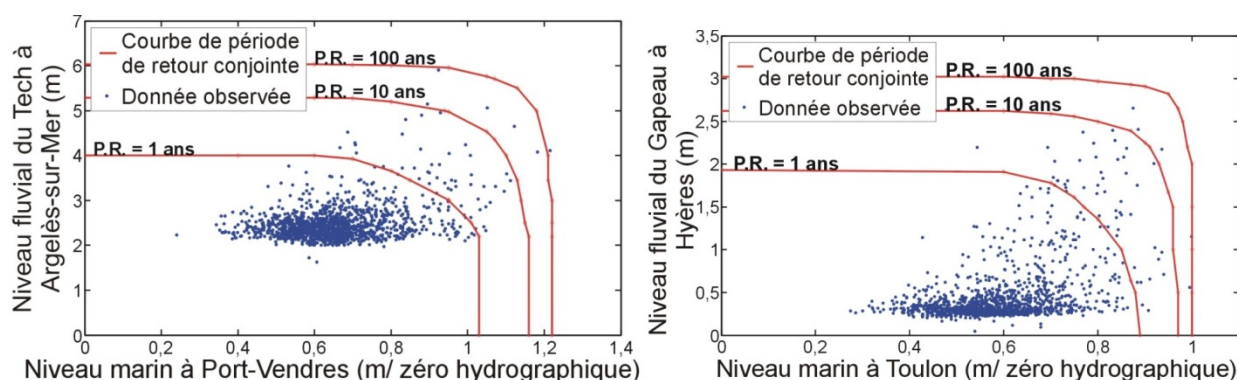


Illustration 35 - Courbes de périodes de retour conjointes pour le Tech (66) et le Gapeau (83).

Ce type d'analyse permet alors d'évaluer les scénarios les plus impactant (période de retour élevée avec niveau marin et fluviales élevés), et de les simuler pour définir les zones inondées. Des exemples d'applications sont donnés dans **Le Roy et al, 2016** et **Bulteau et al. (in prep.)**.

5.4.3. Modélisation et systèmes d'alerte

Si la quasi-totalité de mes travaux a porté sur l'expérimentation in-situ, l'analyse des événements extrêmes nécessite de pouvoir simuler les processus hydrodynamiques et sédimentaires car ceux-ci sont difficilement observés sur le terrain, que ce soit en raison de leur faible occurrence, ou de par la difficulté à mettre en œuvre de l'instrumentation lors des tempêtes les plus énergétiques.

Ces dernières années, les événements hydrométéorologiques extrêmes en zones côtières ont souligné les effets dévastateurs que peuvent entraîner les aléas côtiers maritimes. En effet, des événements tels que la tempête de 1953 qui créa l'une des inondations la plus importante des Pays-Bas, ou encore plus récemment l'ouragan Katrina qui a frappé la ville de la Nouvelle-Orléans et la tempête Xynthia qui toucha plusieurs pays européens nous rappellent à quel point nos côtes peuvent être vulnérables à ces phénomènes. Économiquement, il est impensable d'imaginer que l'on puisse concevoir des solutions à même de protéger l'ensemble de nos côtes. A cela s'ajoute l'impact du changement climatique qui introduit de nouvelles incertitudes sur ce type d'évènements en termes de fréquence d'apparition, d'intensité... Il est donc

important de développer notre capacité à prédire non seulement l'arrivée imminente de ces phénomènes mais également les impacts potentiels que peuvent avoir ces événements sur notre littoral afin d'anticiper les mesures appropriées afin de limiter le risque pour la population.

Dans ce contexte, le projet Européen MICORE avait pour objectif principal de développer des modèles prédictifs permettant de simuler les impacts morphologiques lors des tempêtes et de mettre en œuvre à partir de ces modèles un prototype de système d'alerte pour l'impact des tempêtes. Ces travaux ont été principalement réalisés par Rémi Belon sous mon encadrement (**Belon et al., 2012**). Ils avaient pour objectifs la validation du modèle X-Beach sur le site du Lido de Sète et la mise en œuvre du prototype de système d'alerte par le chaînage des modèles météo-marins avec X-Beach. Les simulations des évolutions morphologiques n'étant pas concluantes sur le site de Sète sur lequel la dynamique des barres est primordiale, cette étude s'est concentrée sur la simulation de l'hydrodynamique, et notamment des niveaux d'eau à la côte, qui conditionnent les franchissements et débordements.

La validation des modèles

- **Le modèle X-Beach**

XBeach est un modèle 2DH qui résout la propagation des vagues en zones côtières, en incluant la contribution des ondes longues (infra gravitaires ou « surf beats ») (Roelvink et al., 2009). La circulation littorale dans la frange côtière est également calculée par le modèle qui déduit de ces conditions hydrodynamiques le transport sédimentaire et les évolutions morphologiques: érosion, ensablement, submersion de dunes ou de récifs au cours d'événements climatiques intenses (tempêtes). Il s'agit d'un modèle public qui a été développé grâce aux fonds et au soutien de l'US Army Corps of Engineers et d'un consortium regroupant l'UNESCO-IHE, Deltares (Delft Hydraulics), l'Université de Technologie de Delft et l'Université de Miami suite à l'ouragan Katrina à la Nouvelle Orléans.

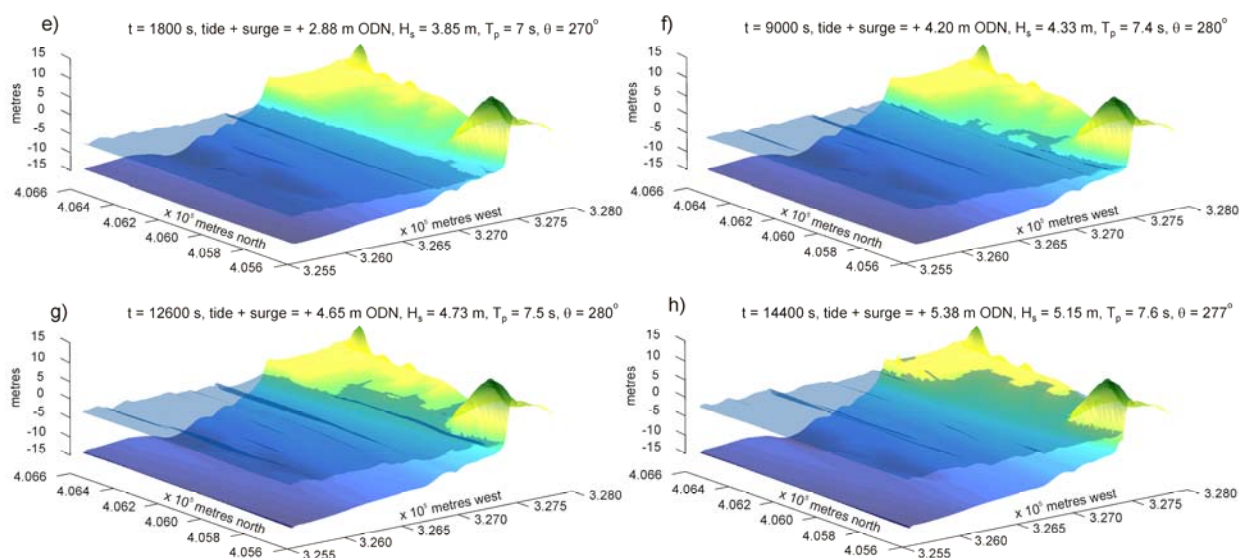


Illustration 36 – Exemple de simulations X-beach avec génération d'une brèche dans le cordon dunaire (Van Dongeren et al., 2009).

- **Validation**

Pour s'assurer que le prototype de système d'alerte est réaliste, une phase de validation a été réalisée. Lors des deux hivers successifs (2008 – 2010), une série de mesures pré-tempêtes et post-tempêtes a été réalisée pour chaque évènement significatif. Le modèle n'étant pas apte à simuler correctement la dynamique complexe des barres d'avant-côte, la validation présentée ici concerne la simulation de l'hydrodynamique par le prototype.

Cette phase de validation est double. Elle concerne d'une part les niveaux d'eau (surcote) obtenus grâce au modèle Mars (Ifremer) utilisant les prévisions météorologiques GFS, qui sont comparés avec les mesures du marégraphe de Sète, d'autre part, les niveaux d'eau liés au set-up des vagues simulés avec Xbeach et comparés aux mesures du marégraphe de Sète. Les données de houle forçant la chaîne de modèles sont issues des simulations de WW3 (Previmer).

Modèle Mars et prévisions GFS :

A titre d'exemple, l'illustration 37 présente la comparaison des observations in-situ (marégraphe) et du modèle entre le 7 septembre 2011 à 0h et le 13 septembre 2011 à 23h30. La corrélation entre les simulations et les mesures est tout à fait satisfaisante, avec un $R^2=89.7\%$.

L'effet du set-up calculé par Xbeach :

Entre Nov. 2008 et Mars 2009, la plus forte hauteur significative de la houle fut atteinte lors de la tempête du 26 décembre 2008. Les caractéristiques de cet évènement sont résumées dans l'illustration 38. La Houle a atteint la valeur de 4 m au large du Lido de Sète. Le niveau d'eau moyen (port de Sète) était de l'ordre de 40 cm (ZH) avec une surcote de 25 cm.

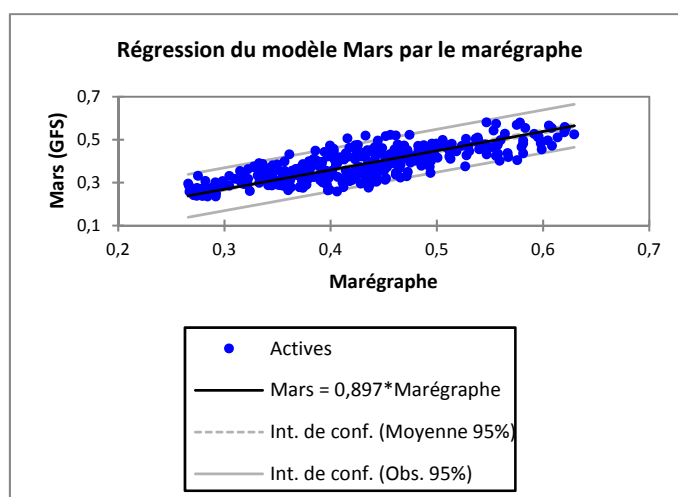


Illustration 37 – Comparaison entre les prévisions du modèle Mars (GFS) et le marégraphe de Sète

Date du pic de tempête	Hs max	Ts à Hs max	direction quand Hs max	Incidence	Niveau d'eau quand Hs max	durée	Energie
date	m	s	°N	°	m	h	MW
26/12/08 18h	3.99	10	121.12	-17	0.65	140	8.014

Illustration 38 - Résumé des caractéristiques de la tempête simulée.

Les résultats obtenus avec le modèle Xbeach montrent la bonne aptitude du modèle à reproduire l'effet du set-up dû aux vagues dans la zone de déferlement qui atteint pour cette tempête une valeur proche de 20 cm (Illustration 39).

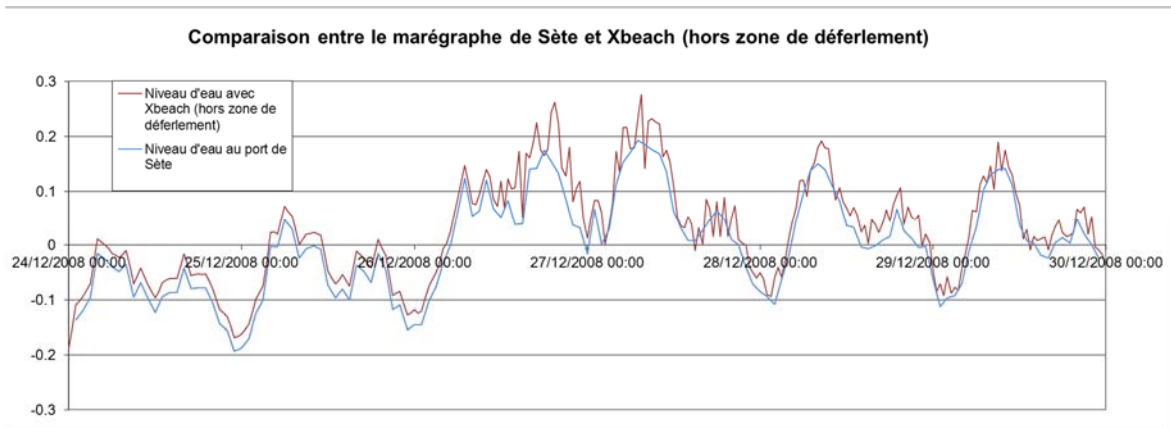


Illustration 39 - Comparaison des niveaux d'eau entre le modèle Xbeach (hors zone de déferlement) et le marégraphe de Sète

Description du prototype :

Le prototype de système d'alerte repose sur une structure générique commune aux différents littoraux étudiés qui est basée sur 5 modules : un module d'observation, un module de prévision, un module d'aide à la décision, un module d'alerte et un module de visualisation. Le prototype développé sur le littoral du Lido de Sète exécute quotidiennement ces différents modules.

- **Le module d'observation :**

Ce module concerne à la fois les observations hydrométéorologiques en collectant des données météorologiques (vent, pression) mais également les mesures de la houle, des niveaux d'eau (marée, surcote) ainsi que les observations morphologiques telles que les profils de plage.

- **Le module de prévision :**

Ce module consiste à prédire les caractéristiques des tempêtes à la côte notamment en terme de niveau d'eau atteint sur la plage durant l'évènement prévu. Le modèle de prévision météorologique AROME de Météo France n'étant pas encore disponible, il a été choisi d'utiliser le modèle de prévision GFS pour obtenir les champs de vent et de pression sur la zone d'étude.

Ces données sont ensuite introduites dans le modèle MARS de l'Ifremer (Lazure and Dumas, 2007) afin de calculer le niveau d'eau sur notre zone d'étude. Les prévisions de la houle obtenues dans le cadre de Previmer (www.previmer.org) sont extraites au large et sont propagées jusqu'à notre profil de plage par le modèle SWAN (Booij et al., 1999). Toutes ces données sont alors introduites dans le modèle Xbeach (Roelvink et al., 2008) afin d'en extraire les répercussions sur le profil de plage.

- **Le module d'aide à la décision :**

Les paramètres physiques tels que les volumes érodés sur les dunes, les vitesses de courant, les niveaux de run-up, les débits franchissant sont couramment utilisés par les experts pour quantifier les impacts des tempêtes. Cependant, du point de vue d'un utilisateur final, ces paramètres sont difficiles à utiliser de manière opérationnelle, lorsque des décisions rapides doivent être prises sur la base des informations disponibles. Les modules de prévision et de décision du système d'alerte se sont par conséquent attachés au développement des dits Indicateurs d'Impact des Tempêtes (SII). Les SII sont une quantification du système côtier adaptés à la prise de décision. Des niveaux de seuils leurs sont associés, déterminant les niveaux d'action à mettre en œuvre par les autorités.

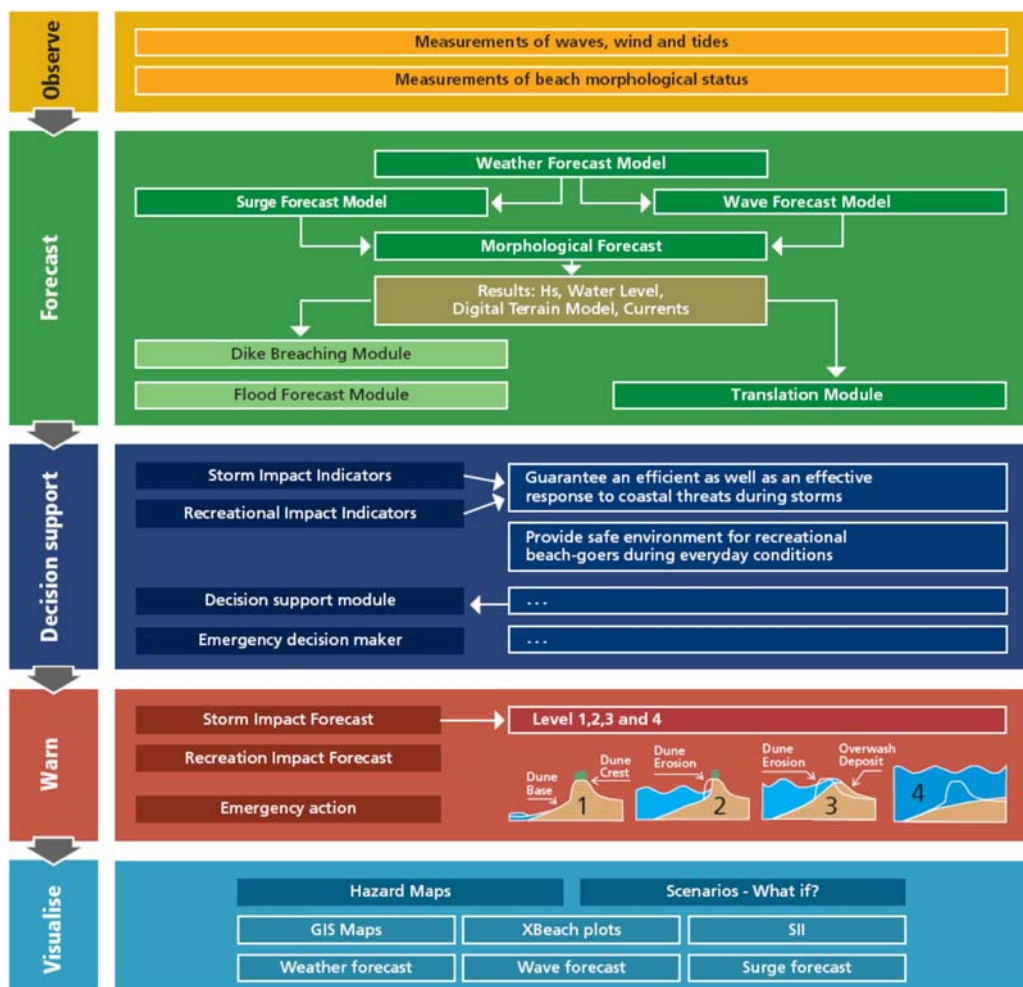


Illustration 40 - Présentation des différents modules du prototype

Sur le Lido de Sète, le prototype de système d'alerte est basé sur deux indicateurs d'impacts des tempêtes: 1) l'Indicateur de Préparation à l'évacuation, lié au risque de franchissement du cordon dunaire, et à l'inondation résultante (EPI) ; et 2) l'Indicateur de sécurité côtière lié à la sécurité des personnes présentes sur le littoral (CSI). Un seul paramètre sera pris en compte à savoir le niveau d'eau atteint sur la plage qui sera comparé avec la morphologie de la plage afin de définir si le niveau atteint sur la plage présente un risque ou non pour ces 2 indicateurs.

- **Le module d'alerte :**

Pour ces 2 indicateurs définis ci-dessus, des niveaux d'alerte ont été définis. Pour le cas de l'EPI, on considère que le risque est présent à partir du moment où une couche d'eau de 50 cm est présente sur la plage. La morphologie de la plage nous incite donc à définir ces 3 niveaux d'alerte (cf. Illustration 42). Pour l'indicateur CSI, le niveau d'eau est comparé à la morphologie de la dune, ainsi dès que le niveau d'eau atteint à minima le pied de dune alors la notion de risque apparaît. Trois niveaux d'alerte sont définis.

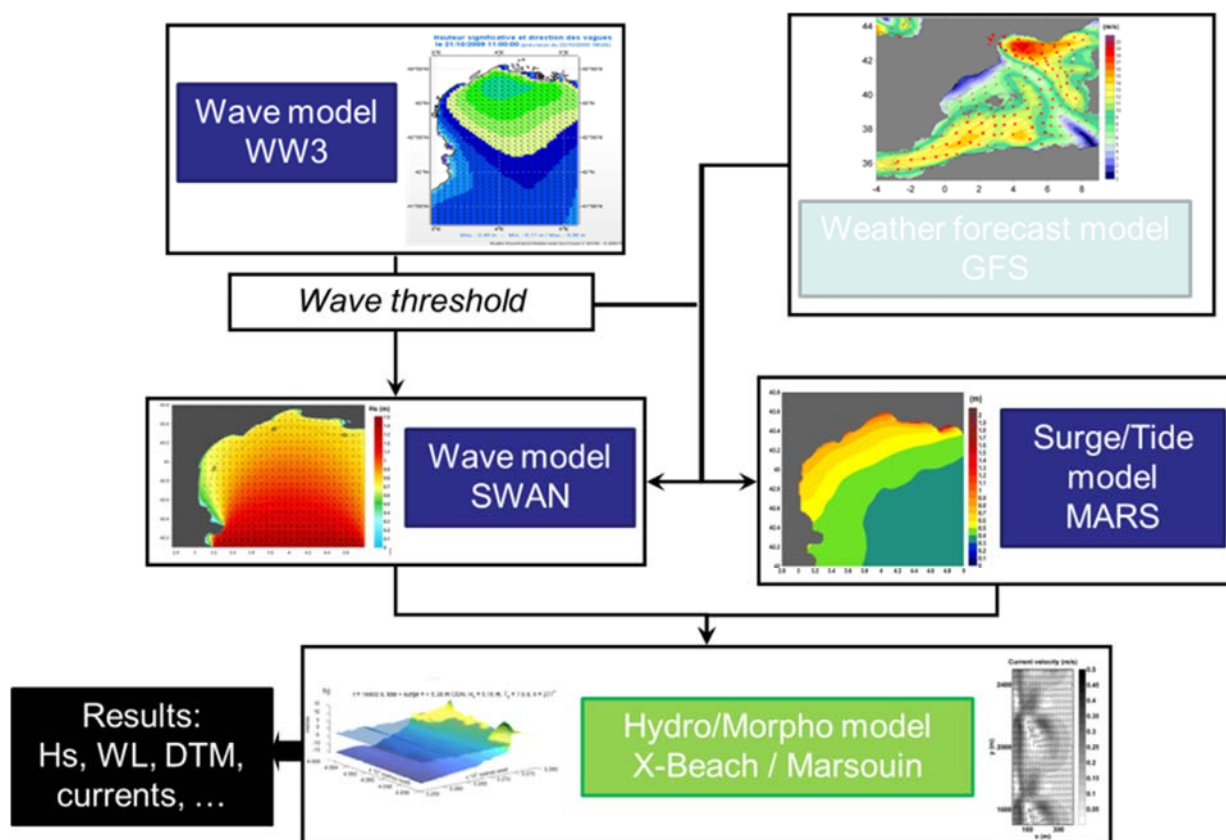


Illustration 41 - Chaînage des modèles en vue d'obtenir les prévisions

- **Le module de visualisation :**

Les niveaux de risques associés à chaque indicateur (rouge=fort ; orange=modéré ; vert=faible) sont calculés quotidiennement sur des segments de plage et simplement représentés par des lignes parallèles sur une carte interactive googlemap. De cette manière, les autorités en charge

de la protection civile peuvent facilement et rapidement visualiser le danger que peuvent encourir les usagers du site.

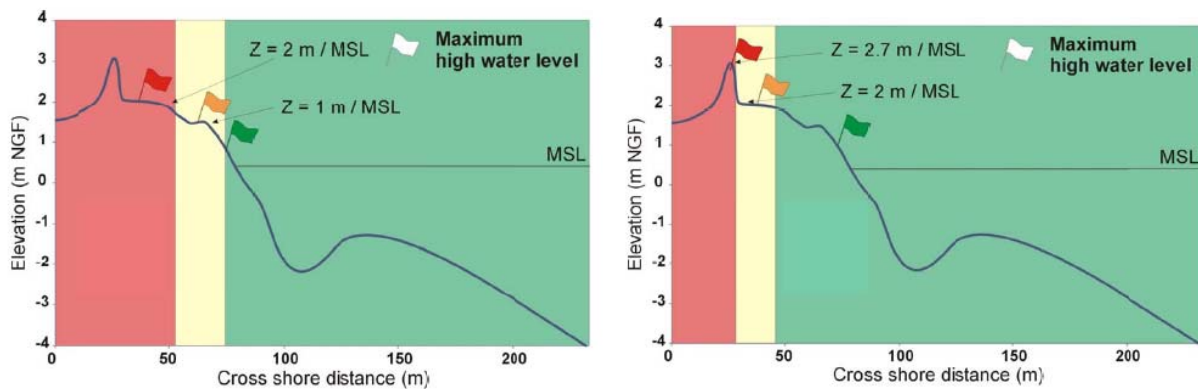


Illustration 42 - Les indicateurs retenus sur le Lido de Sète et leurs seuils :EPI (à gauche) et CSI (à droite).

Objectif stratégique	Objectif opérationnel	Concept d'état quantitatif	Jalon Etat désiré	Jalon état actuel	Procédure d'intervention	Procédure d'évaluation
Garantir une menace minimale pour les usagers de la zone côtière en cas de tempêtes majeures	Minimiser le nombre des usagers des zones à risque	Le niveau d'eau (WL) atteint sur la plage	Aléas faible : WL < 1.5m Aléas moyen : 1.5m < WL < 2.5m Aléas fort : WL > 2.5m	Séries temporelles de WL prédit	Evacuation	Vérifier que l'évacuation a bien été réalisée
Garantir une sécurité durable sur les infrastructures de transport (route, chemin de fer)	Minimiser le risque d'accident et anticiper la fermeture de la route et du chemin de fer	Le niveau d'eau (WL) atteint sur la plage	Aléas faible : WL < 2m Aléas moyen : 2m < WL < 2.7m Aléas fort : WL > 2.7m	Séries temporelles de WL prédit	Fermeture de la route et du chemin de fer	Vérifier que la fermeture est bien respectée

Illustration 43 - Présentation des indicateurs d'impact des tempêtes

5.4.4. Réseau de suivi des tempêtes et de leurs impacts

Les activités de recherche présentées précédemment présentent un intérêt sociétal évident pour anticiper les impacts hydrodynamiques et/ou morphologiques des événements de tempêtes marines. Par ailleurs, la simulation des évolutions morphologiques pendant, et surtout après les tempêtes, reste un challenge pour les modélisateurs qui se heurtent souvent à l'absence de données de validation pour les événements les plus intenses. Dans un double objectif d'acquisition de données quantitatives lors des tempêtes et de sensibilisation des populations et décideurs, j'ai développé à partir de 2010 la mise en œuvre d'un réseau

opérationnel : Le réseau de suivi des tempêtes et de leurs impacts sur le littoral du Languedoc-Roussillon.

Le réseau de suivi s'appuie sur un partenariat collaboratif associant les collectivités, services de l'état et établissements publics de recherche. Il s'appuie sur les démarches préexistantes au sein de ces organismes pour capitaliser et mettre à disposition les informations recueillies. Pour anticiper un évènement et préparer l'intervention des opérateurs, un modèle opérationnel de prévision des vagues est utilisé (WW3). Lorsque les seuils définis sont atteints, un email automatique est envoyé trois jours à l'avance à la soixantaine de correspondants du réseau. La prévision est suivie sur quatre positions le long du golfe du Lion afin de distinguer la portion du littoral régional la plus exposée. Ces quatre positions correspondent à la localisation des houlographes gérés par la DREAL (Espiguette, Sète, Leucate, Banyuls) dans un but secondaire d'évaluer *a posteriori* la qualité des prévisions par rapport à la mesure réelle.

Les seuils ont été prédéfinis par l'analyse historique des événements (cf. Chapitre précédent, et **Gervais et al., 2012**). La comparaison des évolutions morphologiques littorales et des indicateurs d'impact (brèche, franchissement, mobilité dans le profil des barres d'avant-côte, érosion dunaire, submersion, destruction de route, etc.) avec des caractéristiques de tempête (pression, vent, Hs, énergie totale des vagues, niveau de la mer, surcote marine, run-up) montre que, dans cet environnement à faible marée, le paramètre Hs est l'indicateur le plus directement corrélé aux impacts. Sur la base de cette analyse, une estimation des seuils morphologiques a été réalisée, en prenant ne compte la variabilité de l'exposition aux vagues de tempêtes dominantes :

- 3 m < Hs < 4 m : mobilité des morphologies et inondation partielle de la plage ;
- 4 m < Hs < 5 m (soit une tempête d'occurrence annuelle) : inondation de la plage et érosion du front dunaire ;
- > 5 m : franchissement dans les zones basses faisant face à la houle.

Un protocole d'observation a été défini sur la base de ces seuils afin de regrouper les informations physiques pendant ou après l'évènement. Les 3 niveaux d'interventions sont les suivants (Illustration 44) :

- Niveau 1 : « suivi léger » avec collecte des enregistrements de réseaux de mesures (stations météorologiques, houlographes, marégraphe, stations vidéo) ;
- Niveau 2 : « suivi amélioré » avec en sus des indicateurs de seuil 1, une collecte rapide d'observations de terrain (formulaire de terrain, photos dites de « points fixes » et points GPS « à main ») ;
- Niveau 3 : « suivi complet » avec en sus des indicateurs de seuil 2 une collecte de sorties de modèle de surcote et de houle (run-up) et des levés de terrain complémentaires (photographies aériennes obliques géoréférencées et levés topobathymétriques).

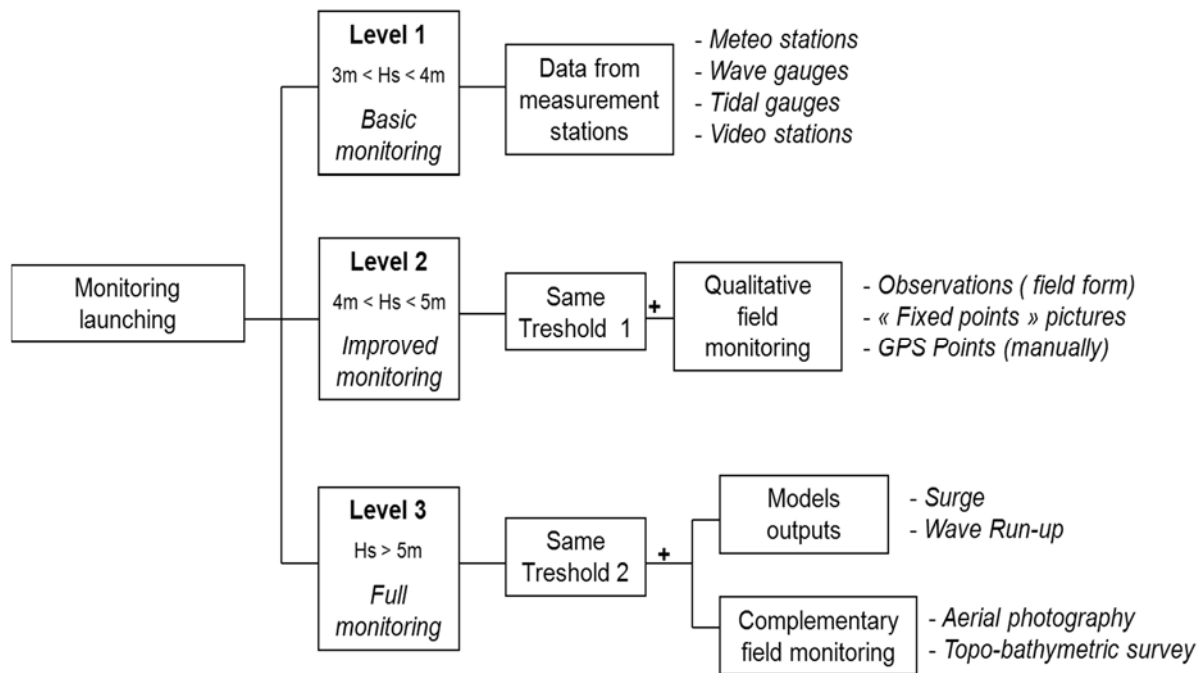


Illustration 44 – Protocole d’observation basé sur trois niveaux d’intervention en relation avec la hauteur significative des vagues pendant la tempête (De La Torre et al., 2013)

Le réseau est actif depuis 2011 et a maintenant couvert 5 périodes « tempétueuses », comprenant 21 événements de tempêtes (définies par de hauteurs de vagues supérieures à 3 m).

Les données sont à la fois qualitatives (photos géoréférencées d’impacts) et quantitatives (observation d’érosion, limites d’actions des vagues, recul du front dunaires, niveau de surcote dans les ports et sur la côte).

L’ensemble de ces données permet un retour d’expérience sur les impacts, leur variabilité spatiale, et la variabilité des dégâts en fonction de l’intensité de la tempête ou de ses autres caractéristiques (durée, direction, groupes d’événements). L’ensemble des informations est capitalisé dans une banque de données disponible sur <http://litoral.languedocroussillon.fr>, contribuant à la fois à la recherche scientifique et à la sensibilisation et préservation de la mémoire du risque.

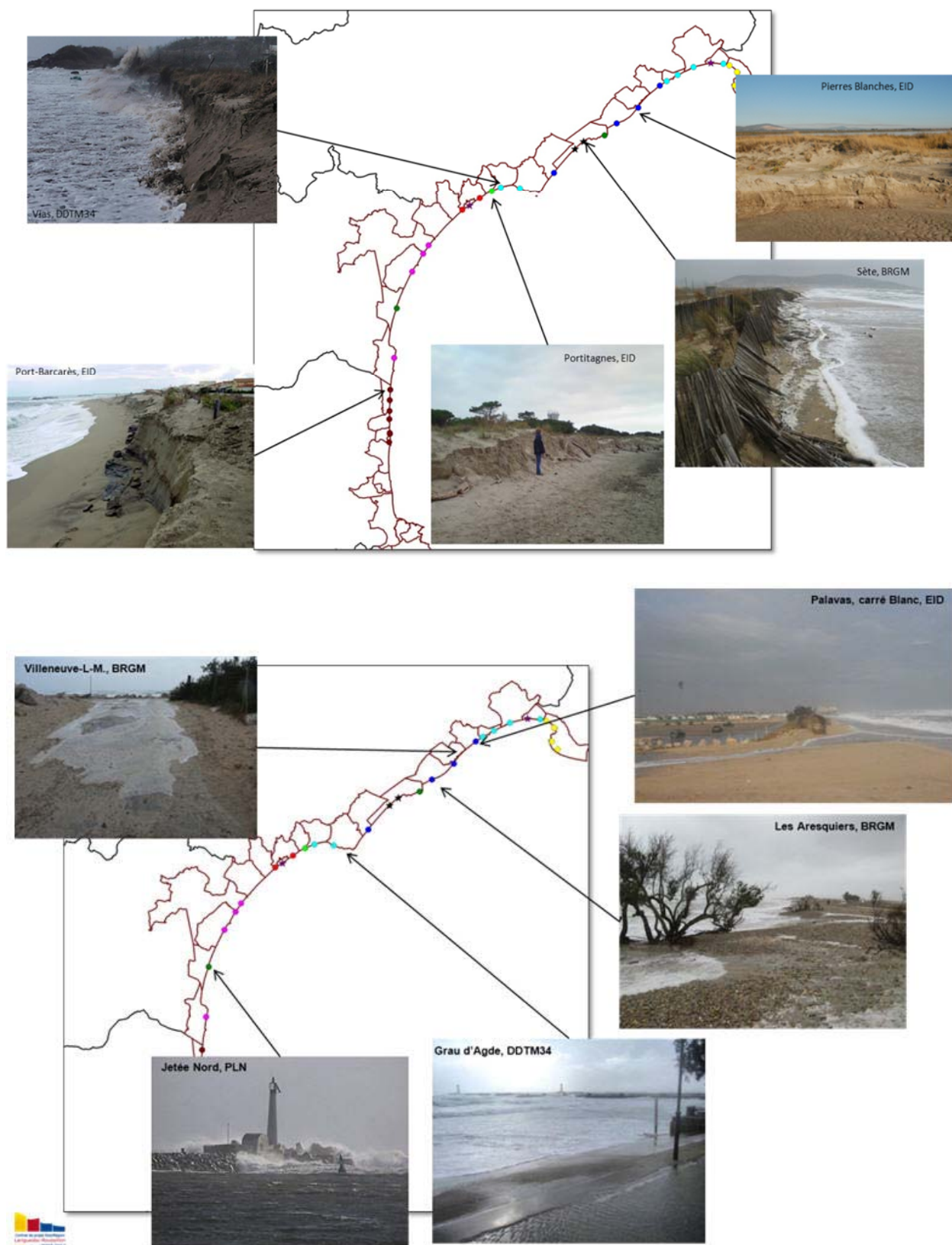


Illustration 45 - Localisation des impacts de la tempête de fin Octobre 2011 le long du Littoral du Languedoc-Roussillon: Erosion de la plage et de la dune (a) et submersion par franchissement et débordement (b).

6. Perspectives de recherche

La synthèse réalisée dans le cadre de ce mémoire d'habilitation suggère des perspectives de recherche, notamment sur les couplages avant-côte/plage/dune, ainsi que sur la compréhension, la caractérisation et la prévision des impacts morphologiques lors des tempêtes marines et des risques côtiers induits.

A moyen terme, ces thématiques vont être abordées au sein de 2 projets principaux que je vais piloter : l'étude de la dynamique des barres d'avant-côte et la simulation de l'hydrodynamique dans le cadre de la thèse de Clément Bouvier, et les mécanismes hydrodynamiques complexes aux embouchures.

6.1. BARRES D'AVANT-COTE ET TRAIT DE COTE : DYNAMIQUE, COUPLAGE ET EFFETS INDUITS PAR LA MISE EN PLACE D'UN ATTENUATEUR DE HOULE

L'objectif général de la thèse de Clément Bouvier est de comprendre et prévoir la dynamique sédimentaire littorale de manière à affiner l'anticipation des phénomènes d'érosion événementielle et de submersion marine avec une application au Lido de Sète, Golfe du Lion. L'approche utilisée se basera d'une part sur les observations et données existantes (levés topobathymétriques et LiDAR, suivi vidéo) et l'application de modèles numériques morphodynamiques (X-Beach, 2D-Beach) développés et utilisés au BRGM et à EPOC. Cette thèse permettra de mieux comprendre l'impact des barres pré-littorales et d'un atténuateur de houle sur l'évolution du trait de côte sur des échelles de temps allant de l'évènementiel au pluriannuel et sur une couverture spatiale de plusieurs kilomètres de linéaire côtier.

Les objectifs spécifiques du travail proposé dans le cadre d'un sujet de recherche sont de caractériser les processus hydrosédimentaires et les évolutions des barres d'avant-côte lors des événements de tempêtes et en liaison avec l'atténuation des houles par une structure géotextile immergée. L'analyse des évolutions de l'avant-côte et de la plage, ainsi que les modifications hydrodynamiques seront étudiées par :

- L'analyse de l'évolution morphologique lors des tempêtes et en particulier des relations comportementales entre la mobilité des barres d'avant-côte et l'érosion de la plage ;
- L'analyse des processus météorologiques et océanographiques, de leurs interactions, et du rôle joué par les barres et l'atténuateur de houle sur ces processus (modification des phénomènes de surcote et de franchissement dunaire ainsi que les processus qui jouent un rôle important dans le phénomène de submersion marine et dans l'extension spatiale et temporelle de l'inondation (couplage morphologique tridimensionnel entre les barres et la plage émergée) ;
- L'étude des effets de rechargement en sable sur la dynamique des barres et de la plage émergée ;
- Le développement et la validation d'outils d'inversion bathymétrique afin de reconstituer les évolutions bathymétriques lors des tempêtes lorsque les mesures in-situ ne sont pas possibles ;

- La validation et l'utilisation de modèles numériques afin de mieux comprendre les modifications de l'hydrodynamique par les barres d'avant-côte et par les ouvrages atténuateurs de houle.

Les résultats attendus ainsi que les perspectives d'un tel travail de recherche scientifique sont les suivants :

- i) Connaître et paramétrer les processus hydro-sédimentaires et les évolutions morphologiques résultantes lors d'événements de forte énergie, et les modifications de ces comportements par implantation d'un ouvrage atténuateur de houle ;
- ii) Disposer d'une base de données sur les effets induits par des ouvrages de défenses expérimentaux sur le littoral afin d'alimenter les retours d'expérience très limités sur ces ouvrages
- iii) Développer, à partir des résultats de la thèse, des modélisations numériques ou physiques pour améliorer les ouvrages de lutte contre l'érosion côtière.

6.2. PROCESSUS HYDROSEDIMENTAIRES AUX EMBOUCHURES

Les zones d'embouchures sont le lieu de processus hydrodynamiques complexes associés à la dynamique fluviale, la dynamique côtière, mais également aux variations morphologiques à l'embouchure. Mes travaux sur les concomitances crues/submersion marines par analyse statistique et modélisation ont montré l'augmentation du niveau d'aléa inondation/submersion à l'embouchure de plusieurs fleuves côtiers méditerranéen, mais de nombreuses questions restent en suspens, et notamment le rôle de la morphologie (présence d'un delta volumineux, d'une flèche d'embouchure, voire d'une embouchure complètement fermée). Dans le cadre du projet Dem'Eau et en liaison avec l'Observatoire de la côte sableuse catalane (OBSCAT), une étude de ces processus va être initiée à l'embouchure de la Têt, en collaboration avec l'Université de Montpellier, l'Université Perpignan Via Domitia et BRLi.

Les objectifs spécifiques de mon travail dans le cadre de ce projet de recherche sont de caractériser les processus hydrodynamiques dans la zone d'embouchure, et les interactions morphologie/hydrodynamique qui agissent notamment sur les niveaux d'eau maximaux en particulier lors d'évènements de crues et tempêtes concomitantes. L'analyse des mesures hydrodynamiques sur l'avant-côte et dans l'embouchure, ainsi que les modifications morphologiques seront étudiées par :

- L'analyse de l'évolution morphologique lors des tempêtes et des crues ;
- L'analyse des processus météorologiques et océanographiques, des variations temporaires de niveaux d'eau à la côte (surcotes) leurs effets sur la décharge fluviale en eau et en sédiments.

Les résultats attendus ainsi que les perspectives d'un tel travail de recherche scientifique sont les suivants :

- iv) Connaître et paramétrer les processus hydro-sédimentaires et les évolutions morphologiques résultantes lors d'événements de forte énergie associant une tempête marine et un épisode de crue fluviale ;

- v) Développer, à partir des résultats des scénarios d'inondation côtière maximale pour anticiper les risques de submersion par débordement et franchissement dans les zones d'embouchures.

Mes autres projets de caractérisation des aléas, d'observation de la dynamique du littoral et de développement de nouveaux systèmes d'observation, notamment par vidéo, viendront alimenter ces thématiques de recherche en offrant une ouverture à un nombre conséquent d'environnements côtiers qui me permettra de couvrir une vaste gamme de forçages de vagues et de marée, de morphologies et de sédiments.

7. Bibliographie³

- Aarninkhoff, S.G.J., Turner, I.L., Dronkers, T.D.T., Caljouw, M. and Nipius, L., 2003. A video-based technique for mapping intertidal beach bathymetry. *Coastal Engineering* 49 :275-289.
- 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. Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, 191 p. (in French).
- Armaroli, C., Balouin, Y., Ciavola, P., Capatti, D., 2005. Nearshore bars as a natural protection of beaches, field evidences form Lido Di Dante Beach, Adriatic Sea. Proc. of ICCCM'05 Conference, Tavira, Algarve, Portugal, pp. 295-303
- Black, K.P., Gorman, R.M. and Bryan, K.R., 2002. Bars formed by horizontal diffusion of suspended sediment. *Coastal Engineering*, 47: 53-75.
- Boak, E.H. and Turner, I.L., (2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research: Volume 21, Issue 4: pp. 688 – 703.*
- Booij, N., Ris, R.C. and Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions - 1. Model description and validation, *Journal of Geophysical Research*, 104, 7649-7666.
- Boothroyd, J.C., 1978. Mesotidal inlets and estuaries. In : Davis, R.A., (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer, New York, 287-360.
- Bruun, P., and Gerritsen, F., 1959. Natural bypassing of sand at coastal inlets: Jour. Of the waterways and Harbors Div., Amer. Soc. Civil Engrs., v. 85, P. 75-107.
- Bruun, P., 1966. *Tidal Inlets and Littoral drift: v. 2*, Universitetsforlaget, Oslo, 193 p.
- Bruun, P., 1978. *Stability of Coastal Inlets: Theory and Engineering*. Elsevier Scientific Publisher Company, 509 p.
- Calvete, D., Dodd, N., Falques, A. and Van Leeuwen, S.M., 2005. Morphological development of rip channel systems: normal and near-normal wave incidence. *Journal of Geophysical Research*, 110: doi:10.1029/2004JC002803.
- Castelle, B., Ruessink, B.G., Bonneton, P., Marieu, V., Bruneau, N. and Price, T.D., 2010. Coupling mechanisms in double sandbar systems. Part 1: Patterns and physical explanation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35: 476-486.
- CERC (1984), *Shore Protection Manuel*, U.S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, USA.
- Certain, R., 2002. Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le Golfe du Lion (Languedoc - Roussillon). Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, 209 p.
- Certain, R., Barousseau, J.P., 2006. Conceptual modelling of straight sand bars morphodynamics for a microtidal beach (Gulf of Lions, France). *Proceeding of the Coastal Engineering congress 2006*, pp. 2643-2654.
- Chickadel, C. C., Holman, R. A., Freilich, M. H., 2003. An optical technique for the measurement of longshore currents. *Journal of Geophysical Research*, 108, 3364.
- Davidson, M., Huntley, D.A., Holman, R., 1997. The Evaluation of large-scale (km) intertidal beach morphology on a macrotidal beach using video images. *Coastal Dynamics* 97, (ASCE), pp. 385-394.

³ Mes contributions, déjà listées dans le chapitre 3 ne sont pas dans cette bibliographie.

- Davidson, M., Van Koningsveld, M., De Kruif, E., Rawson, J., Holman, R., Lamberti, A., Medina, R., Kroon, A. and Aarninkhoff, 2007. The CoastView Project: Developing coastal video monitoring systems in support of coastal zone management. *Coastal Engineering*, 54:463-475.
- De Vriend, H.J., Bakker, W.T. and Bilsse, D.P., 1994. A morphological behaviour model for the outer delta of mixed-energy Tidal Inlets. *Coastal Engineering*, 23: pp. 305-327.
- Dyer, K.R. and Huntley, D.A., 1999. The origin, classification and modelling of sand bank and ridges. *Continental Shelf Research* 19, 1285-1330.
- Eysink, W.D. 1990. Proc. Coastal Engineering (ASCE), New York, pp 1948-1961.
- Falqués, A., Coco, G. and Huntley, D., 2000. A mechanism for the generation of wave-driven rhythmic patterns in the surf zone. *Journal of Geophysical Research*, 105: 24071-24088.,
- Ferreira, O., 2005. Storm groups versus extreme single storms: predicted erosion and management consequences. *Journal of Coastal Research*, 42: 221-227.
- FitzGerald, D.M., 1982. Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets. Proceedings of the 18th Coastal Engineering Conf. ASCE/ Cape Town, South Africa/ Nov. 14-19, 1982.
- FitzGerald, D.M., 1988. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. In D.G. AUBREY and L. WEISHAR Eds.: Lecture notes on coastal and estuarine studies : Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets. New York, Springer- Verlag, 29: pp 186-224
- FitzGerald, D.M., 1996. Geomorphic Variability and Morphologic and Sedimentologic Controls on Tidal Inlets. *Journal of Coastal Research*, Vol. SI 23, pp 47-71.
- FitzGerald, D.M., Kraus, N.C. and Hands, E.B., 2001. Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets. Coastal Engineering Technical Note US Army Corps of Engineers ERDC/CHL CETN-IV- 30. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.
- Gao, S. and Collins, M., 1994b. Tidal inlet stability in response to hydrodynamic and sediment dynamic conditions. *Coastal Engineering* 23, pp. 61-80.
- Gerritsen, F., 1990. Morphological stability of tidal inlets and channels of the western Wadden Sea, Rijkswaterstaat report GWAO-90.019, The Netherlands.
- Grasso, F., Michallet, H., Barthélemy, E., 2011. Experimental simulation of shoreface nourishments under storm events: A morphological, hydrodynamic, and sediment grain size analysis. *Coastal Engineering*, 58, 184-193.
- Harris, P.T. and Jones, M.R., 1988. Bedform movement in a marine tidal delta, air photo interpretation. *Geological Magazine*, 125, 31-49.
- Hayes, M.O., 1975. Morphology and sand accumulation in estuaries. IN: L.E. Cronin (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, vol. 2, pp.183-200.
- Hubbard, D.K., Oertel, G. and Nummedal, D., 1979. The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: Example from north Carolina, South Carolina and Georgia.
- Hume, T.M., 1991. Empirical stability relationships for estuarine waterways and equations for stable channel design. *Journal of Coastal Research*, 7(4): pp 1097-1111.
- Hume, T.M. and Herdendorf, C.E., 1992. Factors controlling tidal inlet characteristics on low drift coasts. *Journal of Coastal Research*, 8(2): pp 355-375.
- Holman, R.A., Stanley, J., 2007. The history and technical capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54, 477-491.

- Holman, R.A., Guza, R.T., 1984. Measuring run-up on a natural beach. *Coastal Engineering* 8, 129– 140.
- Holland, K.T., Holman, R.A., 1991. Measuring run-up on a natural beach II. In *EOS Transactions*, American Geophysical Union, Edited, p. 254.
- Jarrett, J.T., 1976. Tidal prism - inlet area relationships. General Investigations of tidal inlets. Rep. N°3, Coastal Eng. Research Center, Ft. Belvoir, VA, 32p.
- Kaczmarek, L., Ostrowski, R., Balouin, Y., and Howa, H., 2001. Longshore Sediment Transport Model against Field Tracer Data at Ancao Peninsula (Portugal) and Lubiatowo (Poland). *Coastal Dynamics '01*, ASCE: pp. 122-131. doi: 10.1061/40566(260)13
- Kaczmarek, L., R. Ostrowski, Z. Pruszek, et G. Rozynski (2005), Selected problems of sediment transport and morphodynamics of a multi-bar nearshore zone, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 62 (3 SPEC. ISS.), 415_425, doi :10.1016/j.ecss.2004.09.006.
- Kamphuis, J.W., 1991. Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port Coastal and Ocean Engineering*, v. 117 (6): 624-640.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP– DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83,1631–1643.
- Kraus, N.C., 1999. Analytical model of spit evolution at inlets. *Proceedings of Coastal Sediments 99*, ASCE, 1999, New York, Long Island : 1739-1754.
- Keulegan, G.H., 1951. Third progress report on tidal flow in entrances, water-level fluctuations of Basins in communication with Seas. National Bureau of Standards.
- Komar, P.D., 1996. Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of Sediments. *J Coastal Res*, SI 23 : 23-45.
- Levoy, F., Anthony, E., Barousseau, J.-P., Howa, H. and Tessier, B. (1998). Morphodynamics of a macrotidal ridge and runnel beach. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(12), 811-818.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1989. Quantification of sand bar morphology: a video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research* 94, 995–1011.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1990. The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *Journal of Geophysical Research*, 95, 11575-11590.
- Lippmann, T. C., Holman, R. A., 1991. Phase speed and angle of breaking waves measured with video techniques. *Proceedings, Coastal Sediments '91*. ASCE, 543-556.
- Lippmann, T.C. et al., 1997. Generation of edge waves by modulations in break point amplitudes. *Journal of Geophysical Research*, 102: 8663-8679.
- Mehta, A.J., 1976. Stability of some New Zealand Coastal Inlets, *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 4, p. 734-740.
- Mehta, A.J., 1996. Understanding physical processes at tidal inlets. *Journal of Coastal Research*, SI 23.
- Michel, D., 1997. Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire. Thèse 3ème cycle, Université Bordeaux I, 162 p.
- Nayak, I.V., 1971. Tidal Prism-area relationship in a model inlet. Technical Report, HEL 24-Hydraulic Engineering Laboratory, University of California, Berkeley, CA.
- Nienhuis, J.H. and Ashton, A.D., 2016. Mechanics and rates of inlet migration: modeling and application to natural examples. *Journal of Geophysical Research – Earth Surface*, in press.
- Nummedal, D., 1983. Barrier islands. In: Komar, P.D. (Ed), *Handbook of Coastal Processes and Erosion*. Boca Raton: CRC Press, 77-122.
- O'Brien, M.P., 1931. Estuary tidal prism related to entrance areas, *Civ. Eng.*, 1, p.738-739.

- O'Brien, M.P., 1966. Equilibrium flow areas of inlet on sandy coasts. Proc. of the 10th Coastal Engineering Conference, 1: pp 676-686.
- Plant, N.G., Freilich, M.H. and Holman, R.A., 2001. Role of morphologic feedback in surf zone sandbar response. *Journal of Geophysical Research*, 106: 973-989.
- Price, T.D., Castelle, B., Ranasinghe, R. and Ruessink, B.G., 2014. Coupled sandbar patterns and obliquely incident waves. *Journal of Geophysical Research*.
- Roelvink, J.A. and Stive, M.J.F., 1989. Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach. *Journal of Geophysical Research*, 94: 4785-4800.
- Ruessink, B.G., Coco, G., Ranasinghe, R. and Turner, I.L., 2007b. Coupled and noncoupled behavior of three-dimensional morphological patterns in a double sandbar system. *Journal of Geophysical Research*, 112, doi:10.1029/2006JC003799.
- Ruessink, B.G., Bell, P.S., Van Enckevort, I.M.J., Aarninkhof, S.G.J., 2002. Nearshore bar crest location quantified from time-averaged x-band radar images. *Coastal Engineering*, 45, 19-32.
- Ruessink, B.G., Pape, L., Turner, I.L., 2009. Daily to interannual cross-shore sandbar migration: observations from a multiple sandbar system. *Continental Shelf Research*, 29, 1663-1677
- Ruessink, G., Price, T. and Castelle, B., 2013. Finite-amplitude behavior of alongshore variability in nearshore sandbars: observations and modelling. Proc. Coastal Dynamics 2013. 14 p.
- Ferreira, O., 2006. The role of storm groups in the erosion of sandy coasts. *Earth Surface Processes and Landforms* 31: 1058-1060.
- Saha et al., 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Journal of American Meteorological Society*, 1015-1057.
- Sallenger, A.H., 2000. Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 16 (3), 890-895.
- Salles, P., 2000. Hydrodynamic controls on multiple tidal inlet persistence. PhD Thesis Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution. 266p.
- Shand, R.D., Bailey, D.G., 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.
- Smit, M.W.J., Aarninkhof, S.G.J., Wijnberg, K.M., González, M., Kingston, K.S., Southgate, H.N., Ruessink, B.G., Holman, R.A., Siegle, E., Davidson, M., Medina, R., 2007. The role of video imagery in predicting daily to monthly coastal evolution. *Coastal Engineering*, 54, 539-553.
- Smith, D., 1984. The hydrology and geomorphology of tidal basins. In: *The closure of tidal basin by J.C.'t Huis in't Veld*, Delft University Press, Delft, The Netherlands.
- Speer, P. E. & Aubrey, D. G. 1985 A study of non-linear propagation in shallow inlet/ estuarine systems. Part II; theory. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21, 207-224.
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., 2000. Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery, *Journal of Geophysical Research* 105(C9), 22015-22033.
- Svensson and Jones., 2009. Dependence between sea surge, river flow and precipitation in south and west Britain. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(5):973-992
- Symonds, G. and Bowen, A.J., 1984. Interactions of nearshore bars with incoming wave groups. *Journal of Geophysical Research*, 89:1953-1959.
- Thieke R.J. and Harris, P.S., 1993. Application of longshore transport statistics to the evaluation of sand alternative at inlets. *Journal of Coastal research*, S.I. N°18, p125-145.

- Turner, I.L., Aarnihkhof, S.G.J., Dronkers, T.D.T., McGrath, J., 2004. CZM applications of ARGUS Coastal Imaging at the Gold Coast, Australia. *Journal of Coastal Research*, 20 (3), 739–752.
- Turner, I.L., Anderson, D.J., 2007. Web-based and 'real-time' beach management system. *Coastal Engineering*, 54, 555-565.
- Van de Kreeke, J., 1996. Adaptation of the Frisian Inlet to a reduction in Basin Area with special reference to the cross-sectional area of the inlet channel. *Proc. of the Physics of estuaries and coastal seas (PECS) 1996*.
- Van Enckevort I.M. and Ruessink B.G., 2003a. Video observations of nearshore bar behaviour. Part I: alongshore uniform variability. *Continental Shelf Research*, 23 (5), 501-512.
- Van Goor, M.A., Stive, M.J.F., Wang, Z.B. and Zitman, T.J., 2001. Influence of sea level rise on coastal inlets and tidal basins. *Proceedings Coastal Dynamics'01*, Lund, Sweden, p. 242-251.
- Walker, R.E., 1994. *Marine Light field statistics*. John Wiley and Sons, Inc., New York, 675 pp.
- Walker, J.R. and Dunham, J.W., 1977. Lake Worht Inlet: case study. *Proceedings of Coastal Sediments 77* (ASCE, New York), pp. 602-621.
- Walton, T.L. and Adams, W.D., 1976. Capacity of inlet outer bars to store sand. *Proc. 19th Coastal Engineering Conf.* Pp 1919-1937.
- Wijnberg, K.M., 1995. *Morphologic Behaviour of a Barred Coast over a Period of Decades*. Ph.D. Thesis, Utrecht University, Neth. Geogr. Stud. 195, K.N.A.G, Utrecht.
- Williams, J.J., O'Connor, B.A., Arens, S.M., Abadie, S., Bell, P., Balouin, Y., Van Boxel, J.H., Do Carmo, A.J., Davidson, M., Ferreira, O., Heron, M., Howa, H., Hughes, Z., Kaczmarek, L.M., Kim, H., Morris, B., Nicholson, J., Pan, S., Salles, P., Silva, A., Smith, J., Soares, C. and Vila-Concejo, A., 2003. Tidal inlet function: field evidence and numerical simulation in the INDIA Project. *Journal of Coastal Research*, 19(1):189-211.
- Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.

Morphology Evolution of an Ebb-Tidal Delta Following a Storm Perturbation: Assessments from Remote Sensed Video Data and Direct Surveys

Yann Balouin^{†*}, Bradley D. Morris[‡], Mark A. Davidson[‡], and H el ene Howa[§]

[†]Department of Geology and Oceanography
UMR CNRS 5805 EPOC
University of Bordeaux I
Av. des Facultes
33405 Talence cedex, France
yann.balouin@unife.it

[‡]Institute of Marine Studies
University of Plymouth
Drake Circus
Plymouth, Devon, PL4 8AA,
UK

[§]University of Angers
UPRES EA 2644
Boulevard Lavoisier
49045 Angers Cedex France

ABSTRACT

BALOUIN, Y.; MORRIS, B.D.; DAVIDSON, M.A., and HOWA, H., 2004. Morphology evolution of an ebb-tidal delta following a storm perturbation: assessments from remote sensed video data and direct surveys. *Journal of Coastal Research*, 20(1), 000–000. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.



Tidal inlet morphology is strongly dependent on local hydrodynamic conditions that rely on wave/tide dominance. In some places, this hydrodynamic context exhibits a very strong seasonal pattern, showing tide-induced morphologies in summer and wave-induced ones in winter. The Barra Nova tidal inlet in Algarve, South Portugal, presents such characteristics. Short term morphological changes were investigated during an extensive field campaign carried on in February and March 1999, after the winter storm period. This study integrates both topo-bathymetric surveys and remotely sensed video data in order to assess the morphological evolution of the inlet system during the transitional period following storms. Comparison of datasets issued from these two direct and indirect methods has shown a very good agreement (errors usually less than 10 cm in elevation) that allows the quantification of morphological changes of the entire inlet system during the whole period of video observation.

During a transitional period after winter storms, ebb shoals adjust rapidly to the new low wave energy conditions. They migrate eastwards (50 m in two weeks for the main sand bar of the downdrift swash platform), resulting in a global downdrift trending of the whole delta. This evolution, closely linked to the previous development of storm-induced features, tends to close the system. Despite a large retreat of Barreta Island during the storm event before the campaign, simultaneous downdrift migration of the inlet channel was not observed. Our results suggest that such a migration can occur only at the end of the transitional phase once the storm induced morphologies have been destroyed.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Inlets, morphology, video techniques, sediment bypass.*

INTRODUCTION

Background

Tidal inlets are found along most of the world's coastlines. The long term evolutions of these systems have been widely described (BRUUN and GERRITSEN, 1960; GALVIN, 1971; OERTEL, 1972; JARRET, 1976; FITZGERALD, 1982; HUME and HERDENDORF, 1987; STELJN, 1991, . . .). Their morphology and evolution are strongly related to the wave/tide energy that determine bypassing processes (FITZGERALD *et al.*, 2001). In such places, storm events induce strong perturbations including spit breaching, bypass of large quantities of sand, closure of primary or secondary channels. Despite the fact that the morphology of these systems is known to progressively return to "normal" conditions, the post-storm transitional period was not clearly studied so far (mainly because of a lack of high resolution morphological surveys). In order

to fully understand the morphological evolution during this short term transitional phase, a precise and repeated survey is needed. This information can be obtained through classical field monitoring or using remote sensed techniques like video monitoring permitting an accurate surveys of such system. The use of video measurement systems to monitor coastal environment is now well established (HOLMAN *et al.*, 1993; HOLLAND *et al.*, 1997; RUESSINK *et al.*, 2000). However, as noted by MORRIS *et al.* (2001), these studies focused on the assessment of beach processes.

Project

The study presented here is part of the European MAST III INlet Dynamics Initiative Algarve (INDIA) project (WILLIAMS *et al.*, 1998; O'CONNOR *et al.*, 1998) that aims to understand complex processes and interactions occurring at tidal inlets. A small tidal inlet, the Barra Nova, was chosen as the main project fieldsite. The "Barra Nova" is a tidal inlet cutting through the barrier island system on the western side of the Ria Formosa (South Portugal) (Figure 1 and 2). This

02116 received and accepted in revision 8 August 2003.

* Present address: Department of Earth Sciences, University of Ferrara, C. so Ercole I d'Este, 32, 44100 Ferrara, Italy.

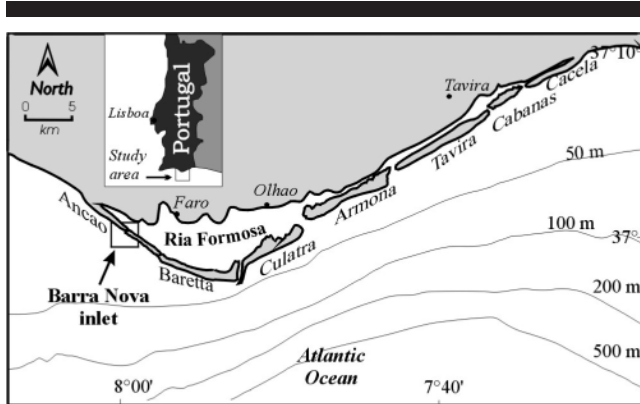


Figure 1. Location of the Barra Nova tidal inlet at the western part of the Ria Formosa barrier island system, South Portugal.

inlet was artificially opened in June 1997 by making an incision in the 10 m high dune system in order to improve water circulation within the western part of the Ria Formosa lagoon where fisheries and aquaculture are important local economic resources.

The main objective of this study is to improve the knowledge of the morphodynamics of tidal inlets during the transitional period following storms. For this purpose, regular topographic and bathymetric surveys of the ebb-tidal delta were conducted on the updrift part of the system. Because of limitations of this direct method (time and man-power consuming, dependence on meteorological conditions, . . .) the time resolution of this monitoring is low and data on the downdrift part of the system are scarce. Consequently, in order to fully understand the behaviour of the system, hourly video images recorded during the campaign were essential to reconstruct the detailed morphology and evolution of the whole tidal delta. Morphological evolution is inferred through an integration of both direct survey and remotely sensed video data in combination with flow velocity measurements (and sediment flux measurements using sand tracers).

The work undertaken within the INDIA programme was, to the author's knowledge, the first study involving video techniques to study a complex coastal inlet system. Further details on the INDIA video system and its accuracy are given in MORRIS *et al.* (2001).

DESCRIPTION OF THE INLET AND EBB-TIDAL DELTA

The Barra Nova inlet, located on the Ria Formosa barrier island system in Algarve (Figure 1), is a small meso-tidal inlet (tidal range is between 2 and 3.5 m) under the influence of a dominant littoral drift oriented eastwards revealed by the downdrift-trending ebb-tidal delta (Figure 2). This inlet can be considered as a mixed energy (tide-dominated) inlet following the DAVIS and HAYES (1984) classification.

Previous studies of the long term morphological evolution in this area (BETTENCOURT, 1994; DIAS, 1986; GRANJA *et al.*, 1984; PILKEY *et al.*, 1989; VILA *et al.*, 1999) have indicated that the tidal inlets in the Ria Formosa system migrate rap-

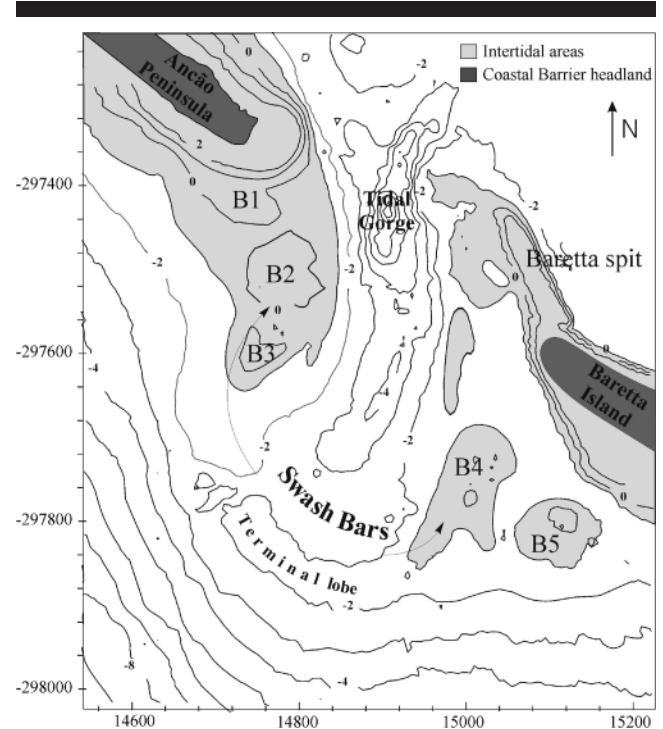


Figure 2. Bathymetric map produced by data collected by University of Bordeaux in subtidal areas (24th of February 1999) and intertidal areas (25–26/02/1999). Bathymetric contours are in meters referred to Mean Sea Level.

idly eastward maintaining approximately the same shape and cross-section.

Evolution of the Barra Nova tidal inlet has been monitored since its artificial opening in June 1997. During the first year morphodynamic changes were characterised by the formation and enlargement of both the flood and ebb tidal deltas. The width of the inlet reached an equilibrium approximately one year after its opening (VILA *et al.*, 1999).

At the time of our measurements, the inlet channel was approximately 250 m in width at mean sea level, and 400 m separate the dune cliffs of Ancao Peninsula and Barreta Island. The maximum depth of the channel was 7.5 m. The channel is ebb-dominated (BALOUIN, 2001) with a tidal prism close to $8.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (BALOUIN *et al.*, 2001). The ebb-tidal delta is a complex, multi-component, asymmetrically shaped sand body located seaward the inlet gorge. It covers an area of approximately 460000 m^2 (VILA *et al.*, 1999). Broad sheets of sand, the swash platforms, flank both sides of the main channel (Figure 2) and are characterised by the development of several swash bars on both updrift and downdrift coasts. On the updrift coast, the swash platform is composed of three large, intertidal, sand bars. The first bar is attached to the berm, supplied from the West by longshore drift processes. The two other swash bars are located further seawards, extending over most of the swash platform (Figure 2). On the downdrift coast, the swash platform is less well developed (Figure 2). Two well-defined swash bars can be observed.

During low wave energy conditions, the ebb-tidal delta ex-

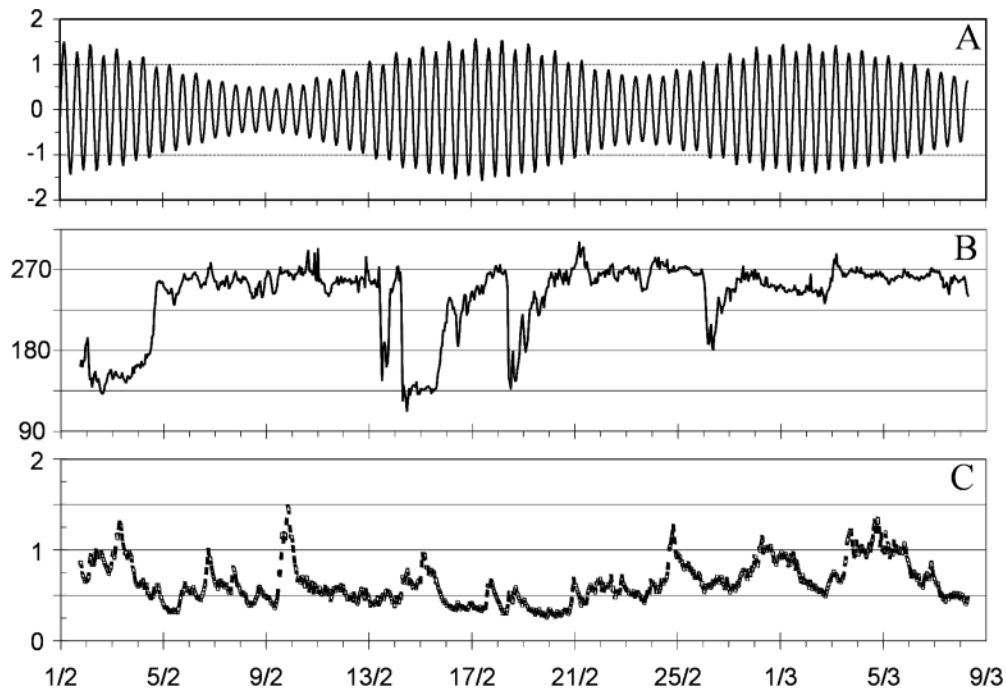


Figure 3. Tidal record and offshore waves characteristics during the INDIA fieldwork (1 February to 9 March). A: water level (m/MSL), B: wave direction, C: significant wave heights (m). Most of wave approaches is from W with significant wave heights under 1 m.

pands offshore due to the tidal dominance (MORRIS *et al.*, 2001). The updrift swash platform traps the W-E littoral drift preventing any bypass towards the downdrift coast (BALOUIN *et al.*, 2000; BALOUIN, 2001; BALOUIN *et al.*, 2001). During high-energy conditions, the front of the ebb-tidal delta is eroded and large quantities of sediment are reworked and deposited on the both swash platforms. The dune cliff at Barretta Island is eroded and a large sand spit develops at Barretta island extremity on the lagoon side of the inlet gorge (Figure 2).

METHODS

Within the MAST III—INDIA project, an extensive field campaign was conducted between January and March 1999 at the Barra Nova tidal inlet. During this experiment, the inlet system was confronted to very calm hydrodynamic conditions ($H_s < 1.5$ m) (Figure 3), after being strongly affected by a severe storm ($H_s=3.9$ m, $T_p=7$ s, $Dir=215^\circ$) that occurred during the new year 1999 (MORRIS *et al.*, 2001). This configuration provides an excellent opportunity to study the recovery of a storm-perturbed system in response to the re-establishment of fair weather conditions.

Topographic/Bathymetric Data Acquisition

Morphological evolution of the intertidal zone of the ebb-tidal delta was measured by means of topographic surveys (using laser total stations and real time kinematics GPS) undertaken at low tide every 4–5 days over a 6 week period. This topographic information permits the quantification of

the short-term morphological evolution of the coastal system, in response to the observed variations in tide and wave conditions. In the subtidal zone, two bathymetry surveys were carried out, in the inlet zone and along the adjacent coasts, with a real time kinematics GPS coupled to an echo sounder.

Video Surveying and Images Processing

As part of the INDIA project, a video system was deployed to monitor the inlet and the adjacent ebb delta (MORRIS *et al.*, 2001). The video system consisted in two fixed video cameras mounted on a 30m high tower located on Barretta island, on the eastern side of the inlet. The cameras were controlled via a PC on which the images were also stored. The system was entirely self-sufficient with power requirements supplied by batteries charged by a solar panel array.

The two cameras took simultaneous snapshots on the hour every hour during daylight. In addition both cameras took a ten-minute time exposure every hour starting on the hour. These time exposures are an average of images taken each second over a ten-minute period.

By rectifying the images to world co-ordinates, that is true linear horizontal co-ordinates, quantitative studies of the inlet evolution can be made. The images are rectified by means of photogrammetry, (HOLLAND *et al.*, 1997) and using Ground Control Points (GCP's) that were surveyed on the Portuguese Melrica Grid (PMG). By normalising the images from both cameras and then combining the rectified images, a plan view of the inlet and ebb-shoal delta is obtained (Figure 4).

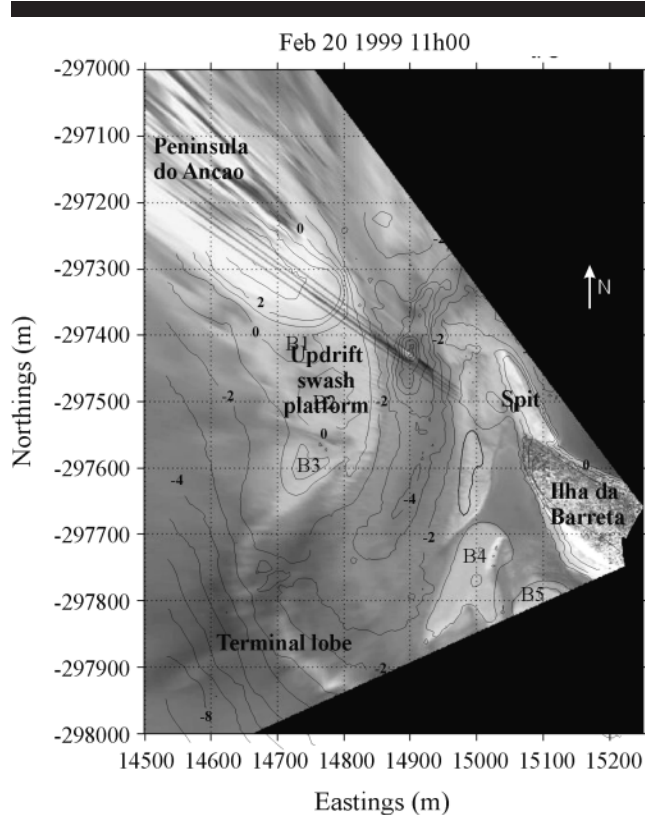


Figure 4. Example of Combined Rectified Images of the inlet at spring low tide. Image from 20th February 1999. The axis scales are in metres relative to the Portuguese Melrica Grid (PMG). Bathymetric contours of 24–26/02/1999 were superimposed on the video image.

Morphology Reconstruction Method

The video surveying technique relies on the detection of the shoreline location (which is in effect a contour line) at a number of instance during the tidal cycle (DAVIDSON *et al.*, 1997). Hourly images were used for both ebb and flood tide, corresponding to approximately 8 images a day (*i.e.* 8 tidal levels). Due to the low wave conditions and steep morphologies, both breaking zone and swash zone are very narrow on the video images, allowing easy identification of the swash zone/beach limit. Time-exposure images were used to manually digitise head up screen the shoreline position (Figure 5).

Each of the x, y coordinates from the edge detection process are assigned a z-value equivalent to the tidal height that was recorded at the field site at the time of observations. The fundamental assumption here is that the water level is horizontal. However, in tidal inlets areas, regions of strong flow, this assumption is likely to be violated. Wave set-up and pressure gradients induced by strong surface flows will both lead to significant slopes in the mean water level. This coastal inlet system therefore provides a particularly rigorous test for this morphology reconstruction technique by identification of the shoreline position. Once all the tidal cycle images have been processed, the whole (x, y, z) coordinates are saved to a file. This digitisation was done for each spring tide and

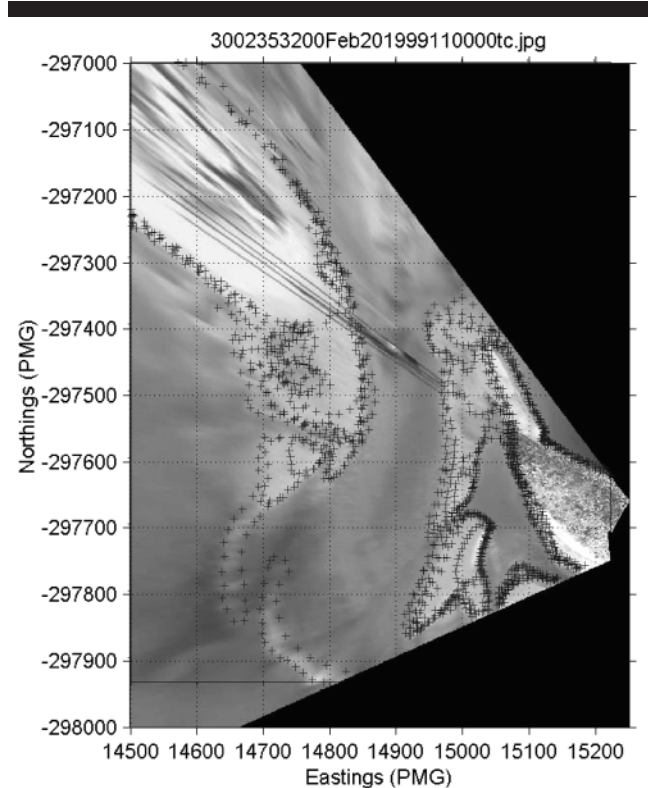


Figure 5. Digitisation of the swash zone/beach limit, 20th of February 1999. Data points from 8 digitisations of hourly images are reported on the time-averaged image of 11h.

for days the topography survey was realised, in order to compare the morphology obtained with the field data, and to validate the method. The correlation between both surveys was analysed by extracting data points where both topography and video information was available.

Hydrodynamic Measurements

From long term measurements (1976 to 1998) (PIRES, 1998), three hydrodynamic regimes can be defined at the Ria Formosa site (BALOUIN, 2001; MORRIS *et al.*, 2001; BALOUIN and HOWA, 2002). These are: 1) fair weather conditions, with low wave ($H_s < 1$ m, 4 s $< T_p < 10$ s, $90^\circ < Dir < 270^\circ$); 2) Atlantic storms ($H_s > 3$ m, 8 s $< T_p < 18$ s, $245^\circ < Dir < 275^\circ$); 3) Levante storm ($H_s > 3$ m, 6 s $< T_p < 14$ s, $120^\circ < Dir < 140^\circ$). During a normal year, the fair weather conditions (1) dominates for at least 99% of time, and Atlantic storms (2) and Levante storms (3) during 0.6% and 0.4% of time respectively. Within the fair weather regime, wave approach is meanly from SW (85% of occurrence) but can also be from SE (15% of occurrence).

During the whole experiment, tides and waves were recorded using a serie of current-meters (2 S4 ADW, 1 rotor current-meter, 1 doppler Aandera, 1 ADV) located in the intertidal zone. Details on the field set-up are given in BALOUIN *et al.* (2001). The fieldwork covers 3 spring tides (01/02,

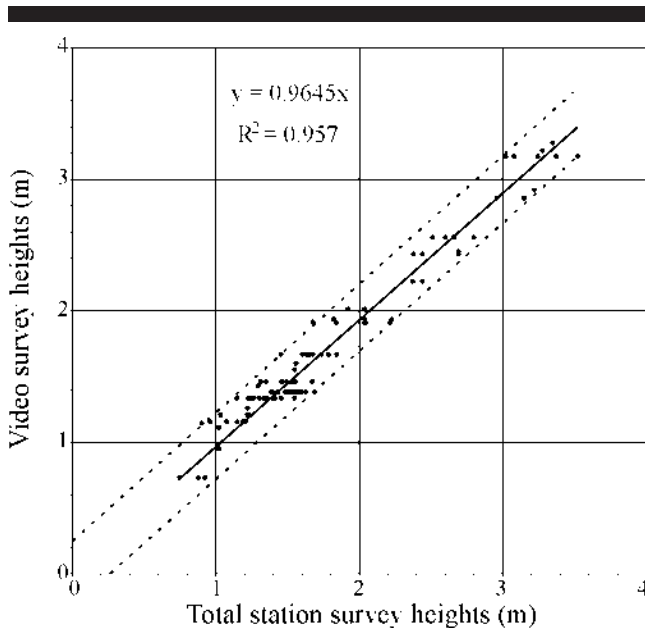


Figure 6. Regression analysis between video and topography survey data on the downdrift part of the ebb-tidal delta. Regression analysis was performed on location points where both topography with total station (ground laser transects) and video data were available. Dash lines represent the maximum errors.

18/02 and 02/03) (Figure 3) that are particularly interesting in this study because they cover the broadest intertidal area. Wave heights during the experiment were relatively low, with H_s between 0.3 and 1.5 m, prevailing from a WSW direction (Figure 3). These conditions are thus typical of the fair weather regime that occurs most of the time in Algarve. However, the survey was undertaken from January to March 1999, just after a major storm event ($H_s = 3.9$ m, $T_p = 7$ s, $Dir = 215^\circ$) that occurred during the new year 1999 (MORRIS *et al.*, 2001).

RESULTS

Calibration Morphology from Images/Topography

After digitisation of the contour lines representing the swash zone/beach limit for an entire day, the 3D morphology of the area is reconstructed using the Krigging interpolation method. The obtained morphology was compared to the field topographic data. Figure 6 represents the correlation between field data (topography of the swash platform on the Barreta side of the inlet) and the reconstructed morphology from video images. A regression analysis was conducted between these two datasets, evidencing a good agreement between both sets of survey data with a correlation coefficient (R^2) of 0.957. The maximum error is about 0.22 m (see Figure 6 dash lines) but errors for 90% of the data points are around 10 cm (0.0913 m). The line of best fit between the topography data and the video survey is given by $Video = 0.9645 Topo$.

Figure 7 shows the interpolation of both topography and morphology using Krigging interpolation method. The total station survey (on the left) was very sparse and consequently

the contour lines have been subjected to a high degree of smoothing. However, a good agreement between both surveys is notable. The middle part of the area that appears blanked-out in Figure 7 represents a region that was obscured from view in the video images due to the high relief (8 m) of the dunes.

Work is in progress to improve accuracy of the method and to extend its possible application to the whole tidal-delta. In this study, morphologies obtained from video images were used only on the downdrift side of the inlet. On this part of the delta, the pixel resolution on images is 1 to 2.5 m. The accuracy of the manual digitisation is estimated to be about 2–3 pixels, giving an x-y resolution about 2 to 7 m. Errors in altitude, given by the regression analysis, are used to be about 10 cm (0.0913). Given the approximate variations of volume in the area (10^4 m³/month), the error associated with the volume estimation is of the order of 800 m³, *i.e.* about 10%.

Morphology Evolution of the Downdrift Side of the Ebb-Tidal Delta

The evolution of the downdrift side of the inlet (Barreta Island) was inferred from the morphological variation obtained from processing the hourly video images that were acquired during the surveys of the updrift coast, during spring tides. On this downdrift coast, a well-developed swash platform exists. Its shape and configuration result from the presence of a sand-spit at the extremity of Barreta Island that modifies the symmetry of the system. This spit was formed during the storm event that occurred in December 1998, just before the field campaign (MORRIS *et al.*, 2001). The swash platform connects this spit to the swash bars of the ebb-tidal delta by a ramp parallel to the main channel.

Two well-developed swash bars are present (Figure 8). The major part of the ebb-tidal delta on the downdrift coast of the Barra Nova inlet is formed by one large (50×50 m) swash bar, B4 (Figure 2). In this study, the bar limits are represented by the contour line 1.5 m/hp (where hp is the “zero hidrografico” Portuguese, two metres below the Mean Sea Level), which was above the low water mark during the whole period (during the neap tide, the tidal range, limited to 1.4 to 2.5 m, does not permit a total reconstruction of the bar). This first bar B4 appears to be closely linked to the terminal lobe, and as on the updrift part, it migrates eastward in the direction of incident waves.

Morphological evolution of the bar B4 is characterised by an accretion and a rapid migration northward (60 m), and eastward (55.3 m) toward Barreta island (82 m NE) (Figure 9). Moreover, variations of volume of this bar, calculated from the video morphologies, are relatively important (3000–4000 m³), and significant despite errors induced by the volume calculation (errors of 10% = 300–400 m³).

A second bar, B5, formed on the downdrift swash platform, but the video location does not permit to survey it precisely. However, superposition of the different morphologies (Figure 8 and 9) shows the northward migration of this bar (−9.1 m E and 20 m N).

The spit shape was approximately constant during the sur-

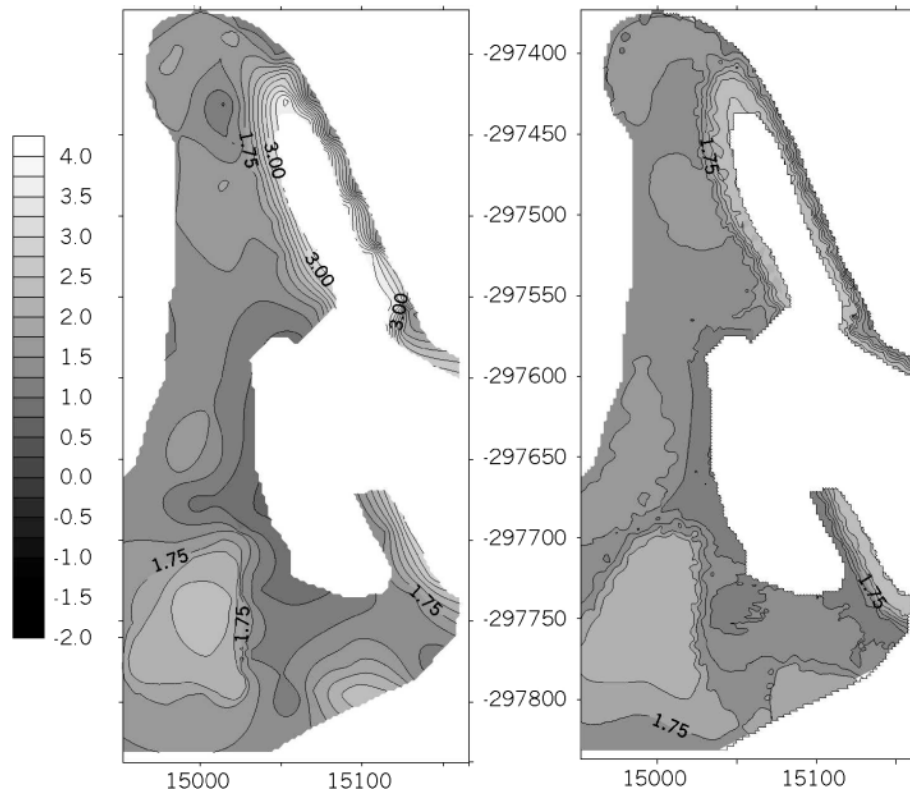


Figure 7. Morphology of the downdrift swash platform (contour line every 25 cm). Both datasets (generated from ground laser transects (left) and video images data (right)) were interpolated by a Krigging method. Elevation is referred to the "zero hidrografico" Portuguese, two metres below the Mean Sea Level.

vey. Its western extremity is progressively modelled by tidal currents generating a curvature of the spit and its migration of tens of meters. At the beginning of March 1999, the combination of the spring tide and slightly higher waves (0.8 m), lead to the flooding of the spit and its progressive destruction, which was finalised during the storm event of March (after the field campaign). The variation of sand volume of this bar was not calculated due to the obstructed view of the bar and errors resulting from interpolation on the borders.

DISCUSSION

Tidal inlet morphology is strongly dependent on local energetic conditions. Tides or waves dominance induces a typical morphology that was fully described: wave or tide-induced morphology (OERTEL, 1975; HUBBARD *et al.*, 1979; FITZGERALD, 1985; OERTEL, 1988). In southern Portugal, the hydrodynamic conditions show a strong seasonal pattern. During summer time, wave climate is very low and most storms occur during winter. This seasonal pattern has a strong influence on the morphology of the Barra Nova tidal inlet.

MORRIS *et al.* (2002) identified two distinct morphological states of the Barra Nova Inlet through the analysis of a year of rectified video images. The first was post-storm morphology which was characterised by a sharp linear cut in the sea-

ward edge of Barreta Island due to the action of storm waves. Large quantities of sediment were deposited on the up-drift swash platform due high longshore flux of sediment during storms. The ebb-tidal delta is narrower and closer to the coast.

The second morphological state occurs following an extended calm period and is characterised by an approximately across-shore orientated inlet channel. The end of Barreta Island is rounded by tidal flows and a dispersion of sediments due to low waves and tides can be observed on the swash platform. The ebb-shoal delta is broaden and quantity of sediments on the updrift swash platform is lower than on the post-storm case.

The two morphological states described above are separated by a long transitional phase. The measurements presented in this contribution provide an ideal opportunity to study the morphological changes that occur at the beginning of this transitional phase following a post-storm morphological state.

Video techniques were used to obtain the morphological evolution of the downdrift side of the Barra Nova inlet. This technique, which is based on the digitisation of the upper swash limit, was used to estimate the morphology on the downdrift side of the ebb-tidal delta. The accuracy of the video technique has been assessed by comparison with data ob-

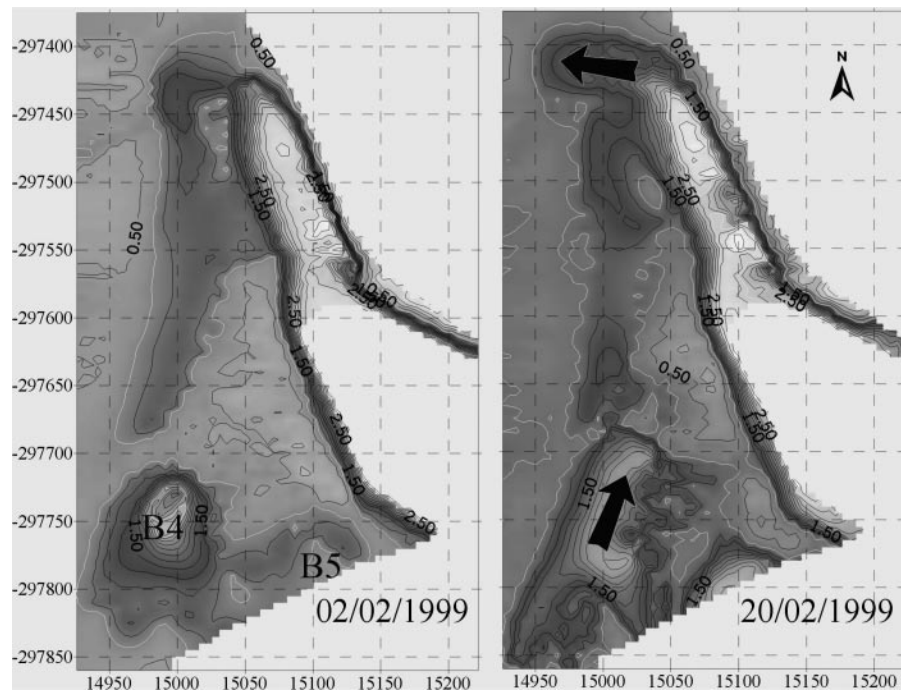


Figure 8. Morphology evolution of the ebb shoals on the downdrift part of the delta between successive spring tides of 02/02/1999 and 20/02/1999. Black arrows indicate the main dynamic features during this period. Elevation is referred to the “zero hidrografico” Portuguese, two metres below the Mean Sea Level.

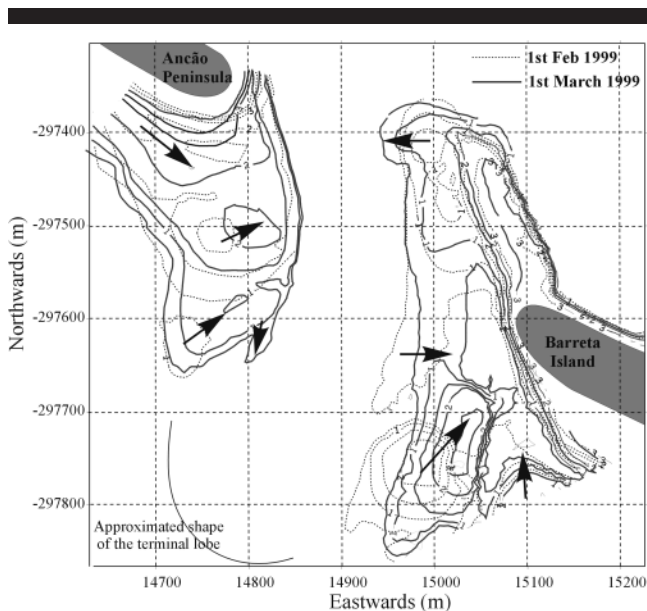


Figure 9. Changes in ebb-tidal delta morphology at the Barra Nova tidal inlet (1st of February to 1st of March 1999) and sediment transport patterns as indicated by morphology evolution, bedform observation and sand tracers. Observations of the updrift coast are detailed in Balouin *et al.*, 2001. Elevation is referred to the “zero hidrografico” Portuguese, two metres below the Mean Sea Level.

tained using a total station. A regression analysis between the video estimates and direct survey shows excellent agreement with standard errors of the order of 0.0913 m (maximum error of 0.22 m) (Figure 8). The best-fit regression line between these data has a gradient close to one (0.9645). This is an excellent result in this area where strong tidal currents often lead to significant surface slopes in mean sea level. Results are encouraging and allow the quantitative analysis of the morphology evolution in this part of the ebb-tidal delta.

Morphology evolution of these ebb shoals on the downdrift coast during this fair weather period is characterised by two main processes. The first one is the eastward migration of the main swash bar, which results from incident wave from WSW. This bar is connected to the terminal lobe of the ebb-tidal delta, suggesting a possible by-passing of sediment along the lobe and a migration under wave action.

Sediment supplied to this bar is provided either by a direct by-passing of sediment along the terminal lobe, or by the scouring of the main channel by ebb-tidal currents. Previous studies of the swash platform on the updrift side of the delta have shown that a third process can also occur (BALOUIN *et al.*, 2001). Sediment is provided by the longshore drift to the extremity of Ancão Peninsula where erosion by tidal-currents occurs. Then, eroded sediment begins to migrate along the main channel from Ancão Peninsula to the terminal lobe by megaripples displacements (Figure 9). Hence, waves from WSW push the sediment toward Barreta Island yielding a landward migration. Sediment budget on the updrift coast (BALOUIN *et al.*, 2001) have shown that the bypass of sedi-

ment during the campaign period was very low, and that most of the sand on the downdrift swash platform was transferred to this side of the inlet during the New Year storm event. Hence, the observed accumulation probably results from several factors: a low bypass of sediment along the internal face of the terminal lobe, a direct bypass on the delta front, and the reworking of the large amount of sand that was transferred to this coast during the storm event in December 1998.

Another important process pointed out by the successive morphologies is the reversal drift along the extremity of Barreta Island. Wave refraction on the terminal lobe is important, leading to a reversal drift on the downdrift coast that was clearly observed on radar images (HERON and PRYTZ, 2000). At high tide, complex interference of waves leads to extremely turbulent short-crested sea states on the swash platform. This process is known to be significant in the reworking of material, increasing the suspension concentration (OERTEL, 1975). Refraction of wave on the terminal lobe generates a reversal longshore current and the migration of the second bar toward the inlet throat. This process is very often observed at tidal inlets. It is particularly important in this case as it provides a source of sediment to the sand spit attached to Barreta Island, which is a recurrent feature of the system. It also provides a sediment source to the flood-tidal delta, which has accreted during the previous year (VILA *et al.*, 1999).

The last point shown by the video morphologies is the westward migration of the extremity of the sand spit attached to Barreta Island. This spit does not really pertain to the ebb-tidal delta, but its presence has an important impact on the shape and evolution of the swash platform on this downdrift coast. Moreover, this spit also has an influence on tidal currents in the inlet (BALOUIN and HOWA, 2002) by constricting the ebb-tidal flow in a narrow channel in the western side of the entrance, increasing velocities, and generating an erosion on Ancão side.

Evolution of the downdrift coast during these fair weather conditions is therefore characterised by a convergence of sediment transport toward Barreta Island. Sediment forming the first bar is provided by a by-passing process, either directly along the terminal lobe, or after channel processes interaction with incident wave. It is however important to note that the major part of this sediment has been transferred during the storm event before the survey.

The second bar, closer to the dune, results in an accumulation by a reversal in the drift due to refraction of wave on the delta, which yields a net sediment transport toward the inlet throat. This convergence provides a source of sediment to the spit attached to Barreta Island, and eventually to the flood-tidal delta.

The morphology evolution during fair weather conditions occurring after a major storm was identified, pointing out the progressive attachment of sand bars to Barreta Island. This process, yielding the anticlockwise rotation of the downdrift swash platform participates to the deflection of the main channel, which was already described from the updrift coast evolution (BALOUIN *et al.*, 2001). The main channel rotates

progressively, increasing the downdrift-trending of the tidal inlet.

This transitional period between a post-storm morphology and the extended fair weather morphology is clearly inherited from the storm-induced features in the system. These features, and in particular, the sand spit attached to Barreta edge, have an important impact on the tidal flows and lead to the progressive rotation of the whole system. Duration of this transitional period is not clearly defined, but is closely linked to the progressive destruction of the storm-induced features that occurs mainly during the following spring tides.

The morphodynamics of the tidal inlet between wave- and tide-induced states shows the progressive reorganisation of the tidal-delta after winter storms. This evolution is characterised by a strong downdrift trending of the ebb-tidal delta, that could result in the progressive closure of the system. This period is critical for the tidal inlet, and energy of tides and waves has to be sufficient enough to permit the by-pass of accumulated sediment and the progressive destruction of storm-induced features.

CONCLUSIONS

The morphology evolution of the ebb-tidal delta of the Barra Nova inlet was assessed using both direct surveys and remote sensing video data to describe the transitional morphological phase after a major storm event.

The evaluation of video derived morphologies was applied on the downdrift coast of the delta to obtain a global view of the ebb-tidal delta system. Despite the expected difficulty to estimate water levels in a complex tidal inlet environment, the methodology has given very encouraging results, and permits to study quantitatively the morphodynamics of the ebb-tidal delta.

Morphology evolution of the intertidal part of the ebb-tidal delta was studied. The main characteristic of this evolution is the rapid eastward migration of the ebb shoals, while the spit attached to Barreta island migrates westward. The location of the inlet throat remains almost stable. This evolution yields a progressive rotation of the inlet channel that becomes N-S oriented, increasing the downdrift-trending of the whole delta and tending to close progressively the inlet system.

The post-storm evolution is strongly related to storm-induced features that redirect tidal flows. The transitional period is fully dependant on the persistence of these features that are usually destroyed during the following spring tides, permitting the development of the fair-weather tidal morphology. At this point of the inlet evolution, no migration was observed, despite the strong retreat of Barreta Island during the previous storm. It is only at the end of the transitional phase that erosion of the spit will permit relocation of the channel and consequent migration.

Despite storms are known to induce important perturbation on coastal inlets morphology, this study shows that the long term evolution of the system is strongly dependent on the transitional phase where rotation, closure or migration can occur.

Measuring morphodynamics of complex coastal systems

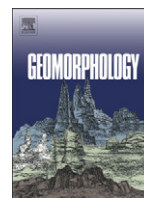
during and after energetic events like storms is difficult and even impossible. Use of video techniques to describe quantitatively and continuously the morphodynamics of these systems is therefore critical for the coastal community to understand processes occurring at tidal inlets.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was realised within the MAST III—INDIA project, and funded by the European community commission under the MAST contract N°. MAS3-CT-0106. Special thanks are due to Elijah W. Ramsey III for his diligent work in revising and improving this contribution.

LITERATURE CITED

- BALOUIN, Y.; HOWA, H., and FERREIRA, O., 2000. Short term morphodynamics and sediment movements at the Barra Nova ebb-tidal delta. *3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin: INDIA Workshop EU MAST3 Project (MAS3-CT97-0106)* (Faro, Portugal), pp. 38–39.
- BALOUIN, Y., 2001. Les embouchures mésotidales et leur relation avec les littoraux adjacents—Exemple de la Barra Nova, Sud Portugal. PhD Thesis, N° 2451, University of Bordeaux, 298p.
- BALOUIN, Y.; HOWA, H., and MICHEL, D., 2001. Swash platform morphology in the ebb-tidal delta of the Barra Nova inlet, South Portugal. *Journal of Coastal Research*, 17(4), 784–792.
- BALOUIN, Y. and HOWA, H., 2002. Sediment transport pattern at the Barra Nova tidal inlet: a conceptual model. *Geo-Marine Letters*, DOI 10.1007/s00367-001-0087-1.
- BETTENCOURT, P., 1994. Les environnements sédimentaires de la côte Sotavento (Algarve, Sud Portugal) et leur évolution holocène et actuelle. Oceanographie—Géologie marine Thesis, Université Bordeaux I, Bordeaux.
- BRUUN, P. and GERRITSEN, F., 1960. *Stability of Coastal Inlets*. North Holland.
- DAVIDSON, M.; HUNTLEY, D.; HOLMAN, R., and GEORGE, K., 1997. The evaluation of large scale (Km) intertidal beach morphology on a macrotidal beach using video images. *Coastal Dynamics 97*, pp. 385–394.
- DAVIDSON, M.A., 2000. The use of video for determination of near-shore hydrodynamics and topographic/bathymetric change, INDIA Workshop—3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin (Faro, Portugal), p. 5.
- DAVIS, R.A. and HAYES, M.O., 1984. What is a wave-dominated coast? *Marine Geology*, 60, 313–353.
- DIAS, J.M.A., 1986. Observações sobre origem das areias das ilhas barreiras da Ria Formosa, 4º Congresso do Algarve.
- FITZGERALD, D.M., 1982. Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets. *Proceedings of the 18th Coastal Engineering Conference* (ASCE, Cape Town, South Africa, nov. 14–19, 1982).
- FITZGERALD, D.M., 1985. Effect of the Bay of Fundy project on the tidal inlets of Maine. *New England Regional Coastal Engineering Conference* (USACE), pp. 74–78.
- FITZGERALD, D.M.; KRAUS, N.C., and HANDS, E.B., 2001. Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets. *Coastal Engineering Technical Note US Army Corps of Engineers ERDC/CHL CETN-IV-30*. U. S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, Mississippi.
- GALVIN, JR. C.J., 1971. Wave climate and coastal processes. In: IPPEN, A.T. (Ed.), *Water Environments and Human Needs*. Cambridge, Massachusetts: MIT Parsons Laboratory for water resources and hydrodynamics, pp. 48–78.
- GRANJA, H.; FROIDEFOND, J.M., and PERA, T., 1984. Processus d'évolution morpho-sédimentaire de la Ria Formosa (Portugal). *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 36, 37–50.
- HERON, M.L. and PRYTZ, A., 2000. VHF ocean surface radar measurements in the INlet Dynamics Initiative: Algarve (INDIA) Project, *book of abstracts 27th ICCE*, Sydney, Australia, Vol. 2, paper n°339.
- HOLLAND, K.T.; HOLMAN, R.A.; LIPPMAN, T.C.; STANLEY, J., and PLANT, N., 1997. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22, 81–92.
- HOLMAN, R.A.; SALLENGER, JR., A.H.; LIPPMANN, T.C., and HAINES, J.W., 1993. The application of video image processing to the study of nearshore processes. *Oceanography*, 6(3), 78–85.
- HOLMAN, R.A.; LIPPMANN, T.C.; O'NEIL, P.V., and HATHAWAY, K., 1997. Video estimation of subaerial beach profiles. *Marine Geology*, 97, 225–231.
- HUBBARD, D.K.; OERTEL, G., and NUMMEDAL, D., 1979. The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: example from North Carolina, South Carolina and Georgia.
- HUME, T.M. and HERDENDORF, C.E., 1987. Tidal inlet stability: Proceedings of a workshop, Christchurch, 4 dec. 1985. *Water & Soil Miscellaneous Publication n° 108*, 1987, 82p.
- JARRET, J.T., 1976. Tidal prism—inlet area relationships. *General Investigations of tidal inlets. rep.3*, Coastal Engineering Research Center, Ft. Belvoir, Virginia, 32p.
- MORRIS, B.D.; DAVIDSON, M.A., and HUNTLEY, D.A., 2001. Measurements of the response of a coastal inlet using video monitoring techniques. *Marine Geology*, 175, 251–272.
- MORRIS, B.D.; DAVIDSON, M.A., and HUNTLEY, D.A., 2002. Estimates of the Inter-Seasonal Morphological Evolution of the Barra Nova Inlet Using Video Techniques. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, (submitted).
- O'CONNOR, B.A.; WILLIAMS, J.J.; ARENS, B.; DAVIDSON, M.A.; DIAS, J.M.A.; HOWA, H.; SARMENTO, A., and VOULGARIS, G., 1998. The INDIA Project, *Third Marine Science and Technology Conference Sponsored by the European Commission*, 23–27 May, 1998 (Lisbon, Portugal), 4p.
- OERTEL, G.F., 1972. Sediment transport on estuary entrance shoals and the formation of swash platforms. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 858–868.
- OERTEL, G.F., 1975. Ebb-tidal Deltas of Georgia estuaries. In: CROBIN, L.E. (ed.), *Estuarine Research*. New York: Academic, vol. 2, pp. 267–276.
- OERTEL, G.F., 1988. Processes of Sediment exchange between tidal inlets and barrier islands. In: AUBREY, D.G. and WEISHAR, L. (eds.), *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets*. New York: Springer-Verlag, pp. 186–225.
- PILKEY, O.H.; NEAL, W.J.; MONTEIRO, J.H., and DIAS, J.M.A., 1989. Algarve barrier islands: a noncoastal-plain system in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 5(2), 239–261.
- PIRES, O.H., 1998. Preliminary report on the wave climate at Faro. Report to INDIA Project, Instituto de Meteorologia—Instituto Superior Tecnico.
- RUSSINK, B.G.; VAN ENCKEVORT, I.M.J.; KINGSTON, K., and DAVIDSON, M.A., 2000. Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour. *Marine Geology*, 169, 161–183.
- STELJN, R.C., 1991. Some considerations on tidal inlets. Delft Hydraulics/Rijkswaterstaat, *Coastal Genesis Report H840.45*, May 1991.
- VILA, A.; DIAS, J.M.A.; FERREIRA, O., and MATIAS, A., 1999. Natural evolution of an artificial inlet. In: KRAUS, N.C. and McDUGAL, W.G. (eds), *Coastal Sediments 99*, (ASCE, 20–24 June 1999), pp. 1478–1488.
- WILLIAMS, J. et al., 1999. Inlet Dynamics Initiative: Algarve (INDIA), In: KRAUS, N.C. and McDUGAL, W.G. (eds), *Coastal Sediments 99*, (ASCE, 20–24 June 1999), pp. 612–627.



Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France

M. Gervais ^{a,b,*}, Y. Balouin ^a, R. Belon ^a

^a BRGM, Service Géologique Régional, Languedoc-Roussillon (SGR/LRO), 1039 Rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

^b Université de Perpignan via Domitia - Laboratoire IMAGES EA 4218, 52 avenue Paul Alduy - 66860 Perpignan, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 June 2010

Received in revised form 7 July 2011

Accepted 9 July 2011

Available online 8 September 2011

Keywords:

Storm events

Morphological response

Storm thresholds

Storm impact

ABSTRACT

Along the coast, anticipating the different morphological responses induced by storm events is crucial for managers to evaluate coastal risks and to develop the best measures to mitigate them. In this paper, a methodology is developed to determine the best storm intensity parameter to derive storm thresholds for different morphological responses. The methodology is applied to the northern part of the Gulf of Lions coastline where storm events can induce important morphological changes. These include shoreline retreat, beach and dune erosion, significant migration of nearshore bars, overwashes and even breaches of coastal barriers, as well as damage to coastal defences and coastal infrastructure. In order to evaluate historical storm characteristics and impact, an extensive review was undertaken to obtain quantitative datasets (beach profiles, wave records), aerial photographs and more qualitative information on morphological evolution and coastal damage. Re-analysis of hydrodynamic and morphology data was undertaken, and hindcast wave modelling results were used to characterise storm intensities. The methodology developed to evaluate storm thresholds consists of obtaining morphological evolution indicators (evidence of breaching, overwash processes, volume variations and migration of morphological patterns) that can be directly linked to a storm event and its characteristics. Results demonstrate that in such a quasi-non-tidal wave-dominated environment, with intermediate double-barred beach shoreface morphology, major coastal changes occur following the maximum significant wave height reached during the storm, or else according to maximum wave run-up elevation regarding upper beach impact, a wave height dependant parameter. Inversely storm surge (and water level) alone, as well as total storm energy, do not explain any storm impact scale. Storm-specific datasets indicate that important morphological evolution is observed during moderate storm events (significant wave heights over 2.7 m). Above this threshold, the morphological behaviour changes radically. The main characteristics are a rapid offshore migration of the nearshore bars and large deposition of sand on the upper beach. However, the major morphological changes are associated with even more energetic events. When the significant wave height reaches 5 m, important impacts are observed: breaching and overtopping of natural coastal barriers, and severe dune erosion and impacts to coastal infrastructure on urbanised beaches. Qualitative observations show an important increase in damage when the storm waves reach 5 m. The methods employed can be applied easily to any coastal segment and provide coastal managers with tools to evaluate different coastal evolution and coastal damage induced by storm events.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Because of their low elevation, coastal plains are particularly affected by storm events. A storm event is a high energy event that can be defined by different parameters including wave height, wind velocity, and storm surge. Because storms induce a wide range of hazards including beach and dune erosion, dune overtopping and associated inundation, and occasional breaching of the coastal system (Forbes et al.,

2004), they can also be considered in terms of damage and costs. The morphological response to a storm event and its amplitude are usually defined as proportional to the intensity of high-energy waves (Wright and Short, 1984), but can also be related to other parameters including storm duration, tidal level and/or pre-existing morphology (Wright et al., 1985; Loureiro et al., 2009).

Various studies have analysed the impact of coastal storms and defined parameters allowing the estimation of storm thresholds. These include wave energy (Sénéchal et al., 2009), wave height, maximum water level reached by waves (Sallenger, 2000), and surge level. In order to estimate vulnerability to coastal storms, methodologies were developed for microtidal areas dominated by waves, taking into account storm inundation indicators and morphology indicators (Mendoza and Jimenez, 2006, 2009).

* Corresponding author at: BRGM, Service Géologique Régional, Languedoc-Roussillon (SGR/LRO), 1039 Rue de Pinville, 34000 Montpellier, France. Tel.: +33 4 67 15 79 72; fax: +33 4 67 64 58 51.

E-mail address: m.gervais@brgm.fr (M. Gervais).

Such approaches are very useful in the evaluation of coastal risks and in the definition of coastal management plans. However, to anticipate precisely the impact of a storm event, the pre-storm morphology of the coastal zone is needed, and the determination of storm thresholds is required (Jiménez et al., 2009; Bosom and Jimenez, 2010). This information is very often not available, limiting the use of these methodologies in the evaluation of the intensity of morphological responses. If information on the magnitude of storm events is available, coastal managers should know in advance the expected type of damage and therefore would be able to select the best measures for damage mitigation.

In this context, this study aims to develop a methodology based on observed and measured morphological responses to determine storm thresholds for various degrees of coastal impact. The main objectives are: 1) to analyse storm characteristics during recent decades; 2) to evaluate the most important variables describing storms in order to obtain the hydrodynamic thresholds for different morphological changes; and 3) to use these thresholds to define a storm impact scale.

The methodology is applied to the littoral zone of the northern part of the Gulf of Lions, a low microtidal coastal plain that has been particularly affected by storm events in the past.

Along this coastline, where the mean wave climate is moderate, humans have often developed infrastructure and urbanised the coastal zone, disregarding the potential impact of extreme events. This results in an increase in coastal vulnerability to extreme storms. Along the Gulf of Lions microtidal coastline, major storm events (1982, 1997 and 2003) have illustrated this phenomenon and caused damage to harbour facilities, coastal tourism infrastructure, and urban infrastructure.

2. Field site

The study area (Fig. 1) is located in the northern part of the Gulf of Lions. It is a low coastal plain facing the Mediterranean Sea. The studied coastline, between the towns of Agde and Carnon, is characterised by various levels of urbanisation that were developed in the 1960s, and low natural barriers: the Lido of Sète to Marseillan fronting the lagoon of Thau (where the maximum elevation of the old coastal road was around 3.5 m above MSL and the present-day artificial dune elevation is around 3 m), and the Lido of Pierres Blanches fronting the Palavasian lagoons (with a very low natural dune system at ~1.5 m above MSL). This coastline is affected by waves with a relatively long fetch (wave periods reaching 12 s) and is particularly vulnerable to storm events. Here, many storm impacts have been observed over recent decades: overwash and breaching of natural sand barriers, beach and dune erosion, as well as damage to coastal infrastructure and facilities.

The area has a semidiurnal microtidal regime (see Table 1), with a mean tidal range of about 0.2 m and a spring tide range of 0.46 m (SHOM, 2010). The coast is dominated by seaward winds (Sète Weather Station, from 2005 to 2009), either the Tramontane (NW) or Mistral (northerlies) that represent 55% of the wind record, and for 20% of this conditions, the mean wind velocity exceeds 31 km/h (47 km/h in wind gusts). Marine winds (S to E winds) represent ~25% of the wind record, and for 20% of this record, the mean wind velocity is over 22 km/h (39 km/h for the max speed). The Tramontane and Mistral regime are observed during the entire year. However, the occurrence of high velocity offshore winds is more frequent during winter. Marine winds (SE quarter) are observed in autumn and winter associated with periods of marine storms (annual maximum speeds > 100 km/h).

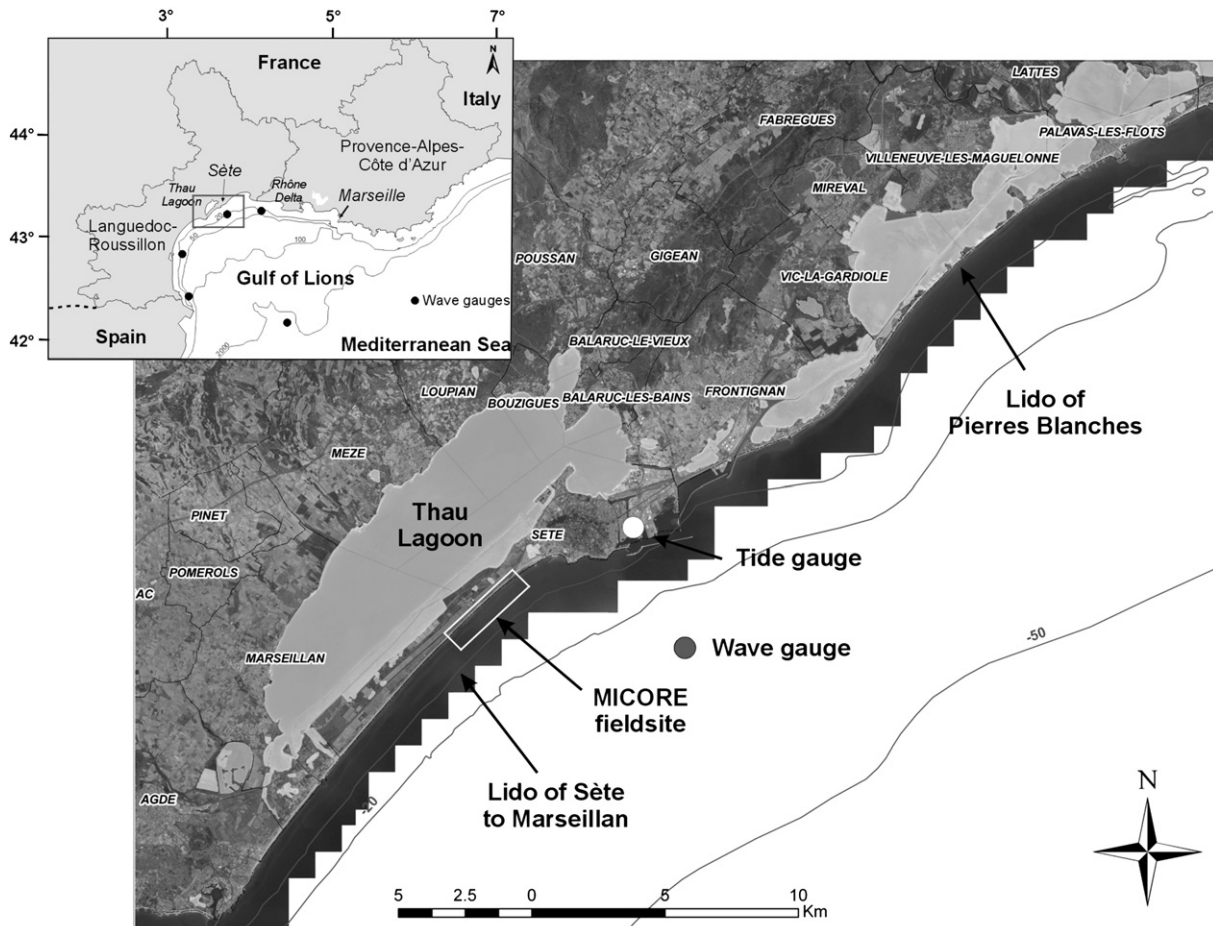


Fig. 1. Location of the study area.

Table 1
Characteristics of main hydrodynamic factors at Sète.

	Averaged (m)	Max (m)
Tidal range	0.2	0.46
Waves (Hs)	0.7	6.98
Hs for 1 yr return period	4.3	
Surge level (harbour)	0	0.85

During the late spring and summer, a regime of land/sea breezes is observed. Wave energy is moderate with a mean significant wave height of 0.7 m and a mean peak period (T_p) of ~5 s. Storm waves have significant wave heights over 3 m (with mean T_p around 8 s) and can reach 7 m (in 30 m water depth). The H_s annual return period is 4.3 m. The wave climate is dominated by SE swell. Waves associated with storms do not exceed 3.5% of occurrences and arrive mainly from ESE (77% of occurrences), almost normal to the coastline, while storms from the S are less frequent (16% of occurrences). Most important storm events are generated by meteorological conditions associated with a deep barometric depression near the Bay of Biscay (Ullmann and Moron, 2007). Major storm events are often associated with coastal marine winds, which generate important storm surges that can reach 0.85 m. However, in some cases, swell generated in the middle of the western Mediterranean basin can reach the coast where the wind is weak or even blowing offshore (Tramontane). In such cases, the storm surge is very small despite the storm conditions ($H_s > 3$ m).

3. Available datasets and methodology

In order to analyse storm characteristics and storm impact, an extensive search was undertaken to gather all available information. At the same time, a new storm-specific monitoring campaign was performed.

3.1. Storm characteristics

Wave and tide measurements were initiated recently in the Gulf of Lions region; the longest time series cover about 20 years. These datasets include wave characteristics from a wave buoy located offshore of Sète in 30 m water depth (43°22.261'N; 3°46.777'E present-day location, Direction Regionale de l'Equipement of Languedoc-Roussillon, DRE-LR). Since early 1989, only wave height and period are available, however a directional datawell wave gauge was deployed in 2006. Water levels in the harbour of Sète (WL) are available since 1986

(DRE-LR data source), and simulated hourly astronomical tides are available online (www.shom.fr) at the same location.

In order to cover a longer time period with wave characteristics, hindcast modelling was performed. The main objectives were to obtain longer time series on wave conditions and to improve measured times series by simulating wave direction. To reach these objectives, an evaluation of various wind field data sources was completed. ECMWF (European Centre for Medium Weather Forecast, ERA-40 project), Seawinds and NCEP-2 reanalysis (National Centers for Environmental Prediction, Kanamitsu et al., 2002) winds were used to simulate waves in the western Mediterranean Sea and at the field site using Swan, a spectral wave model (Booij et al., 1999). Despite significant differences between all wind sources, the wave field produced with NCEP2 winds seems to give the best results and to reproduce quite well the most energetic events. Wave heights were slightly underestimated by the model, and an adjustment was calculated. Fig. 2a presents the comparison between the measured/predicted significant wave heights (after adjustment), and Fig. 2b illustrates the measured/predicted wave heights during a major storm event in December 1997. Even if the correlation between the predicted and measured wave time series is low ($R^2 = 0.60$), the Swan model outputs using NCEP2 reanalysis winds appear to give reasonable results for wave heights and directions during the storm, and were then used to complete the measurement time series for the period 1979–2009.

In order to evaluate storm intensity, several physical indicators were used (see Table 2): H_s , the significant wave height (m); WL, the measured water level at Sète (m); $\langle \eta \rangle$, the wave setup (m); R_{high} , the extreme value of run-up on the beachface (m), where

$$R_{high} = WL + R_2 \quad (1)$$

(2% exceedence value of run-up elevation in m, from Sallenger, 2000; Sallenger et al., 2002; Stockdon et al., 2007); S, the storm surge, or difference (m) between WL measured value and the predicted tide in the harbour of Sète (deviation influenced by the atmospheric/barometric surge and the wind setup); and finally E, the total energy (J/m^2) during the event. For all water level indicators, the altimetry reference is 0 NGF (Nivellement Général de la France). Parameters H_s , WL, S, $\langle \eta \rangle$ and R_{high} are extracted or computed at the storm peak.

R_2 is derived from the Stockdon et al. (2006) empirical formula:

$$R_2 = 1.1 \left(0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} + \frac{[H_0L_0(0.563\beta_f^2 + 0.004)]^{1/2}}{2} \right) \quad (2)$$

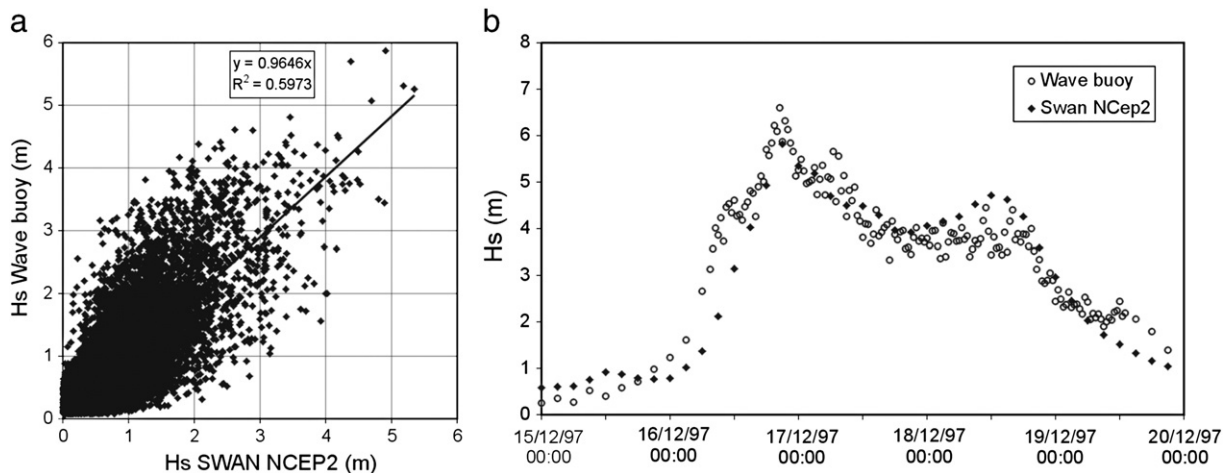


Fig. 2. Comparison between wave measurements at Sète and output from SWAN forced with NCEP2 winds: a) measured/simulated significant wave height and b) comparison of measured and simulated times series during the December 1997 event.

Table 2
Chosen indicators of the intensity of marine storm events.

Storm hydrodynamics indicators		
Hs (m)	Wave significant height	Measured at 30 m water depth
WL (m)	Water level at Sète (including tide + surge)	Measured in Sète Harbour (NGF Datum)
R _{high} (m)	Maximum level: sum of WL + R ₂ , giving the effective elevation of extreme run-up on the beach	Calculated (Stockdon et al., 2007)
E (J/m ²)	Total wave energy during the storm	Calculated when Hs > 2 m
S (m)	Storm surge: difference between predicted and measured tide (WL – tide forecast)	Calculated

$$\text{where } \langle \eta \rangle = 0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} \quad (3)$$

is the wave setup component, β_f is the beach steepness, defined in the area of significant swash activity (Stockdon et al., 2006), H_0 the deep water wave height, and L_0 the deep water wave length.

In order to evaluate the maximum level reached by water during storm events, R_{high} is defined as $R_2 + WL$ (m) (Eq. (1)). Thus, R_{high} encompasses the (atmospheric-) storm surge (S), the tide, the wave setup and run-up.

E, the wave energy density according to linear wave theory, during the duration of the storm (t_0 to t_e) is calculated when Hs reaches 2 m as:

$$E = \int_{t_0}^{t_e} \frac{1}{8} \rho g H_{mo}^2 dt \quad (4)$$

(unit is J/m²); where H_{mo} is the spectral significant wave height (computed from the 0th moment of the variance spectrum).

Obviously, all of these hydrodynamic indicators are not fully independent both dynamically and in terms of their calculation (see Table 2). Energy, even if it includes in some storm duration, contains the wave heights (Eq. (4)); water level, WL, contains the storm surge; while R_{high} contains both water level and wave components (Eq. (1)). Given the location of the tide gauge in the harbour of Sète, the storm surge, S, and the measured water level, WL, in the harbour do not include wave set-up.

However, in the following analysis, these parameters will be tested separately in order to define which indicator best reflects the morphological response and can thus be used to define storm thresholds for this microtidal environment.

3.2. Morphological evolutions and impact

To evaluate morphological responses, datasets on historical storms were used, and storm-specific monitoring of beaches was performed during the winters of 2008–2009 and 2009–2010.

A database on historical storms was established by compiling information obtained from the maritime services, coastal cities authorities, local newspapers, research projects and publications. This database includes qualitative and quantitative information on physical characteristics of storm events (wave, wind, air pressure, etc.) but also on observed impact (morphology, damage, costs, etc.). All observed impact were located in a GIS. Analysis was also performed on post-storm aerial photographs taken just after major events of 1982, 1997 and 2003 (DRE-LR) and on field photographs for most of the other important events. From these, the morphological evolution and other impact were identified: destruction of the coastal road on the Lido of Sète, breaching or overwashing on the Lido of Pierres Blanches, destruction of sea defences, etc. An example of geo-referenced impact is given in Fig. 3, indicating the major impact observed during the event of December 1997 (with a 50-year return period; $H_s = 7$ m; $T_p = 11.1$ s; $WL = 0.99$ m; $S = 0.86$ m). Since the 1980's, historical shoreline and topobathymetry surveys were acquired by the SMNLR (Service Maritime et de la Navigation Languedoc-Roussillon) in the entire region. However, the surveys were not focused on storm response and it is very often impossible to estimate what part of the observed evolution is associated with storm events. Thus, to evaluate the morphological responses during storms, new datasets were obtained within the MICORE field campaign during the winters of 2008–2009 and 2009–2010. Storm-specific datasets were acquired on the Lido of Sète to Marseillan providing an important source of pre- and post-storm morphologies as well as measurements of the hydrodynamics. At this field site, two areas were

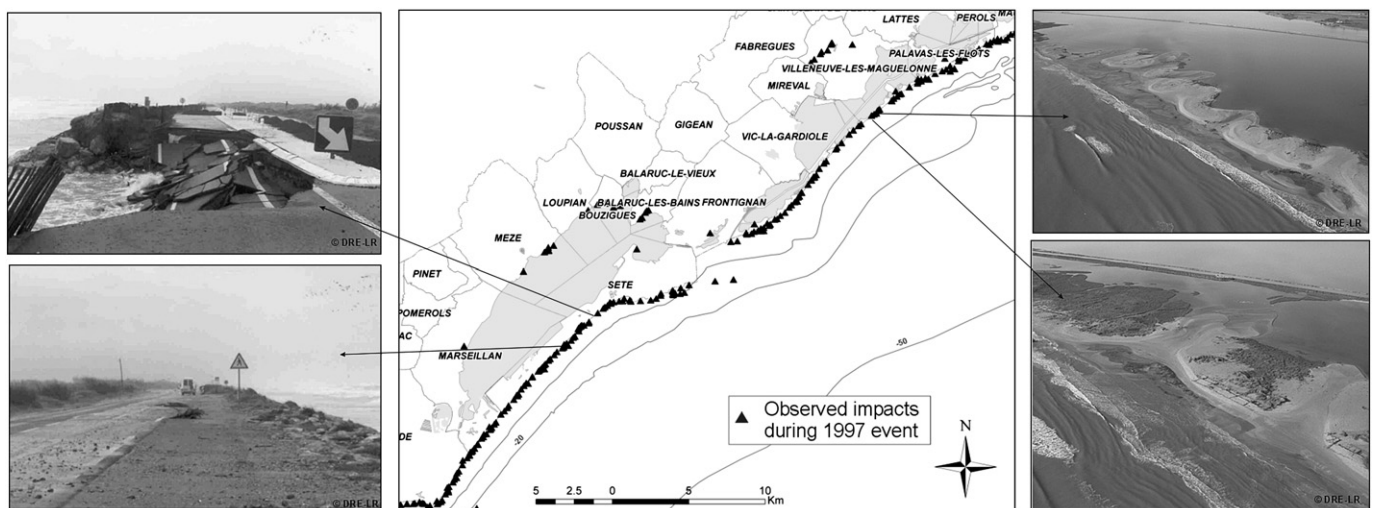


Fig. 3. Observed impacts during the event of December 1997. Each point (triangle) represents the location of various impacts: breaching of the Lido of Pierres Blanches (right) or destruction of the coastal road at Sète (left).

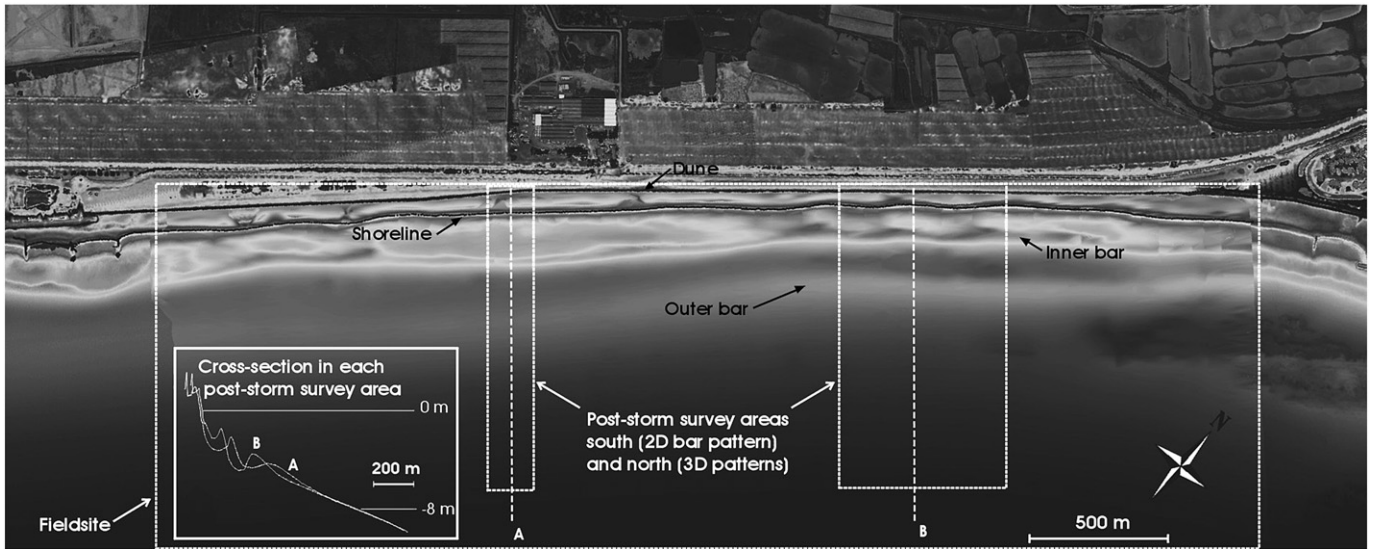


Fig. 4. Bathymetry and topography of the Lido of Sète in the initial state of November 2008, beginning of an intensive campaign of storm specific surveys. Two post-storm survey areas have been chosen according to nearshore bar patterns: mostly uniform alongshore (2D) in the south; with rhythmic crescentic shapes (3D) in the north.

chosen (Fig. 4) for their specific morphology: one area with well-established alongshore uniform nearshore bar systems, and another area with a well-developed crescentic internal bar system. These areas were monitored using RTK GPS coupled with an echo-sounder. Beach and nearshore cross-shore profiles were acquired at 50 m alongshore spacing (4 profiles for the alongshore uniform bar region, and 11 profiles for the three-dimensional region). Fifteen surveys were undertaken during the two winter seasons.

All of the gathered information was used to develop morphology evolution indicators (evidence of breaching, overwash processes, volume variations, vertical variations, see Table 3), which can be directly linked to a singular storm event and its characteristics.

The coastal barriers of the Lido of Sète and the Lido of Pierres Blanches are particularly vulnerable to storm events given their low elevation. On the Lido of Sète, the major impact observed during recent decades has been the overtopping and partial destruction of the coastal road, where intervention for protection and reconstruction was needed almost every winter. In order to classify the impact that were recorded, a qualitative scale was developed: the RI Scale (Road impact Scale, see Fig. 5). The scheme is based on the storm impact scale of Sallenger (2000) and defines four levels of impact,

ranging from the water level reaching the road without major impact, to the partial destruction of the road.

On the Lido of Pierres Blanches, the process of breaching/overwash was studied by Durand and Heurtefeux (2006), Laborie and Heurtefeux (2008), and Sabatier et al. (2008a). Geological evidence also confirmed the role of major storms in the construction of the barrier (Sabatier et al., 2008b). Given the dataset available, it was not possible to define the importance of this phenomenon. The only available indication is

Table 3
Morphological Indicators and criteria of impact used for threshold definition.

Indicator	Data analysis	Criteria
Occurrence of breaching/overtopping on the Lido of Pierres Blanches	Vertical aerial photographs, oblique photographs after storms	Breaching/overtopping observed
Overtopping/destruction of the road on the Lido of Sète	Vertical aerial photographs, oblique photographs after storms	RI Scale: qualitative scale for the level of impact on the road
Volume variation of the aerial beach	Pre-post-storm surveys during winter 2008–2009 and 2009–2010	DV_{beach} (m ³)
Volume variation of the shoreface	Pre-post-storm surveys during winter 2008–2009 and 2009–2010	DV_{sf} (m ³)
Cross-shore mobility of the nearshore bars at the Lido of Sète	Pre-post-storm surveys during winter 2008–2009 and 2009–2010	IB_{migr} (m) positive for onshore migration
Evidence for morphological impacts	All qualitative and quantitative observation in historical database	Observations

RI Scale	Impacts	Illustration
0	No damage	
1	Water level reaching the road but no major impact	
2	Overtopping of the road and sand deposition	
3	Erosion of the road slope	
4	Important damages on the road, partially destroyed	

Fig. 5. Road Impact Scale for the Lido of Sète.

the occurrence and location of the overwash/breaching that was georeferenced. Three transects were chosen on the Lido to calculate the hydrodynamic indicators during each of the historical events and to compare with the available field observations.

To assess storm impact on the beach and shoreface morphology in Sète during the last two winters (2008–2009 and 2009–2010), three indicators were defined: volume variation of the sub-aerial beach DV_{beach} (emerged part of the profile), volume variation of the shoreface DV_{sf} , and cross-shore migration of the inner bar IB_{migr} . Volume variations are often used to estimate erosion during storms (Allen, 1981; Quartel et al., 2008), and bar migration during storm events also is described frequently in the literature (Van Enckevort and Ruessink, 2003). Here, only pre- and post-storm specific surveys were used, and the surveys corresponding to a period with several events or long recovery periods were not exploited. Digital terrain models (DTM) were created for each survey by interpolation of the bed level measurements using ©Golden Software *Surfer* (using triangulation with linear interpolation). Volumes were calculated for both the alongshore and three-dimensional regions by comparing the interpolated DTMs. Given the crescentic pattern of the inner bar in the northern region specific attention was paid to the large scale alongshore migration of sand bodies that can strongly affect the volume calculation. If a large-scale horn of the bar enters the surveyed area as a result of alongshore processes, the resulting volume variations will be very important but will be more correlated with the wave

direction than with the effective intensity of the storm (defined by wave height or other parameters). This was the case for the event that occurred on the 21st of December 2009, which was therefore not taken into account in this study. The first storm of the second winter (2009–2010) was not included in the beach volume comparison since the pre-storm morphology was obtained several months before the event and had a low vertical accuracy.

It was also decided not to use bar crest position indicators in the northern area because it very often showed complex transverse bar and rip morphology or a “drilled” crescentic shape (bar crest destroyed in the bay by rip currents), where cross-shore bar migration is not easy to quantify. The surveyed area did not always cover the entire crescentic pattern (i.e. several wave lengths), and using a mean bar crest position was not fully representative every time.

4. Results

4.1. Storm hydrodynamics indicators for historical analysis

The hydrodynamics were simulated for the period 1979–2009 using Swan forced with NCEP-2 wind fields. A first arbitrary storm threshold of $H_s = 3$ m was defined to compute the hydrodynamic indicators (Fig. 6). A comparison was done between the resulting events (213 events) and the storm impact database to ensure that this first threshold

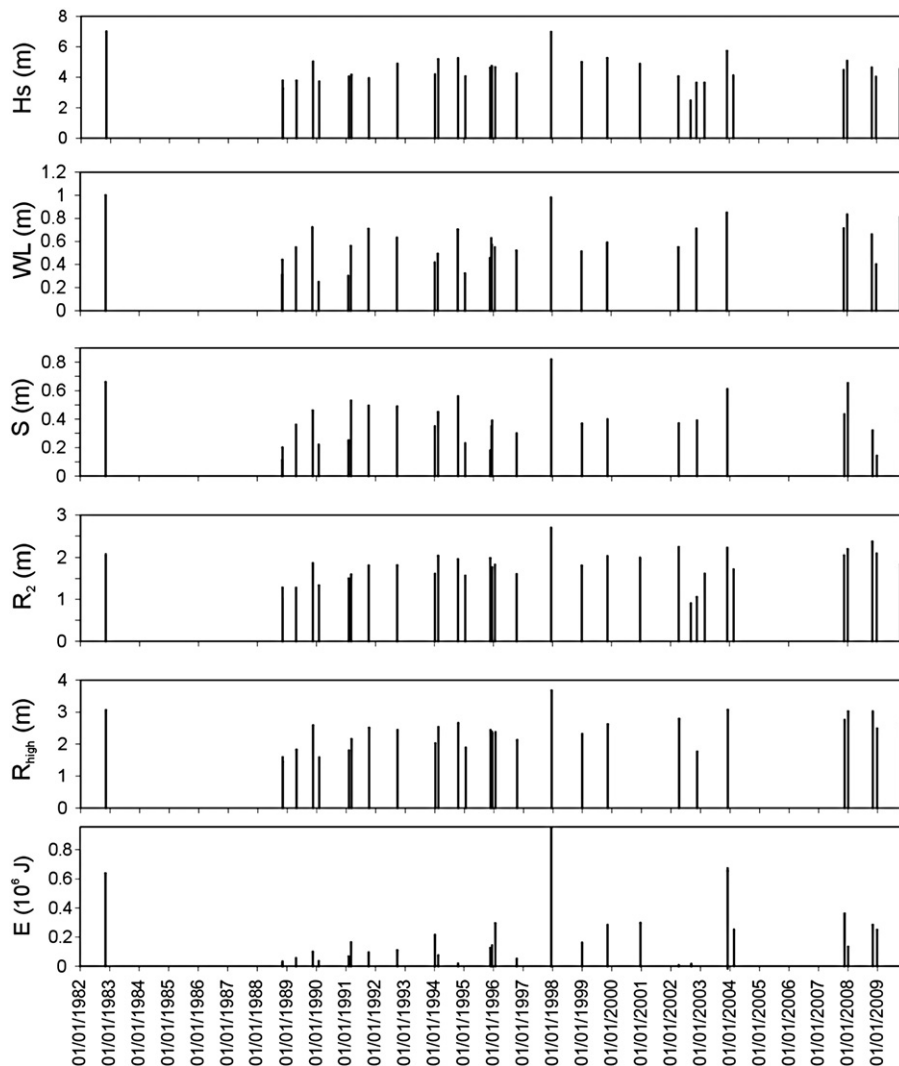


Fig. 6. Storm hydrodynamic indicators calculated for 34 events during which impacts were observed. During several events, the measured water level (WL) was not available, therefore the storm surge (S) and extreme value of run-up (R_{high}) were not calculated.

was good. With the exception of 3 storms in 2002 (with H_s ranging from 2.5 to 2.8 m), no additional events with observations of impact were found. These events were added to the database and a total of 34 events with observations and well-documented impacts over the 30-year period were analysed. Since water level observations were not available for the entire period, it was not possible to compute water level indicators (i.e.: WL, S, and R_{high}) for 7 of the 34 storm events, except for the storm of 1982 where WL observations were assimilated into the dataset.

4.2. Major impacts on coastal infrastructure and natural barriers

The hydrodynamic indicators defined to evaluate storm intensity were compared with major morphological changes. On the Lido of Sète, the indicator of impact to the coastal road RI was defined based on the typology of impact that were observed during historical storm events. The analysis (Fig. 7) clearly demonstrates the relationship between the significant wave height (H_s) or maximum elevation reached by the run-up (R_{high}) with the degree of impact to the coastal road. Other indicators like surge level (S), water level (WL) or total energy (E) during the event do not show any clear trends. While it is obvious that the highest energy events or surge levels are associated with the most important impact, there is no trend permitting the derivation of an increasing impact when the total energy or storm surge level increase. Regarding the appearance of impact to the road, even if well-defined thresholds are difficult to obtain, trends can be observed. Impact to the road begin to appear for $H_s > 3.5$ m or R_{high} reaching 2.5 m (i.e. the slope of the road). Impact become important when H_s reaches 4–5 m and extreme when H_s reaches 7 m. Damage to the road becomes very important when the maximum water level R_{high} passes 3 m, approximately the elevation of the top of the road.

On natural barriers, the most important impacts are associated with overwash and/or breaching of the dune system. On the Lido of Pierres Blanches (see location in Fig. 1), the mean elevation of the barrier is very low (1.5 m, see Fig. 8) and overwash events are quite frequent. Since 1982, 29 events were analysed. Twelve overtopping events were documented, while during the remaining 17 storm events, no impact

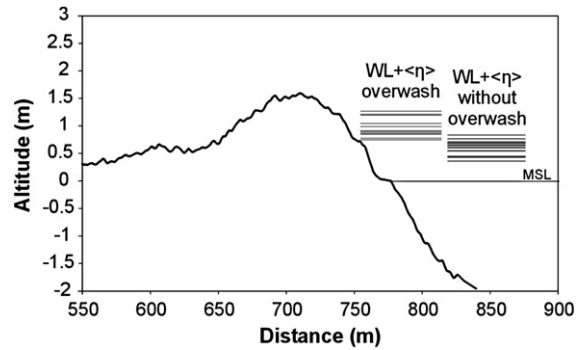


Fig. 8. Maximum static water level ($WL + \langle \eta \rangle$) calculated for 34 storm events. Elevation for each storm is displayed with horizontal line symbol over a single cross-shore profile from 2006 in the Lido of Pierres Blanches. Water levels are separated according overwash occurrence.

was observed (or at least recorded). Run-up formulae were not applicable to this site because of the very low and narrow morphology, so only setup + water levels WL were analysed (equivalent to still water level at the shoreline). Fig. 8 illustrates the static water levels ($WL + \langle \eta \rangle$) during the 29 events. Beach and nearshore altimetry were not available for all these events, so the analysis was performed using a cross-shore profile from a survey completed in 2006. This adds an error to the methodology because setup and run-up are calculated with the same morphological characteristics (beach slope). However, given the small changes observed in this area in terms of beach morphology, this factor is assumed here to have a small influence on the maximum level calculation.

The first observation is that no complete inundation of the barrier occurred during these events. There is a well-defined threshold in the maximum water level ($\langle \eta \rangle + WL$) and overwash observation. If the maximum static water level is less than 80 cm above MSL, no overwash is expected to occur. When using only the offshore significant wave height, the relationship is less clear. Overwash can occur when H_s is greater than 4 m and associated with a high tidal level

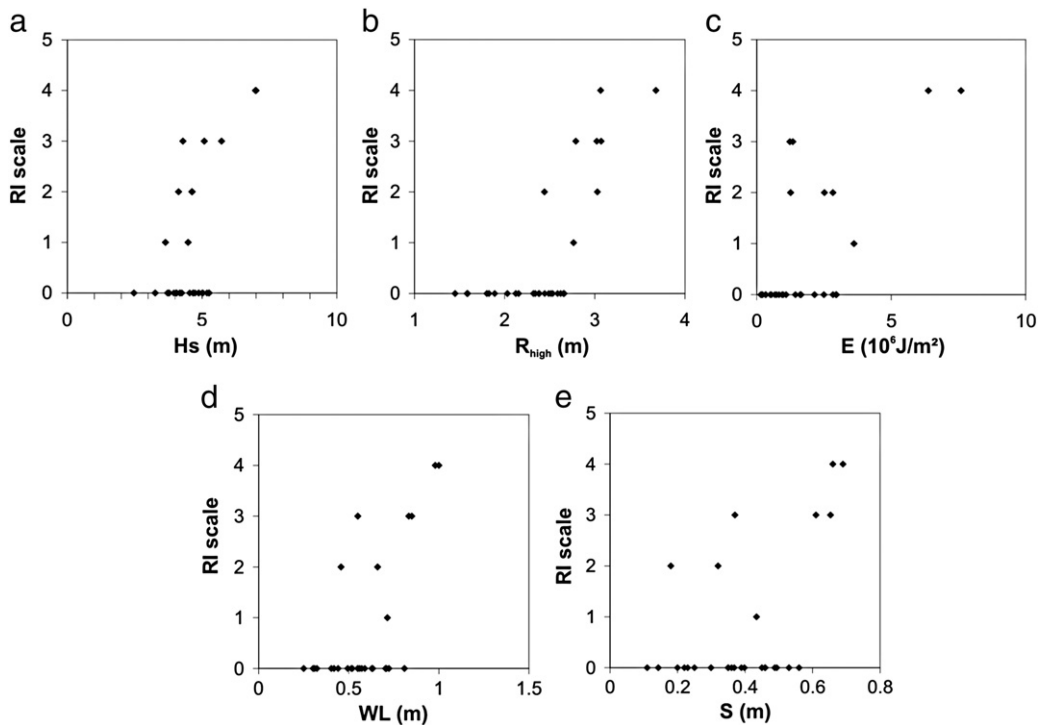


Fig. 7. Relationships between the RI scale (degree of impact to the coastal road in Sète) and various storm intensity indicators (for descriptions, see text).

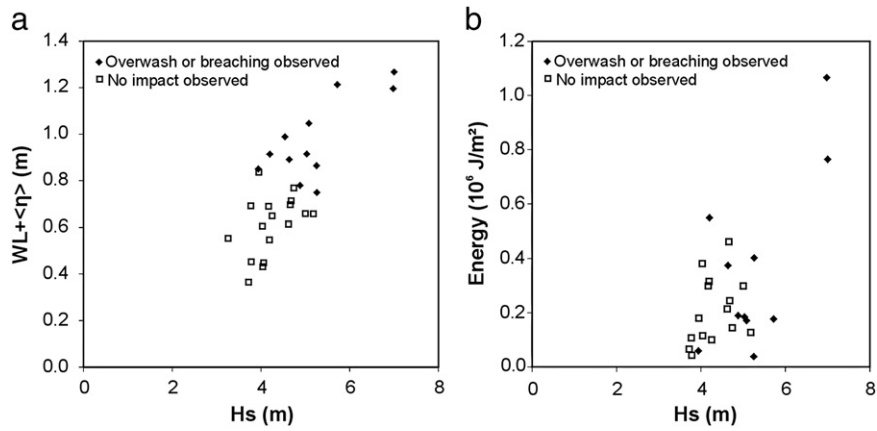


Fig. 9. Occurrence of breaching/overwash as a function of hydrodynamic indicators: (a) significant wave height, H_s , versus maximum static water level ($WL + \langle \eta \rangle$) and; (b) significant wave height, H_s , versus Energy.

or a high surge. However, overwash is observed when H_s is greater than 5 m, even with very low tide and surge levels.

As illustrated in Fig. 9, the occurrence of overwash/breaching is clearly dependant on the maximum water level and on the offshore significant wave height. The total energy during the event does not show any relationship with the morphological impact. Overwash can occur even during low energy storm events.

4.3. Qualitative observations

Given the restricted morphological dataset available, qualitative observations (photographs, video, local newspapers, etc.) were used to evaluate the morphological impact of recent storm events on the Lido of Sète (since 1982). In the historical review, 16 events with both recorded impact and storm characteristics were available. These events permitted the classification of the observed impact (Table 4): for moderate events ($3 < H_s < 4$ m), the observations mainly show beach erosion and closure of the road (mostly because of sand deposition and strong winds); for energetic events ($4 < H_s < 5$ m), flooding begins and the road and restaurants are affected; for extreme events ($H_s > 5$ m), overwash, dune erosion, marine flooding and impact to roads and infrastructure were observed. Thus, these qualitative observations (Table 4) confirm the existence of a threshold in the significant wave height that would be between 4 and 5 m.

4.4. Storm impact on beach and nearshore morphologies

During the winters of 2008–2009 and 2009–2010, 15 surveys were undertaken at the Lido of Sète beach (Fig. 10). They were focused on pre- and post-storm bathymetry and topography. Eight significant events (i.e. with H_s reaching 3 m) were characterised and

Table 4
Observations of morphological impacts and damages at the Lido of Sète from 1978 to 2008.

H_s (m)	3–4 m (4 events)	4–5 m (4 events)	>5 m (8 events)
Overwash			✓
Erosion	✓	✓	✓
Submersion		✓	✓
Road destruction		✓	✓
Dune erosion			✓
Boats	✓		✓
Restaurants		✓	✓
Bridge, railway and road closure	✓	✓	✓

permitted the assessment of the morphological variability at this site. Several storm events were not taken into account in the calculations of beach volumes because it was not possible to obtain the pre-storm topography immediately before the event (April 24th; October 21st and November 29th, 2009). Two additional events, December 21st 2009 and January 14th 2010 also were not used for the near-shore volume calculations because the surveyed area did not cover the entire rhythmic pattern of the bars before and after the storm, which would have produced a strong bias in the computation. Moreover, 3 longer periods with low energy events were also used in order to define thresholds for morphological responses. In such cases, the most energetic conditions in-between two surveys were used to compute storm hydrodynamic indicators.

Fig. 11 illustrates the morphological responses with the increase of various storm hydrodynamic indicators. Determination coefficients associated with linear regressions are presented in Table 5.

The volume of the sub-aerial beach can be modified by two processes: erosion of the lower beach by swash processes and breaking waves; or accumulation on the backshore during more important storm events. The evolution of DV_{beach} (variation in volume) is well-reflecting by the hydrodynamic indicators that are directly related with the wave characteristics: H_s , R_{high} and E . When these indicators are low, implying low energy events, the beach is eroded overall, while when they become larger, an increase of the DV_{beach} , accumulation on the beach, is observed. Accumulation on the upper beach begins when H_s reaches around 2.7 m or when the maximum level reached (R_{high}) is greater than 1.7 m for the southern area and 1.3 m for the northern area. These elevations coincide with the mean elevation of the top of the berm in each area. WL and S indicators do not seem to have any influence on the variation of volume on the sub-aerial beach. Larger variations are observed when the WL and S levels are large, but no trends and no specific thresholds can be defined. Despite similar forcing factors, the northern and southern areas of the Lido of Sète have different responses. For both areas, the volume increases when the run-up overtops the berm, but volume variations are much larger in the southern area. As can be seen in Fig. 5, the major difference between both areas is the location and shape of the nearshore bars that clearly play an important role in storm wave attenuation.

The variation of the volume of the shoreface (DV_{sf}) is also driven by wave parameters (Fig. 11). For wave heights under 2.7 m, the shoreface accretes, while higher waves tend to generate erosion. This was observed in both areas despite very different nearshore morphologies. The volume variation is also overall dependent on the maximum wave run-up and the event's total energy. Erosion increases with both parameters, even if a clear threshold could not be defined. The variation

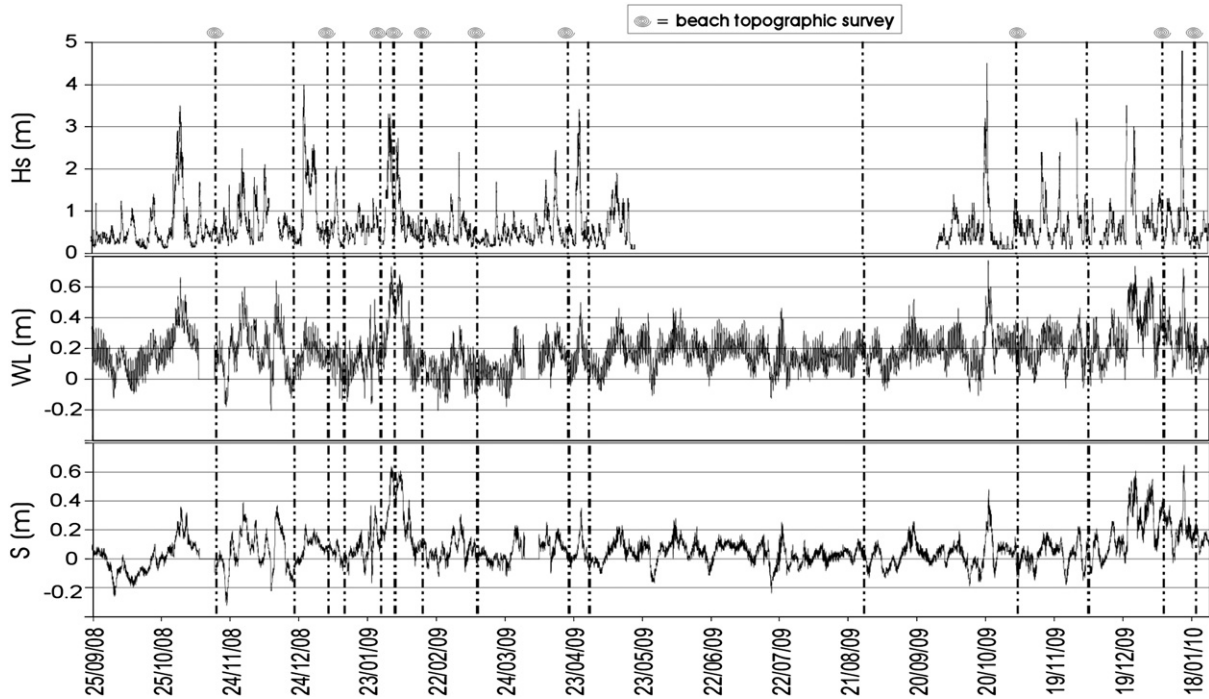


Fig. 10. Wave, water level and storm surge time series in Sète during the winters of 2008–2009 and 2009–2010 (vertical dashed lines represent surveys).

of shoreface volume does not show any dependence on the water level or surge level, then these parameters could not be used to evaluate the morphological behaviour.

The inner bar crest migration was analysed only for the southern area, in order to avoid mis-interpretations due to the importance of the 3-dimensional form of the northern bar system. As largely described in the literature from all over the world, the inner bar migrates onshore during fair weather or low energy conditions and suddenly shifts offshore when a storm occurs. This is well-illustrated at the site of Sète. Onshore migration is observed when the wave parameters H_s , R_{high} and E are low, and offshore migration appears and increases with higher values. Here again, the shift in the morphological behaviour occurs when H_s is around 2.7 m. Migration direction and intensity do not show any dependency on the water or surge levels.

5. Discussion

1) In this study, a methodology to assess storm thresholds for morphological responses has been presented. The methods employed (pre- and post-storm bathymetry or direct observations of morphological responses combined with numerical modelling and measurements of the storm hydrodynamics) are very basic and can be applied to any coastal area with morphology and wave datasets. The most important variables have been tested in order to determine the most appropriate indicator to evaluate morphological responses. In tidally-dominated areas, water levels or surge levels are very often used to derive storm intensity indicators and alert system scales, and our analysis shows evidence of the need to adapt the definition of storm threshold indicators to local or regional coastal settings.

2) In most of the methodologies used in storm impact assessments (Sallenger, 2000; Mendoza and Jimenez, 2009), hazard intensity is calculated and morphological parameters are then used (dune or berm height, beach width ...) to evaluate the vulnerability of the coastal system. These methodologies imply that the actual capacity of the beach to adapt to storm conditions cannot be taken into account (Bosom and Jimenez, 2010). With observed responses during historical and recent storms, the applied methodology uses measured

pre- and post-storm morphologies and thus includes the real adaptation processes of the beach. By using an important database of storms and storm impact, the derived storm thresholds indicate the amplitude of storm morphological responses whatever the previous morphology is.

3) Both historical observations during important events and storm-specific datasets obtained at the field site of Sète indicate that the best parameter reflecting the morphological response is the offshore significant wave height (see Table 5).

4) As illustrated in Fig. 7, major impact (road destruction, overwash or breaching) are correlated with significant wave height or the maximum level reached by run-up. These results are in agreement with the Sallenger (2000) storm impact scale, corresponding to the collision/overwash/inundation in function first of the still water level to the shoreline, influenced by the wave setup ($\langle \eta \rangle$), and then the maximum wave run-up elevation (R_{high}) on the beachface (swash intensity). As was already observed in microtidal environments (Jimenez et al., 1997), total storm wave energy is not directly related with major impact. This parameter that includes storm duration (Eq. (4)) tends to demonstrate that the duration of the event does not play an important role in the morphological response. As demonstrated by Sallenger et al. (2002) in a cliff retreat analysis, the number of hours with R_2 exceeding a threshold can be important. However, it was not possible to assess this information for historical datasets where only hourly wave conditions were available.

5) Comparison of storm indicators with short-term evolution of beach and nearshore volumes or nearshore bar migration confirms the relationship between wave parameters and amplitude of the morphological response (Fig. 11). However, a direct correlation between storm intensity and the amplitude of the morphological evolution could not be clearly established. This can result from the field measurements that were undertaken from 1 to several days after the storm peak. As described by many authors (Kroon, 1994; Masselink et al., 2006; Quartel et al., 2008), the beach changes are more difficult to observe when the survey occurs a long time after the event, particularly if the recovery of the beach is rapid. Early analysis of the lido of Sète has shown that no significant morphological evolution can be

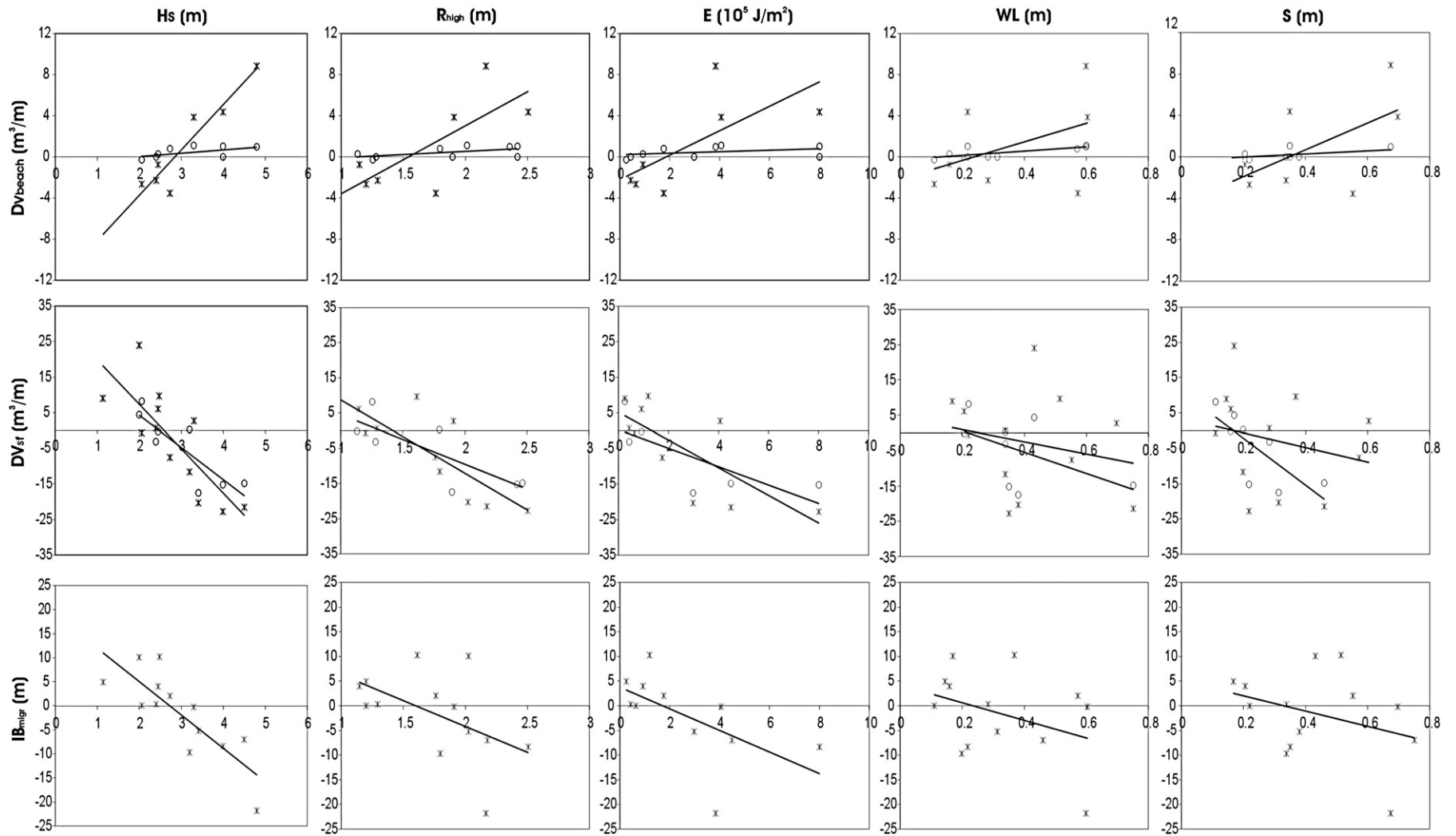


Fig. 11. Responses of sub-aerial beach and nearshore morphology during storms quantified with morphological/hydrodynamic indicators. DV_{beach} is the volume variation of the sub-aerial beach; DV_{sf} is the volume variation of the shoreface; IB_{migr} is the cross-shore displacement of the inner bar. Circles represent observations in the northern area of the Lido de Sète and crosses in the southern area.

Table 5

Coefficient of determination for the linear regression between morphology and hydrodynamic indicators. The best dependencies for each morphological indicator are in bold.

Coefficient of determination R ² morphology/hydrodynamics indicators	Hs	R _{high}	E	WL	S
DVbeach 2D	0.89	0.55	0.49	0.19	0.33
DVbeach 3D	0.29	0.31	0.15	0.51	0.53
DVsf 2D	0.64	0.67	0.56	0.05	0.06
DVsf 3D	0.74	0.63	0.58	0.27	0.57
lBmigr	0.67	0.27	0.37	0.13	0.11

expected for several days after a storm because ordinary wave events are episodic and the constant wave regime is very weak in the region, with H_s below 0.8 m and no breaker zone in the nearshore. Yet, it remains clear from our dataset that there is a threshold in significant wave height (around 2.7 m) that causes a shift in the morphological behaviour (onshore/offshore migration, beach/nearshore sediment loss or gain).

6) As illustrated in Fig. 12, there is a good relationship between significant wave height and maximum level exceeded by run-up R_{high}. This close relationship was already observed in similar environments by Mendoza and Jimenez (2009), who defined a flood vulnerability index, FVI, that includes both wave and run-up processes. On the contrary, over the study area, the storm surge level alone is not well correlated with H_s. This result is not surprising as both parameters (wave run-up elevation and surge level), are theoretically dynamically independent. However, as both parameters are linked to wind stress on the water surface, the apparent absence of a correlation indicates that storm surge level, which is very often used as a main storm indicator (see Ullmann and Moron, 2007; Ullmann et al., 2007), should not be used to reflect marine storm intensity. However, this result can be site-specific because the main processes generating the surge here are not always correlated with marine storms. High surge level at Sète can be observed when the Tramontane, seaward wind, is oriented approximately south-eastward and pushes the water toward the city of Sète. Under these conditions, the surge level can be important temporarily without any marine agitation due to an overall atmospheric depression acting before and during the occurrence of effective wind. Moreover, storms can occur with a very low surge level at the coast. This was the case during the December 26th 2008 event when an offshore wind was blowing at the field site and provoked a very low surge level (in the harbour tide gauge, so not affected by breakers).

7) The application of the methodology to the Lido of Sète to Marseille clearly indicates that the storm indicators that appear to be directly related with morphological response are H_s and R_{high}. Assuming that

these parameters are closely linked (Fig. 12), the used of H_s as an indicator of storm impact appears to be the most pertinent.

Indeed, from the results obtain in this study, H_s can be used to define various thresholds for morphological responses and major impact in Sète (see Table 6):

- For H_s under 2.7 m, no important morphological evolution is observed. Beach recovery and onshore bar migration can be observed but are more associated with fair weather conditions;
- When H_s reaches 2.7 m, offshore bar migration is observed, as well as beach accretion by overtopping of the berm crest by the swash;
- When H_s reaches 4 m, overwashes are observed on natural Lidos, and impacts on infrastructure were reported;
- Over 5 m, overwash, breaching and major impact are systematic and observed all over the studied area.

8) Given the morphological data available, it was not possible here to assess the impact of storm groups on the morphological response, even though they are known to have a significant role (Ferreira, 2005). If successive energetic events occur, the threshold is expected to decrease as the vulnerability of the beach is changed (less dissipation of the wave energy by the nearshore bars, erosion of the lower beach that facilitates swash impact on the dune toe, ...). This phenomenon could explain the variability of morphological changes observed during the winters of 2008–2009 and 2009–2010, when successive single events were sometimes separated by a few weeks. This explanation re-enforces the hypothesis of the predominant role of inherited morphologies on coastal evolution (Wright et al., 1985; Loureiro et al., 2009).

9) Even if the role of the nearshore morphology volume, amplitude and rhythmic patterns was not analysed in this study, the comparison between the northern and southern areas of the Lido of Sète clearly provides evidence of their influence on the response of the upper beach. With the same offshore forcing factors, the evolution of the area with crescentic bars (northern area) shows very small changes in volume, while the area with longshore parallel bars (southern area) shows large volume variations (from 5 to 8 times larger). Such a relationship between beach change and nearshore morphology is widely described in the literature (see for example McNinch, 2004; Castelle et al., 2007; Hequette and Aernouts, 2010), but further analysis of the hydrodynamics/morphology interactions is required to fully understand the longshore variability of morphological responses. In very similar hydrodynamic environments of the Mediterranean Sea, several authors have recently investigated the morphodynamics of nearshore morphology in natural (Ferrer et al., 2009; Armaroli and Ciavola, 2011) or urbanised beaches (Ojeda et al., 2011), with long term and high frequency datasets. Their observations on microtidal sites suggest that even if the morphodynamics of the nearshore bars and their patterns are largely storm driven, the modal alongshore morphology of a particular site (number of bars; large scale patterns) very often remains stable over years, or evolves extremely slowly. For a given site, this long-term stability of the nearshore morphologies would control the panel of beach responses to storm events, and obviously will affect the magnitude of morphological responses (as is observed on the northern and southern sites of the Lido of Sète). The Lido of Sète, with a wide variability of nearshore bar formations, represents a site of particular interest to improve the understanding of these processes.

10) The obliquity of incident waves was not specifically analysed in this study because most important storm events affecting the coastline are very close to shore-normal incidence. Moreover, more important obliquity of incident waves would probably reach the coastline with lower energy due to refraction processes, and consequently are expected to have a smaller impact on the coastal evolution. However, along coastlines where longshore processes are predominant, one should pay particular attention to wave direction in the determination of storm indicators and storm thresholds.

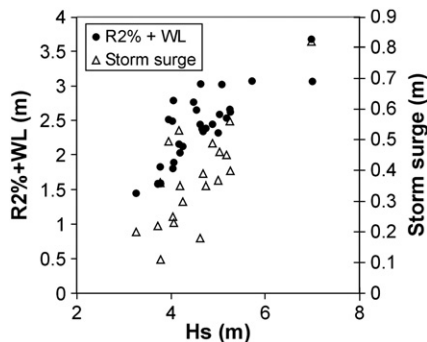


Fig. 12. Relationships between significant wave heights (H_s), maximum water level exceeded by runup (WL + R₂) and storm surge level (S).

Table 6
Morphological thresholds in the northern part of the Gulf of Lions.

Hs threshold	Morphological response
<2.7 m	No major evolution
2.7 m	Change in the behaviour of coastal morphologies (offshore bar migration, backshore sand deposition)
4 m	Impact on the dune toe, on the flank of infrastructures, overtopping of the low natural areas
5 m	Overwash and breaching on natural lido, overtopping and destruction of infrastructures

6. Conclusion

In order to fully assess the vulnerability of a coastal region, it is necessary to identify storm thresholds for morphological responses and coastal impact. The methodology developed in this study allows the establishment of a direct relationship between storm intensity indicators and morphological responses. The methods are applicable to all coastal areas where morphology and hydrodynamic datasets are available, and it can be easily adapted to specific beach conditions. The selection of the best parameter to describe morphological impact reduces the degree of uncertainty of storm impact predictors usually presented in the literature. Obtaining simple indicators is of great interest for coastal managers who have to establish storm risk prevention plans.

In the northern part of the Gulf of Lions, morphology evolution associated with storms can be important and can induce damage to infrastructure, coastal facilities, and sea defenses (Table 6). The most significant evolution can be related with the offshore significant wave height that is a simple parameter currently provided by wave gauges. The obtained threshold scale gives regional coastal managers an estimation of the degree of impact they can expect on the coastline and should be used in coastal risk management plans.

Acknowledgements

The research leading to these results has received funding from the European Community's Seventh Framework Programme under grant agreement n° 202798 (MICORE Project). M. Gervais also acknowledges the financial support of the Languedoc-Roussillon Region and BRGM through a regional PhD grant. The authors also thank R. Certain and N. Robin for their help in field experiments, as well as E. Tirard for the historical data processing and M. Yates Michelin for English revisions.

References

- Allen, J.R., 1981. Beach erosion as a function of variations in the sediment budget, Sandy Hook, New Jersey, U.S.A. *Earth Surface Processes and Landforms* 6, 139–150.
- Armaroli, C., Ciavola, P., 2011. Dynamics of a nearshore bar system in the northern Adriatic: a video-based morphological classification. *Geomorphology* 126, 201–216.
- Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions, Part I, model description and validation. *Journal of Geophysical Research* C4 (104), 7649–7666.
- Bosom, E., Jimenez, J.A., 2010. Storm-induced coastal hazard assessment at regional scale: application to Catalonia (NW Mediterranean). *Advances in Geosciences* 26, 83–87.
- Castelle, B., Turner, I.L., Ruessink, B.G., Tomlinson, R.B., 2007. Impact of storms on beach erosion: Broadbeach (Gold Coast, Australia). *Journal of Coastal Research* SI 50, 534–539.
- Durand, P., Heurtefeux, H., 2006. Impact de l'élévation du niveau marin sur l'évolution future d'un cordon littoral lagunaire: une méthode d'évaluation. Exemple des

- étangs de Vic et de Pierre Blanche (littoral méditerranéen, France). *Zeitschrift für Geomorphologie* 50, 221–244.
- Ferreira, O., 2005. Storm groups versus extreme single storms: predicted erosion and management consequences. *Journal of Coastal Research* SI 42, 221–227.
- Ferrer, P., Certain, R., Barusseau, J.-P., Gervais, M., 2009. Conceptual modelling of a double crescentic barred coast (Leucate-Plage, France). Proceedings of the 6th International Conference of Coastal Dynamics, Tokyo, Japan, paper n° 51.
- Forbes, D.L., Parkes, G.S., Manson, G.K., Ketch, L.A., 2004. Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology* 210, 169–204.
- Hequette, A., 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, 1349–1361.
- Jimenez, J.A., Sanchez-Arcilla, A., Valdemoro, H.L., Gracia, V., Nieto, F., 1997. Processes reshaping the Ebro delta. *Marine Geology* 144, 59–79.
- Jiménez, J.A., Ciavola, P., Balouin, Y., Armaroli, C., Bosom, E., Gervais, M., 2009. Geomorphic coastal vulnerability to storms in microtidal fetch-limited environments: application to NW Mediterranean and N Adriatic Seas. *Journal of Coastal Research* SI 56, 1641–1645.
- Kanamitsu, M.E., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J.J., Fiorino, M., Potter, G.L., 2002. NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin Atmospheric Meteorology Society* 1631–1643 (Nov 2002).
- Kroon, A., 1994. Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone near Egmond, The Netherlands. Ph.D. thesis, KNAG/ Faculteit der Ruimtelijke Wetenschappen, Univ. Utrecht. 276 pp.
- Laborie, V., Heurtefeux, H., 2008. In situ observation and numerical modelling of dune submersion in the region of languedoc-Roussillon. Major Coast: Risks, La Houille Blanche, 1, pp. 33–39 (in French).
- Loureiro, C., Ferreira, O., Cooper, J.A.G., 2009. Contrasting morphologic behaviour at embayed beaches in Southern Portugal. *Journal of Coastal Research* SI 56, 83–87.
- Masselink, G., Kroon, A., Davidson-Arnott, R.G.D., 2006. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings—a review. *Geomorphology* 73, 33–49.
- McNinch, J.E., 2004. Geologic control in the nearshore: shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA. *Marine Geology* 211, 121–141.
- Mendoza, E.T., Jimenez, J.A., 2006. Storm-induced beach erosion potential on the Catalanian Coast. *Journal of Coastal Research* SI 48, 81–88.
- Mendoza, E.T., Jimenez, J.A., 2009. Regional geomorphic vulnerability analysis to storms for Catalan beaches. Proceedings of the Institution of Civil Engineering: Maritime Engineering 162, 127–135 (SI Coast. Flood Risk).
- Ojeda, E., Guillén, J., Ribas, F., 2011. Dynamics of single-barred embayed beaches. *Marine Geology* 280, 76–90.
- Quartel, S., Kroon, A., Ruessink, B.G., 2008. Seasonal accretion and erosion patterns of a microtidal sandy beach. *Marine Geology* 250, 19–33.
- Sabatier, F., Heurtefeux, H., Hanot, B., 2008a. Dépôts d'overwash et tempêtes à moyen terme sur deux Lidos méditerranéens. Xème journées nationales Génie Côtier – Génie Civil, Sophia Antipolis, France, du 14–16/10/2008, pp. 477–486.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., Blanchemanche, P., 2008b. Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology* 251, 224–232.
- Sallenger, A.H., 2000. Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research* 16 (3), 890–895.
- Sallenger, A.H., Krabill, W., Brock, J., Swift, R., Manizade, S., Stockdon, H., 2002. Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave run-up during 1997–1998 El Nino. *Marine Geology* 187, 279–297.
- Sénéchal, N., Gouriou, T., Castelle, B., Parisot, J.P., Capo, S., Bujan, S., Howa, H., 2009. Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data set. *Geomorphology* 107, 263–274.
- SHOM publication, 2010. Références altimétriques maritimes (zéros hydrographiques), zone méditerranée (édition available on) www.shom.fr 2010.
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger, A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash and run-up. *Coastal Engineering* 53, 573–588.
- Stockdon, H.F., Sallenger, A.H., Holman, R.A., Howd, P.A., 2007. A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Marine Geology* 238, 1–20.
- Ullmann, A., Moron, V., 2007. Weather regimes and sea level variations over Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *International Journal of Climatology* 28, 159–171.
- Ullmann, A., Pirazzoli, P.A., Moron, V., 2007. Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions. *Global and Planetary Change* 63, 203–214.
- Van Enckevort, I.M.J., Ruessink, G., 2003. Video observations of nearshore bar behaviour, Part I: alongshore uniform variability. *Continental Shelf Research* 23, 501–512.
- Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology* 56, 93–118.
- Wright, L.D., Short, A.D., Green, M.O., 1985. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. *Marine Geology* 62, 339–364.

Cuspate shoreline relationship with nearshore bar dynamics during storm events – field observations at Sète beach, France.

Yann Balouin[†], Jim Tesson[†] and Mathieu Gervais^{†‡}

[†]BRGM, French Geological Survey of Languedoc-Roussillon
1039, rue de Pinville
34000 Montpellier, FRANCE
y.balouin@brgm.fr

[‡] University Perpignan Via Domitia, CEFREM (UMR5110)
52, Av. Paul Alduy 66860 Perpignan, FRANCE



www.cerf-jcr.org



www.JCRonline.org

ABSTRACT

Balouin, Y., Tesson, J. and Gervais, M., 2013. Cuspate shoreline relationship with nearshore bar dynamics during storm events – field observations at Sète beach, France. In: Conley, D.C., Masselink, G., Russell, P.E. and O'Hare, T.J. (eds.), *Proceedings 12th International Coastal Symposium* (Plymouth, England), *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, pp. 440-445, ISSN 0749-0208.

Cuspate shoreline or megacusps, having alongshore lengths of 100-1000 m, are features widely described, and several theories were proposed for their formation and evolution (edge waves, self-organization). Their dynamics is often related with rip-currents migration, crescentic nearshore bars evolution, even if the relationship between shoreline rhythms and inner-bar pattern appears to be extremely variable. An Argus video monitoring system was deployed in 2011 at Sète beach (French Mediterranean). This microtidal wave-dominated environment is characterized by the presence of a double crescentic nearshore bar and a cuspate shoreline with a 400 m wavelength. Wave climate is moderate at this site and most of the significant morphological evolution is observed during storm events. Monitoring of bar and shoreline evolution during two particularly energetic periods (autumn 2011 and spring 2012) permitted to evidence very different behavior in the coupling between bar and shoreline rhythms. Usually, a phase coupling is observed between bar shoals and a seaward bulge in the shoreline. However, during and just after an event, evolution and its timescale is variable for both morphologies, resulting in an apparent out-of-phase relationship. A storm group in autumn yields an important migration of the crescentic bar (200 m /day), due to an oblique wave incidence. However, shoreline cusps remained stable and migrated progressively during the storm fall. It took more than 10 days for the shoreline oscillations to recover a phased position with the bar shoals. In some occurrences, the bar displacement was rapidly reversed by a new event with opposite wave direction, and no shoreline migration was observed, probably because time was not long enough to observe a significant displacement. During the spring's storms, less energetic, a lower bar migration was observed (around 50 m), and a very small shoreline movement is seen, mostly due to the erosion of the flank facing incident waves. After this event, wave conditions decreased rapidly preventing any morphological evolution of both bar and shoreline. These observations indicate that the coupling between crescentic nearshore bars and shoreline rhythms is time-dependent, and a given period with significant energy on the falling storm is needed to recover a phased position of both morphologies.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Argus Video system, alongshore migration.*

INTRODUCTION

Cuspate shoreline or megacusps, having alongshore lengths of 100-1000 m, are features widely described (Thornton *et al.*, 2007), and several theories were proposed for their formation and evolution (edge waves, self-organization) (Masselink *et al.*, 1997). The main question is on the cusp if they are formed by edge waves or self organization. Although significant progress has been made as to its origin using numerical models, the contribution made by field measurements has been very limited (Masselink *et al.*, 1997). The process of self-organisation suggests that the feedback between the spreading movement Beach and the topography plays an important role (Masselink *et al.*, 1997). Their dynamics is often related with rip-currents migration (Orzech *et al.*, 2011; Castelle and Ruessink, 2011), crescentic nearshore bars evolution, even if the relationship between shoreline rhythms and inner-bar pattern

appears to be extremely variable. Studies to assess their dynamics are very scarce (Orzech *et al.*, 2011), but their role on dune erosion is important (Thornton *et al.* 2007) and would require more attention. In most cases, Video monitoring of bar dynamics was largely developed during the last years (Holman and Stanley, 2007). Such systems permit the observation of coastal morphologies during storm if the surf zone is not fully saturated and are thus particularly useful to determine storm responses (Van Enkevort and Ruessink, 2003). Such system was deployed at the Lido de Sète beach, along the french mediterranean coastline in 2011.

The study area is a narrow microtidal sandy barrier: *Le Lido de Sète à Marseille* isolating a large lagoon complex (Thau Lagoon) from the Mediterranean Sea (Figure 1). This microtidal wave-dominated environment is characterized by the presence of a double crescentic nearshore bar (Certain and Barousseau, 2005) and a cuspate shoreline with a 400 m wavelength (Figure 1). The mean shoreface slope of ~ 0.9 % and grain size about 200 µm for the

DOI: 10.2112/SI65-075.1 received 07 December 2012; accepted 06 March 2013.

© Coastal Education & Research Foundation 2013

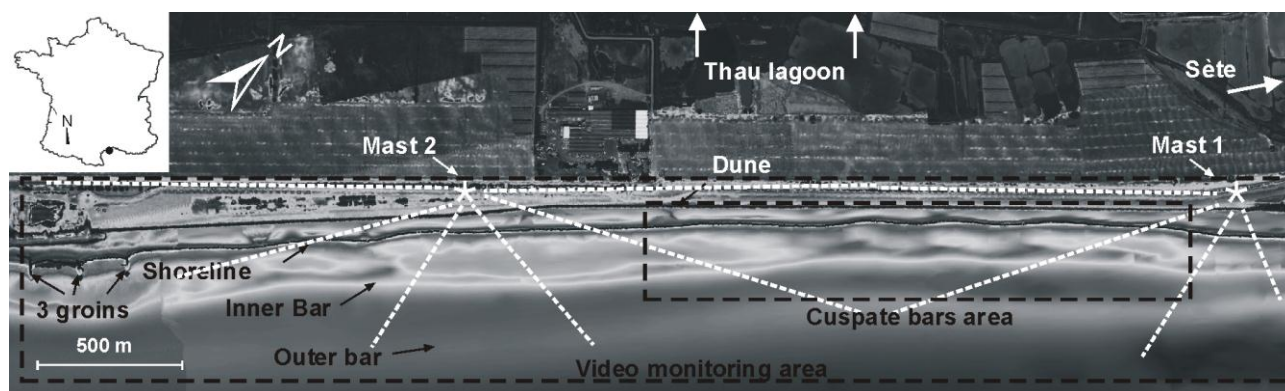


Figure 1. Location and characteristics of the study area, The Lido de Sète beach, along the French Mediterranean coastline. The bathymetry was surveyed regularly since nov 2008, evidencing a cusplate part area in the north-eastern part of the zone. Argus video system consists in 8 cameras installed on two 20 m height masts.

nearshore bars (Certain *et al.* 2005). The inner bar is located between 80 and 170 m from the shoreline and its crest is around -2 m from the sea surface. The outer bar distance is between 250 m and 400 m with a crest depth around 4 m. Wave climate is moderate at this site and most of the significant morphological evolution is observed during storm events (Gervais *et al.*, 2012). Mean tidal range is around 0.2 m and can reach 0.3 m during spring tides. Modal wave conditions are weak (H_s mean = 0.7 m; T_s mean \sim 4.5 s) but important wave episodes and storms in winter time are rather frequent. More than 3 events of $H_s > 3$ m per year occur in this region and annual return period for H_s is estimated at 4.3 m. Storm conditions (around $H_s > 3$ m and $T_s > 7.3$ s) are often associated with onshore wind and low atmospheric pressure that generate a storm surge which may reach 0.8 m above mean sea level in most extreme case (Gervais *et al.* 2012).

Previous studies in this area have (Barusseau and Saint-Guilys, 1981, Barusseau *et al.*, 1994) evidenced a rapid evolution and dynamics of the nearshore bars during storm events. Gervais (2012) described rapid bar migration and/or deformation of the inner bar that are driven by hydrodynamic conditions, but also by the initial morphology of the seafloor before the storm occurs. The general shape of the bars appears to be very stable with the permanent presence of small cusps in the northern part of the lido and larger cusps in the south. Rhythmicity in the shoreline are usually in phase with the inner bar, the seawards bulges in the shoreline being located in front of the bar shoals. Bar position is oscillating around a mean position at a seasonal timescale. At a larger timescale, the bars are following the well-described net offshore migration (Certain, 2002).

METHODS

An Argus video monitoring system (Holman and Stanley, 2007) was deployed in 2011 at Sète beach. The video monitoring system consists in 8 cameras mounted on two 20 m high masts. The distance between the masts is 2.5 km, and the covered area is around 4 km (Figure 1). Snapshots and 10 min averaged images are recorded each 30 min as well as pixel intensity time series. Cross shore resolution is very good (0.1 to 4 m at 1000 m of the mast), and longshore resolution is ranging from 1 m to 30 m at 1000 m of the mast. Images of the 8 cameras are rectified and combined using Argus toolboxes. In this study, the northern part of the site, where cusplate bars are well-developed, was particularly analysed. The extracted area, the cusplate bars area on figure 1, is

1800 m long in the longshore direction and 400 m in the crossshore one.

The morphological features (bar, shoreline) are extracted using ARGUS toolboxes. Extraction of the bar is done through the sampling of the pixel luminosity intensity (Lippmann and Holman, 1989) using BLIM toolbox (Pope, 2008). This maximum intensity is associated with wave breaking and permits to see the shape and position of the bar (Lippmann and Holman, 1990, Holland *et al.*, 1997). The validation of video-derived shoreline and bar position was done using GPS and topo-bathymetry surveys, evidencing a good agreement between both techniques. The best hydrodynamics conditions for positioning the crest of the nearshore bar on the Argus images are under moderate waves (between 1 and 2 m) and low surge (below 0.2 m). Wave (at 30 m water depth) and water levels (in the harbor of Sète) are measured in the vicinity of the field site by the regional government administration (DREAL-LR).

RESULTS

Hydrodynamic conditions

Figure 2 presents the hydrodynamics conditions from September 2011 to April 2012. Offshore waves during this monitoring period were moderate and the maximum H_s is around 3.6 m. However, several storm events were observed, with H_s ranging from 2.5 to 3.6 m. 5 events occurred in October and November 2011 and one event in April 2012. All storms events have wave from ESE except the event of 3-4 November with waves from the South. This last event had low waves but a quite important duration and thus an important cumulated alongshore energy. Storm surges were moderate during the autumn period, reaching 0.5 -0.6 m during the main storm peaks, and remained low during the winter 2012 period.

Inner bar dynamics

Monitoring of the bar crest permitted to analyze the changes in bar position and shape. During the most energetic period (autumn 2011), the shape of the inner bar remained constant with the presence of 3 well-developed cusps. However an important alongshore migration of the system was observed, reaching hundreds of meters in several hours. Cross-shore mobility was

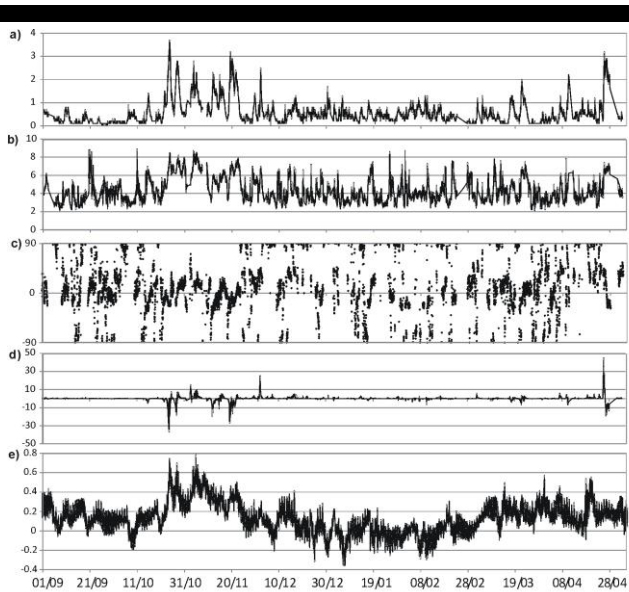


Figure 2. Time series of hydrodynamic conditions: a) Significant wave height (m), b) wave period (s), c) wave incidence (deg); d) alongshore wave energy (kW/h) and e) water level (m).

very low and is not considered here as it remained in the positioning error interval. Figure 3 illustrates this rapid migration.

On this figure, white areas indicates the parts of the bar close to the shoreline (bar horns), and darker areas indicate the bays. During the first event (23-24/10/2011), the horns migrate south-westwards very rapidly (200 m in several hours). This south-westwards migration is observed during the successive events with wave from south-east. An opposite migration was observed during the event of 3-4/11/2011 when wave were coming from the south. As seen on figure 3, this alongshore migration is mainly observed during storm events, the bar remaining stable for low wave

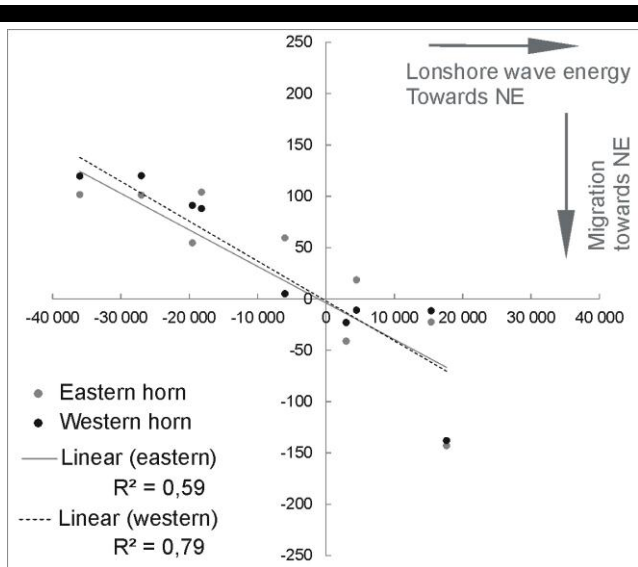


Figure 4. Linear relationship between the alongshore migration of the bar cusps (positive in the south-westwards direction) and the alongshore wave energy flux (positive in the south-westwards direction).

conditions. The migration rate appears to be driven by the longshore energy of waves at the peak (Figure 4). Despite a quite important scatter in the data points, a clear tendency is observed. However, during the storm event with wave from south, the migration is higher than expected given the wave energy at the peak. This event was less energetic than others but had a longer duration, resulting in a higher cumulated energy than could eventually explain the higher migration rate.

Shoreline cusps dynamics

During fair weather conditions, a phase coupling is observed between the inner bar shoals and seaward bulges in the shoreline. Given the low energy storm conditions, it was possible to observe the evolution of the shoreline during the migration phases of the bar shoals. During the first event at the end of October 2011, the seaward bulges remained at the same position, despite a rapid and important migration of the bar shoals. This resulted in an apparent out of phase between the bar and shoreline (Figure 5). Shoreline cusps migrated progressively during the storm fall. It took more than 10 days for the shoreline oscillations to recover a phased position with the bar shoals. This recovering period was characterized by the presence of moderate wave conditions with significant wave height remaining over 2 m, and wave periods over 7 s. The mean wave direction remained constant.

During the spring's storms, less energetic, a lower bar migration was observed (around 50 m), and a very small shoreline movement is seen, mostly due to the erosion of the flank facing incident waves. After this event, wave conditions decreased rapidly preventing any morphological evolution of both bar and shoreline.

Beach and dune erosion

During the entire monitoring period, erosion of the dune toe was observed only during one event, at the end of October 2011 (Figure 6). Given the moderate wave conditions, this was unexpected, because a 4 m H_s is usually necessary at this site to induce a set-up and run-up able to reach the dune (Gervais *et al.*, 2012). This event was observed exactly when the bar shoals and the seawards bulges in the shoreline were out of phase (the bay of the bar in front of the bulges). Times series of pixel intensities evidenced that the maximal intensity of the swash zone was located higher on the (pre-storm) beach cross-shore profile located in front of the bar shoals, suggesting an eventual higher set-up over the shoals, that could have induced a higher maximal level reached on the aerial beach by the swash.

DISCUSSION

Cusped shorelines are observed along many coastlines. Their dynamics is complex and even if their association with nearshore bars is obvious (Thornton *et al.*, 2007), phased /out-of-phased relationships are observed (Orzech *et al.*, 2007) and difficult to explain. The video monitoring at the Lido de Sète beach permitted to assess the dynamics of both bars and shoreline during moderate energy storm events. The survey evidenced a very rapid alongshore migration of the inner bar cusps. The migration rate is driven by wave obliquity and alongshore wave energy. This kind of longshore migration was already described in others environments (Van Enckevort and Ruessink, 2003). However, that was unexpected at this site where the bars are considered to be very stable in time. This rapid displacement of the bar have never been observed in the past despite a long term monitoring of the bar deformation using classical bathymetry means.

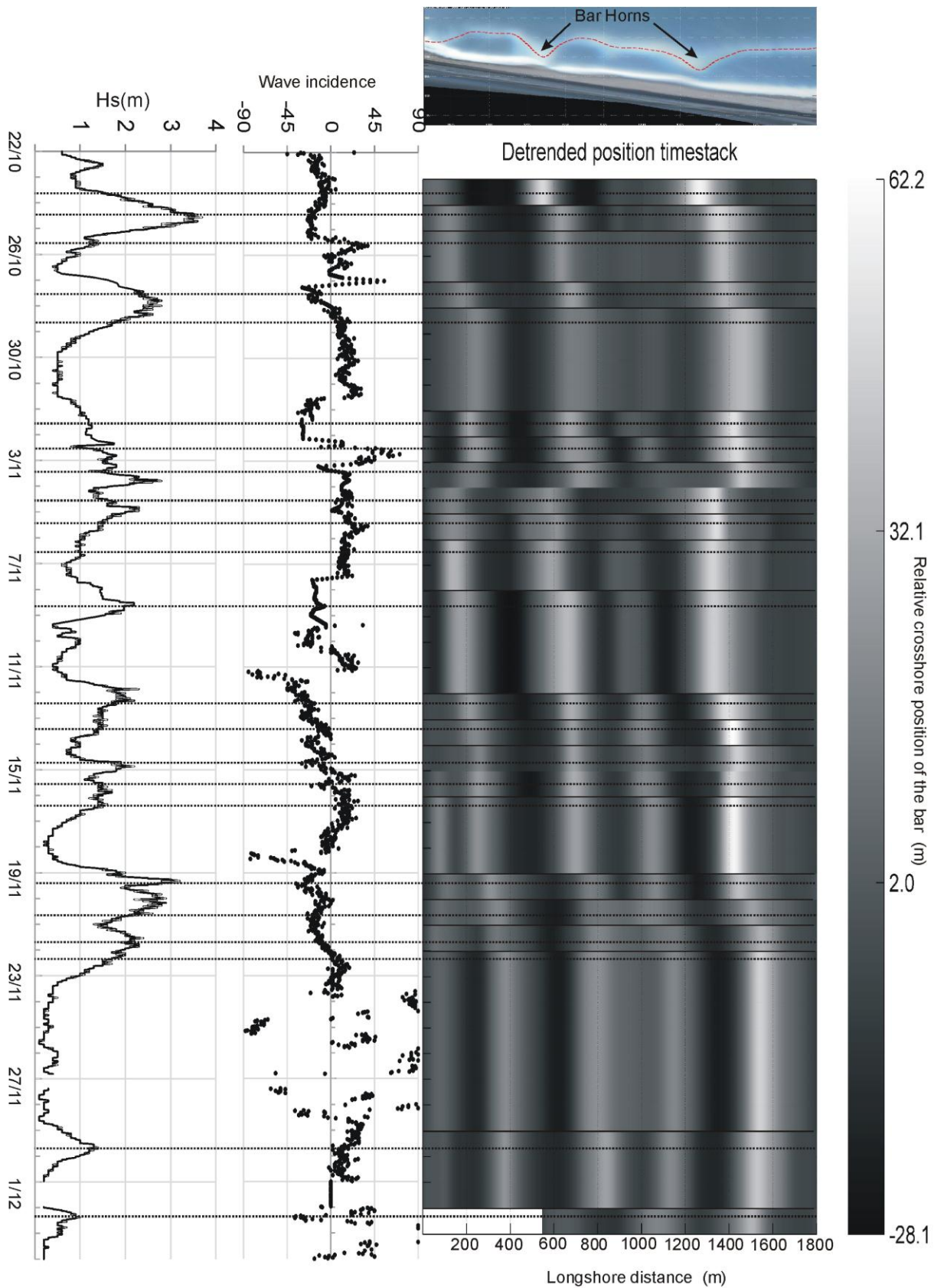


Figure 3. Evolution of the bar position during the most energetic period in October and November 2011. White areas indicate the parts of the bar close to the beach (bar horns), and darker areas indicate the bar bays. Wave characteristics (H_s and wave incidence) are reported on the left to correlate storm events and alongshore migration of the bar. 0° wave incidence coincides with South-east incoming waves.

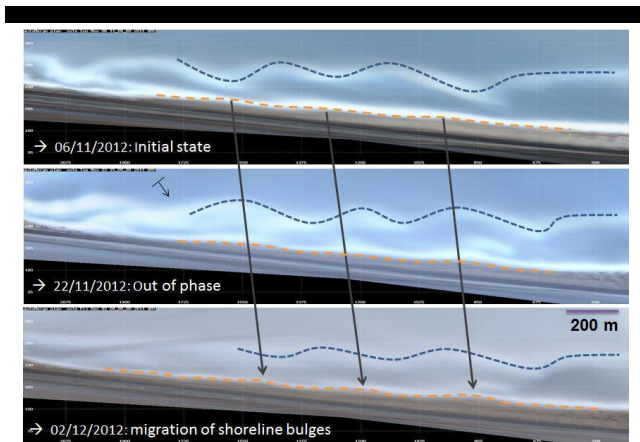


Figure 5. Evolution of the bar and cusped shoreline position during the storm event in November 2011. Successive images illustrate the coupling in phase and out-of-phase between bar shoals and seaward bulges in the shoreline.

The relationship between bar cusps and cusped shoreline can be driven by various parameters (water level, self-organisation, ...). At the Lido de Sète beach, both morphologies are usually in phase (seaward bulges in the shoreline in front of the bar shoals/horns). Monitoring of bar and shoreline evolution during two particularly energetic periods (autumn 2011 and spring 2012) permitted to evidence very different behaviors in the coupling between bar and shoreline rhythms. Usually, a phase coupling is observed between bar shoals and a seaward bulge in the shoreline. However, during

and just after an event, evolution and its timescale is variable for both morphologies, resulting in an apparent out-of-phase relationship. A storm group in autumn yielded an important migration of the crescentic bar (200 m /day), due to an oblique wave incidence. However, shoreline cusps remained stable and migrated progressively during the storm fall. It took more than 10 days for the shoreline oscillations to recover a phased position with the bar shoals. In some occurrences, the bar displacement was rapidly reversed by a new event with opposite wave direction, and no shoreline migration was observed, probably because time was not long enough to observe a significant displacement. During the spring's storms, less energetic, a lower bar migration was observed (around 50 m), and a very small shoreline movement is seen, mostly due to the erosion of the flank facing incident waves. After this event, wave conditions decreased rapidly preventing any morphological evolution of both bar and shoreline. These observations indicate that the coupling between crescentic nearshore bars and shoreline rhythms is time-dependent, and a given period with significant remaining energy on the falling storm is needed to recover a phased position of both morphologies. The reason for this behavior is not explained here, and further monitoring will be required to fully document this dynamics.

The impact of this behavior on the erosion of the dune is interesting. As documented by Thornton *et al.* (2007), a relationship between the cusped shoreline embayment and the location of dune erosion is clear. This is apparently also the case at the Lido de Sète during most energetic storms that induce erosion of the dune toe that is clearly located in front of the inner bar shoal and the shoreline embayment. However, during the storm event of

October 2011, wave conditions remained moderate, and were not expected to yield impacts on the dune. The observed impacts are supposed to have been generated by the particular out-of-phase

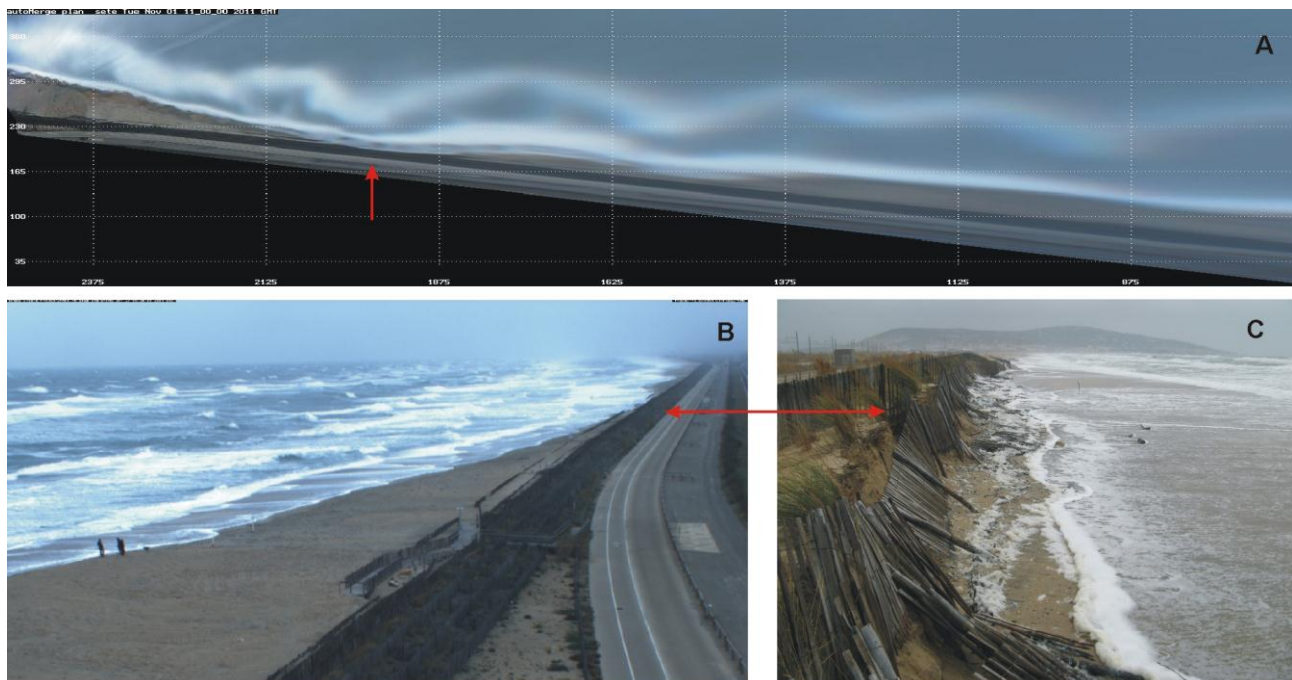


Figure 6. Impact of the 24/10/2012 storm event on the dune system of the Lido de Sète beach. A) rectified Argus image showing the nearshore bar pattern and the inundation of the aerial beach; B) video snapshot image from camera 6, and C) field photo of the impact on the dune toe and wooden stacks.

coupling between the bar and shoreline. It is hypothesized here that in this area, wave energy was less dissipated by the inner bar, and thus inducing a higher breaking at the beach that could have produced higher set-up and run-up, able to reach the dune toe.

CONCLUDING REMARKS

Video monitoring of the Lido de Sète beach permitted to document morphological evolution during two energetic periods in autumn 2011 and spring 2012. Moderate conditions allowed the observation of bar dynamics and the evolution of the cuspate shoreline.

Our dataset indicates that these moderate wave conditions induce an important and rapid migration of the inner bar that was not described before at Sète beach. The coupling between crescentic nearshore bars and shoreline rhythms is time-dependent during storm events, and a given period with significant energy on the falling storm is needed to recover a phased position of both morphologies.

This dynamics plays apparently a role on wave dissipation, and maximum run-up reached on the beach, and on the occurrence and location of erosion spot on the dune system.

These preliminary observations will be pursued to better understand the coupling between bars and shoreline and the consequence on beach and dune erosion during storms.

ACKNOWLEDGEMENT

The video system used in this work was funded by Thau Agglo and BRGM. Wave and water level data were provided by the DREAL-LR (Direction Régionale de l'Environnement, l'Aménagement et le Logement) and are respectively part of the Candhis and Refmar networks. M. Gervais also acknowledges the financial support of the Region Languedoc-Roussillon and BRGM through a PhD grant.

LITERATURE CITED

- Barusseau, J-P., and 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, pp. 297-304.
- Barusseau, J-P., Descamps, C., Radulescu, M., Akouango, E. And Gerbe, A., 1994. Morphosedimentary multiyear changes on a barred coast (Gulf of Lions, Mediterranean Sea, France). *Marine Geology*, 122, 47-62.
- Castelle, B. And Ruessink, 2011. Modeling formation and subsequent nonlinear evolution of rip channels: time-varying versus time invariant wave forcing. *Journal of Geophysical Research – Earth Surface*, 116. F040048, doi: 10.1029/2011JF001997.
- Certain, R., 2002. Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres: le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon). Thèse de doctorat, université de Perpignan, 209 p.
- Certain, R. and Barusseau, J.P., 2005. Conceptual modeling of sand bars morphodynamics for a microtidal beach (Sète, France). *Bull. Soc. Geol. France*, 176(4): 343-354.
- Certain, R., Tessier, B., Barusseau, J-P., Courp, T. And Pauc, H., 2005. The case of the western Gulf of Lions littoral prism (France) investigated by high resolution seismic. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (2005), 889-900.
- Gervais, M., Balouin, Y. and Belon, R., 2012. Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions coastline, France. *Geomorphology*,
- Holland, K.T., Holmann, R.A., Lippmann, T.C., Stanley, J. And Plant, N., 1997. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22, 81-92.
- Holman, R.A. and Stanley, J., 2007. The history and technical capability of Argus. *Coastal Engineering*, 54:477-491.
- Lippmann, T.C. and Holman, R.A., 1989. Quantification of sand bar morphology: a video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research*, 94, 995-1011.
- Masselink, G., Hedge, B.J., Pattiaratchi, C.B., 1997. Beach cusp morphodynamics. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol 22: 1139-1155.
- Orzech, M.D., Reniers, A.J.H.M., Thornton, E.B., MacMahan, J., 2011. Megacusps on rip channel bathymetry: Observations and modeling. *Coastal Engineering*, n 58, pp. 890-907.
- Pope, L., 2008. BLIM Toolbox Manual. *Report R08-02 IMAR* Utrecht, Nov. 2008, 41 p.
- Van Enckevort, I.M.J. and Ruessink, B.G., 2003. Video observations of nearshore bar behavior. Part 1: alongshore uniform variability. *Continental Shelf Research*, 23(5):513-532.
- Thornton, E.B., Sallenger, A.H. and MacMahan, J.H., 2007. Rip currents, cuspate shorelines and eroding dunes. *Marine geology* 240 (1-4), 151-167.

MICORE: DUNE EROSION AND OVERWASH MODEL VALIDATION WITH DATA FROM NINE EUROPEAN FIELD SITES

Ap Van Dongeren¹, Annelies Bolle², Michalis I. Voudoukas³, Theocharis Plomaritis⁴, Petya Eftimova⁵, Jon Williams⁶, Clara Armadori⁷, Deborah Idier⁸, Pieter Van Geer¹, Jaap Van Thiel de Vries¹, Piet Haerens², Rui Taborda⁹, Javier Benavente⁴, Ekaterina Trifonova⁵, Paolo Ciavola⁷, Yann Balouin⁸, Dano Roelvink^{10,1}

Abstract

In this paper we present the first results of beach profile hindcasting with XBeach using recently measured coastal data acquired under storm conditions at eight European sites, including a comparison to model results obtained with off-the-shelf models. The results show consistently that the XBeach has skill in predicting the coastal profile, albeit that in most cases the erosion around the mean water line is overpredicted and the depositions at the lower beach face are overpredicted. The causes for this model effect are under active investigation but not resolved yet. Likely candidates are the modeling of onshore (asymmetry) transports which reduces the offshore transports due to undertow (currents) or the modeling of sediment motion in the swash zone.

Key words: dune erosion, morphodynamics, modeling, coastal process measurements, XBeach, MICORE.

1. Introduction

The European funded project MICORE - Morphological Impacts and COastal Risks induced by Extreme storm events – has as the main objective to develop and demonstrate on-line tools for reliable predictions of the morphological impact of marine storm events in support of civil protection mitigation strategies. Severe storms have historically affected European coastlines and the impact of each storm has been evaluated in different ways in different countries. The project is specifically targeted to contribute to the development of a common probabilistic mapping of the morphological impact of marine storms and to the production of early warning and information systems to support long-term disaster reduction.

The first step in the modeling effort is to compare the results of a newly-developed coastal response model called XBeach (Roelvink et al, submitted 2009) with existing off-the-shelf models, using data gathered at nine different sites in the EU. The second step is to develop a prototype operational system which will be able to predict coastal erosion a few days ahead.

2. Study sites and measured data

The first objective of modeling effort within MICORE is to use, validate and extend a open-source coastal erosion model called X-Beach (Roelvink, et al. 2009) for various European coastal sites and compare its outputs with off-the-shelf packages such as LITPROF, SMC, SBeach, IO-BAS and Durosta which are now

¹ Deltares (formerly: Delft Hydraulics), The Netherlands. Ap.vanDongeren@deltares.nl.

² IMDC, Belgium.

³ U. Algarve, Portugal.

⁴ U. Cadiz, Spain.

⁵ Inst. of Oceanology – Bulgarian Academy of Sciences, Bulgaria

⁶ U. Plymouth, UK.

⁷ U. Ferrara, Italy.

⁸ BGRM, France.

⁹ U. Lisbon, IDL, Portugal.

¹⁰ Unesco-IHE, The Netherlands.

locally used. The coastal sites where field data was collected are shown in Fig. 1 and include Lido di Dante-Lido di Classe, Ravenna (Italy), Praia de Faro (Portugal), Urban beaches of Cadiz Bay (Spain), Lido of Sète to Marseillan Beach (France), The Dee Estuary (United Kingdom), Egmond Beach (The Netherlands), Mariakerke Beach (Belgium), Dziwnow Spit (Poland) and Kamchia-Shkorpilovtsi Beach (Bulgaria). Each field site has a unique bathymetry/topography and/or wave/tidal climate and will contribute to and test the modeled physics under a wide range of environmental conditions.

Field data collection was initiated in the Fall of 2008. Unfortunately, no major storms have been recorded in Northern Europe but some have occurred in the Mediterranean Sea. For this reason the testing of the model at the Belgian, Dutch and British sites was done using historical storm data. The measured data includes water levels (tide and surge), wave heights (offshore and nearshore) and pre- and post-storm morphology, with which it is possible to evaluate the performance of several cross-shore profile models. This paper will present the first results of the modeling effort for eight out of the nine field sites, since the measurement campaigns have just been concluded. More definitive results will be shown in subsequent publications.

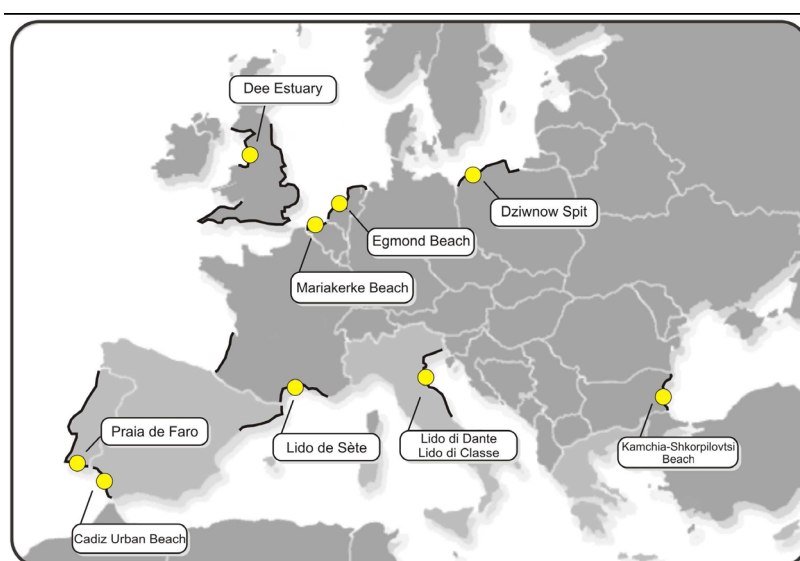


Figure 1. The MICORE study sites in the European Union.

3. Off-the-shelf models

The coastal response is evaluated by a number of existing 1-D coastal profile models. These models include LITPROF (Broker et al, 1991; Elfrink et al., 2000; DHI, 2009), SMC (U. Cantabria, 2009), SBeach (Larson and Kraus, 1989; Larson et al., 1990; Larson et al., 2004), the IO-BAS model (Trifonova, 2007) and Durosta (Steezel, 1993). These models are limited by the inherent assumption of longshore uniformity in forcing and bed profile. Longshore dynamics caused by changes in dune height, shoreline angle and wave conditions can only be parametrically incorporated in cross shore profile models. Field studies have shown that overwash is highly influenced by spatial variations in forcing and dune strength (Morton and Sallenger, 2003). Also, time-dependency of the wave forcing is only accounted for in a parametric way. It is obvious that this is important since time-varying forcing generates infragravity waves which are important in the swash zone. Therefore it would appear important for any model to incorporate longshore variation and IG wave motion in order to successfully simulate dune erosion and overwash in a broad range of cases. This is the reason why a new two-dimensional and time-dependent model, called XBeach, is an important innovation in this field of coastal research.

4. XBeach model

XBeach concurrently solves the time-dependent short wave action balance, the roller energy equations, the nonlinear shallow water equations of mass and momentum, sediment transport formulations and bed update on the scale of wave groups. We refer to [Roelvink et al. \(2009\)](#) for details on the model description. With respect to the wave action and roller equations, the directional distribution of the wave action density is taken into account in the model. The frequency domain is reduced to a single representative peak frequency, assuming a narrow banded incident spectrum. The wave action and roller energy are used to compute radiation stress (gradients) which are on the right-hand side of the nonlinear shallow water equations. Using these formulations it is possible to generate directionally-spread infragravity waves and time-varying currents. To include short wave-induced mass fluxes and return flows in shallow water, XBeach uses the Generalized Lagrangian Mean formulation ([Andrews and McIntyre, 1978](#)).

Sediment transport rates are calculated using an advection-diffusion equation ([Galapatti and Vreugdenhil, 1985](#)). The equilibrium concentration source-sink term is calculated using the Soulsby-Van Rijn formulation ([Soulsby, 1997](#)).

The XBeach model can be applied to areas extending several kilometers in the longshore and about a kilometer (several surfzone widths) in the cross-shore. This limited extent implies that it needs boundary conditions of tidal- and wind/pressure-driven water levels, deeper-water (outside the surfzone) wave boundary conditions and bathymetry. The wave boundary conditions can be applied as time series of the instantaneous wave height including wave grouping, or alternatively, the time-steady wave forcing can be used (which may still result in unsteady currents and surface elevation).

5. Data-model comparison at selected sites

5.1 Ostende, Belgium

Because the past winter only moderate storms occurred along the Belgian coastline, it was decided to use the available data-set of the Ostende beach (adjacent to Mariakerke Beach) to test the XBeach capacities. The Ostende beach, located almost in the middle of the Belgian coast, is a dissipative beach, characterised by a low beach gradient, a surf zone with the presence of numerous spilling lines of breakers and by fine to medium sandy sediments ($D_{50}=0.214$ mm). The study area is densely populated with apartment buildings on the dyke and a promenade protected by a seawall without naturally-developed dunes. The coastal defense is designed for to give protection for a T100 storm event (return period of 100 years).

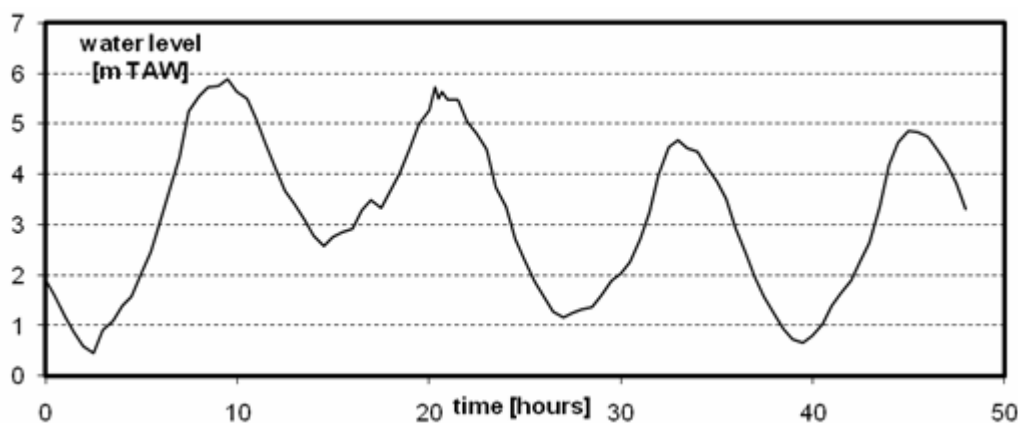


Figure 2. Measured water level at Ostende during the storm of November 2007.

Figure 2 and 3 show the measured hydrodynamic data during the storm event of 8 November 2007. The water level, measured at the tide gauge is Ostend harbour, shows a clear setup (1 – 2 m) in the first 20 hours, reaching a level of about 6 m TAW at high water. TAW is about MSL. At the same time the significant wave height at the “Oostende Noodstrand” buoy (near-shore at -6 m TAW) is 3 to 3.5 m and the peak wave period is around 8 s. The wave direction is almost perpendicular to the coast. In the models, the entire 48 hours have been simulated.

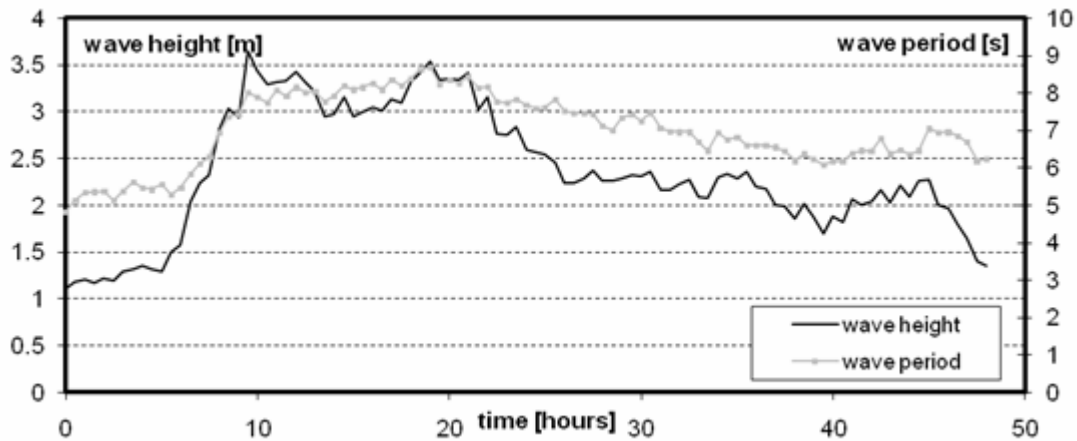


Figure 3. Measured significant wave height and peak wave period at Ostende during the storm of November 2007.

Figure 4 shows the measured beach profile before the storm (October) and after the storm (November), together with the predicted profile from Durosta (default settings) and the result from XBeach. As can be seen, both model results come quite close to the measured beach profile in November, after the storm event. XBeach predicts slightly more erosion above 4m TAW, compared to Durosta. The location of the erosion front, found with XBeach, agrees quite well with the measurements. Both XBeach and Durosta give a more uniform beach profile than the measurements.

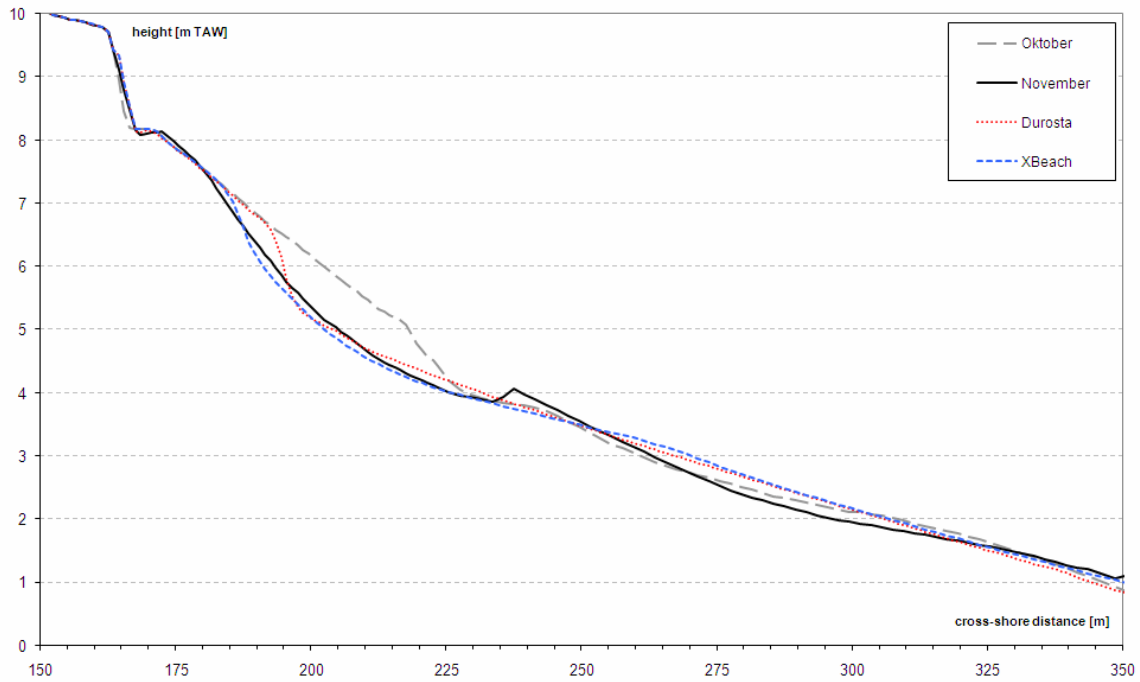


Figure 4. Ostende: Measured and computed profiles at Ostende using XBeach and Durosta.

5.2 Delfland, The Netherlands

For lack of a significant storm in the season 2008-2009, model-data comparison for a Dutch case was based on a historic storm. The Dutch coast was hit by a very large storm in February 1953. This infamous storm caused widespread flooding of low-lying polders in the Southwest of the Netherlands, causing nearly 2000 deaths, and was the impetus for a large infrastructural Deltaworks project to safeguard the country from flooding. The storm also caused widespread dune erosion. There are no accurately measured field data but a representative profile for the Delfland coast (South of The Hague) was tested in the Deltaflume and labeled T3 and T4 of the M1263-III (Vellinga, 1986).

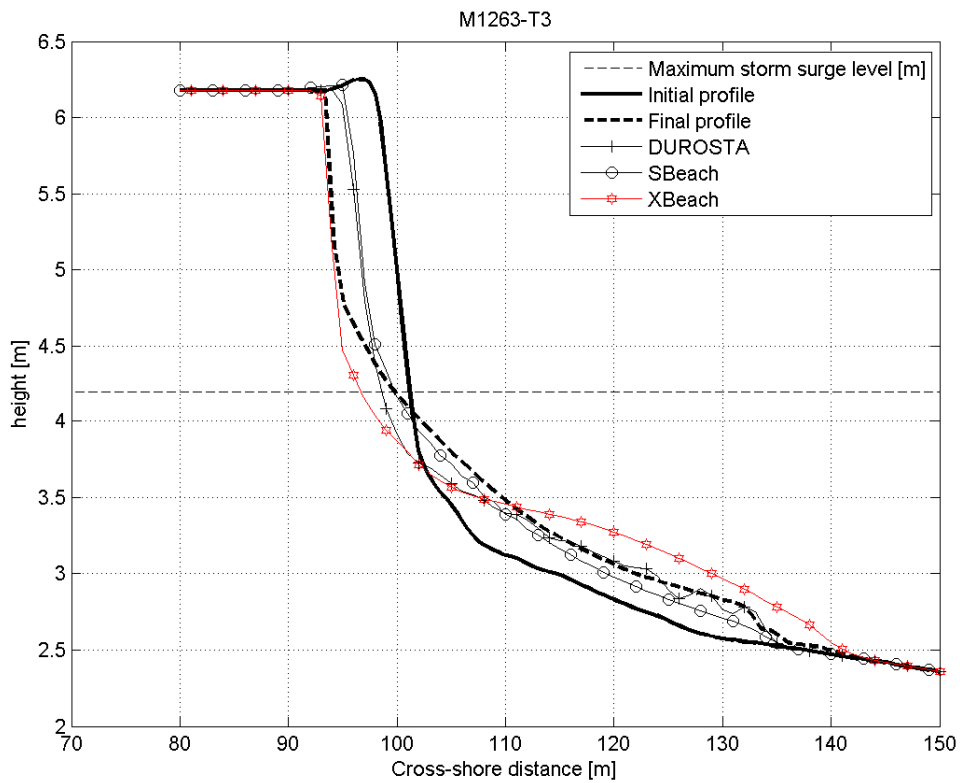


Figure 5. Deltaflume: Measured and computed profiles experiment T3.

The cases concerned a time-varying water level over several tidal cycles, including surge and time-varying wave conditions ranging from $H_s = 5$ to 7 m (prototype). The results (Figures 5 and 6) show that XBeach predicts the set-back line very well but overestimates the erosion around the mean water line, which consequently (due to mass conservation) translates into too much deposition offshore. The indication is that the overestimated erosion is due to a lack of onshore (asymmetry) transports when the storm abates. This is an active point of research at this moment. The same response can be viewed in other site locations as well.

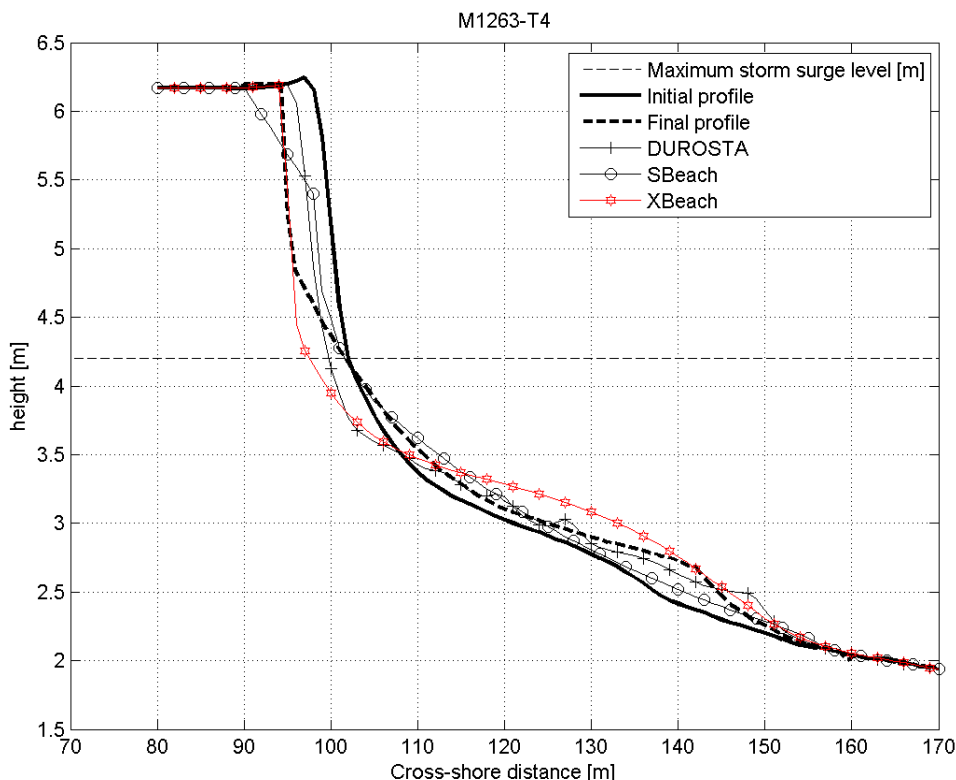


Figure 6. Deltaflume: Measured and computed profiles experiment T4.

5.3 Praia de Faro, Portugal

The study area is the Ancão Peninsula which is the westernmost part of the Ria Formosa barrier island system. It is a NW-SE oriented sandy barrier that is attached to the mainland by its western terminus. The Ria Formosa barrier island system is mesotidal, with a mean tidal range of about 2 m that can reach up to 3.5 m during spring tides. Wave energy is moderate with an average annual significant offshore wave height of 1.0 m and average peak period of 8.2 s (Costa et al., 2001).

The model was run for the case of Praia de Faro to simulate the most extreme storm event observed during the winter 2008-2009. For ~24 hours and during spring tide, the beach was exposed to WSW waves, with the significant wave height reaching 5 m and the peak period 8.5 s, while the return period was ~3 years (Pires, 1998). Even though the storm was not exceptional, it had some impact on Praia de Faro, with overtopping occurring along several sections, creating damage to human property and infrastructure. The model was run for five profiles distributed along the whole study site, with circa 500 m spacing between each other.

All studied profiles showed signs of berm erosion and off-shore bar formation, with the impacts of the storm becoming less prominent from the steeper NW profiles to the milder sloped ones, found on the SE boundary. In all cases the model described the general trend of beach profile response relatively well from a qualitative point of view. Because some transects had structures on the backshore, the more natural eastern profile was selected here for comparison. The results show an overestimation (Figure 7) of the offshore sediment transport, mostly by creating an erosive scarp not appearing in the measured data (and much like what has been shown above for the laboratory case). The above discrepancy can be attributed to several factors, such as onshore transport but also the longshore transport, which are often intense on these

beaches (e.g. Ciavola et al., 1997), and cannot be described by a beach profile response model in 1D mode (see e.g. Roelvink and Broker, 1993).

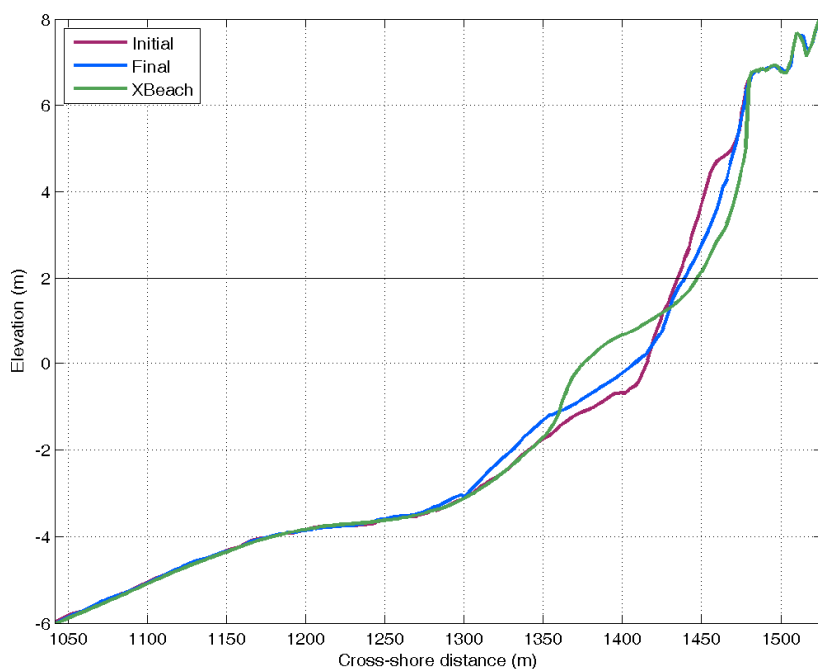


Figure 7. Praia de Faro: Initial (purple), Final (blue) measured vs. the computed profile (green).

5.4 Cadiz Beach, Spain

At the end of the summer period the urbanized beach of Cadiz had a typical summer profile characterized by a small berm and a beach slope of 0.026. The sedimentary material of the intertidal zone is composed by fine, well-sorted sand with mean diameter $D_{50} = 223 \mu\text{m}$ and $D_{90} = 330 \mu\text{m}$. On the 30th October, the first winter storm took place. The duration of the storm was relatively small (~48hours) and had a SW direction which is the predominant storm direction in this region. This event had significant wave height (H_s) reaching 3.7 m and with associated peak periods (T_p) ranging from 7-9.5 sec for the duration of the storm. The tidal phase over the storm was from springs to neaps and with maximum tidal levels reaching 3.5 m. The effect on the beach was moderate erosion over the upper intertidal zone and particularly the berm area and deposition of this sediment on the lower intertidal zone, creating a more dissipative profile with an average slope of 0.020 (Figure 8).

The above event was modeled using the standard parameters values. A topographic-bathymetric survey carried out 2 weeks prior to the storm was used as an initial profile and a post storm profile measured directly after the storm was employed for validation purposes. For modeling purposes, the measured bathymetry to a depth of -5 m (low tide) was extended offshore up to 18m depth using a constant beach slope of 1/10 (the extension of the profile had a constant spatial resolution of 5m). A time series of wave parameters from the coastal buoy of Cadiz was used to represent the storm event. Tidal data from the port of Cadiz were used for water elevation input; these data included both the tidal signal and the atmospheric/surge component. A test run was undertaken with the average calm conditions prevailing between the pre-storm topographic survey and the start of the storm (2 weeks) in order to check the applicability of the initial profile. The changes observed in the profile were within the errors of the topographic survey; therefore, no adjustment in the profile was made.

The model (Figure 8) predicts the evolution of the beach profile during the initial stages of the storm (MODEL 10% of the total modeling time) relatively well, especially over the mid- and low intertidal area. After the peak of the storm (MODEL 50%) the computed profile is in very good agreement with the measured final profile, although it overestimates the erosion (~20 cm on the vertical) over the upper intertidal zone and it consequently deposits the sediment over the lower intertidal area. The final modeled profile follows the same trend but with small increase in the erosion (of the order of 40 cm). Overall the prediction of the high water coastline is underestimated by 4 m.

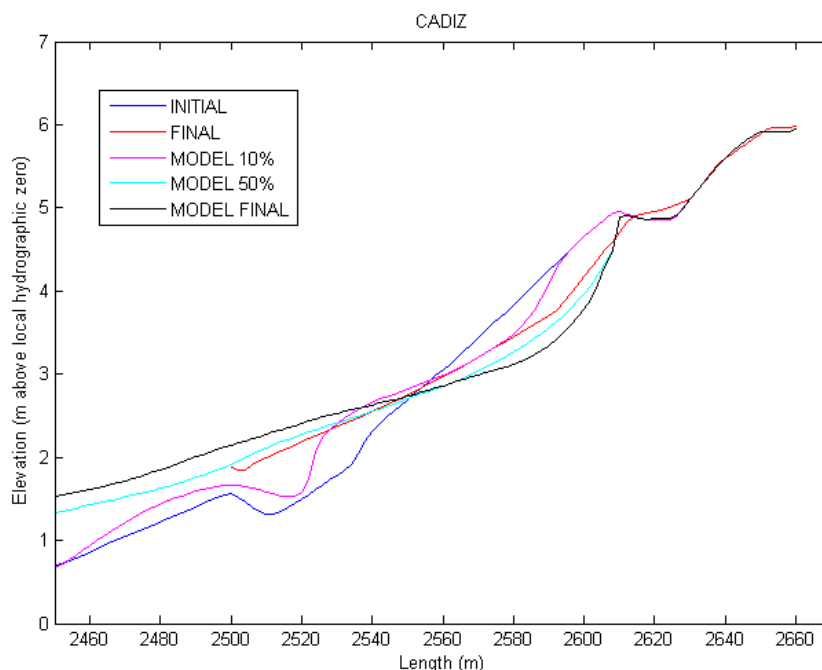


Figure 8. Cadiz: Initial (blue), Final (red) measured vs. computed profiles at 10% (magenta), 50% (cyan) and 100% of the model time. MSL is at about +2 m.

5.5 Kamchia-Shkorpilovtsi, Bulgaria

The Bulgarian study site “Kamchia-Shkorpilovtsi” is located in the western Black Sea and is a straight southerly-oriented coast exposed to the East. It includes the longest and largest sandy beach along the Bulgarian Black Sea coastal zone, with well-developed dunes and two river mouths of the Kamchia and Fundakliiska Rivers. The beach is formed as a result of accumulation of beach-eroded and river-eroded sediments. The main morphological feature of the study area is its rectilinear shoreline with almost parallel isobaths. The bottom slope is characterized by vaguely defined long-shore bars. It is covered by different sized sands: on the upper part of the bottom profile, up to 2.5 m depth the bottom sediments are coarse and medium. As the depth increases, the content of coarse and medium fractions decrease and at 8-10 m D_{50} is less than 0.25 mm and further the middle sands turn into fine sands and silts.

During the period 18.02.2009 - 23.02.2009 a moderate storm passed over the western Black Sea area. It is reconstructed in order to provide wave input for morphological modeling. The wave boundary conditions are obtained by means of coupling the WAM wave model, adapted for fetch-limited conditions and run for the whole Black Sea basin, with SWAN, nested to WAM in order to simulate waves in the western shelf zone were used. A point from the SWAN grid, located in front of the Bulgarian study site at 10 m depth, is chosen as the boundary off-shore point of the modeled profile. Further, two measured cross-shore profile

were taken into consideration to provide morphological input for modeling. The field campaign covering the storm duration included pre-storm (17.02.2009) and post-storm (27.02.2009) measurements. The measured profile depths range from an elevation of 2 m onshore to -4.5 m offshore and the profile length is 220 m. The initial profile was extended up to 10 m depth using available bathymetry.

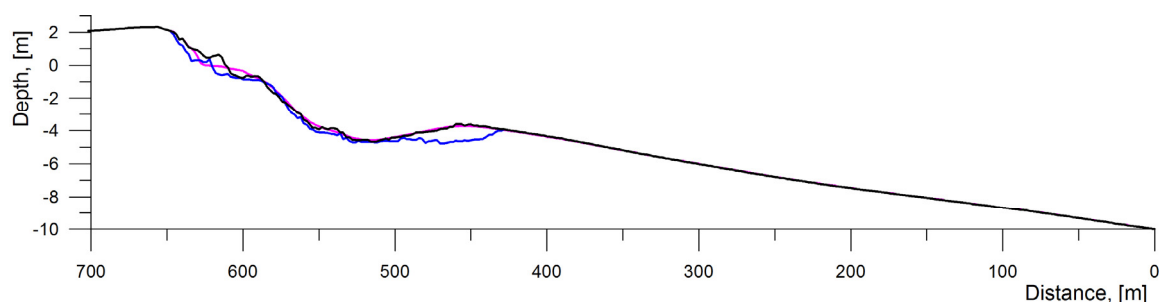


Figure 9. Kamchia-Shkorpilovtsi : Initial (black), Final (blue) measured vs. computed (purple) profiles.

The storm event lasted 136 hours and three phases can be distinguished – growth, stabilisation and decay. During the first phase, which lasted about two days, wind speed increased up to 18.3 m/s, and wave heights up to 2.48 m; periods ranged between 2.5 and 5.5 s. By the end of this phase the wind and wave direction gradually turned from South to East. The second phase with temporal extent of about one day was characterized with a slight decrease of wave height and overall stabilization of the hydrodynamic condition ($H_s \approx 2$ m and $T_p \approx 5$ s). During this phase the wind and wave direction continued turning to North-East. During the storm decay that took place during the last two and half days of the entire storm duration the wind and wave directions remained stable (North-East).

The measured pre-storm profile is characterized by two bottom morphologies, a well shaped terrace at a depth of 0.70 m and an underwater bar at a depth of 3.60 m (located at $x=455$ m), see Fig. 9. The average bottom slope along the whole profile is about 1.9/100. As a result of the storm action (see the blue line in Fig.9 for post-storm profile) the shoreline retreated was 9 m causing beach face erosion. The average thickness of the eroded layer is 0.40 m, while the maximum erosion of 1.20 m occurred near the shoreline. Part of the eroded material was deposited at depths stretching from depth of 1.30 m to 2.30 m, thus shifting the terrace seaward and extending it mainly shoreward due to the beach face erosion. Thereby, the slope inclination of the newly formed terrace increased up to 2.3/100 and the average thickness of the accumulated layer is 0.25 m. The largest erosion along the measured profile is observed at deeper locations (from -4.80 m to -3.95 m) at $x=430$ m to 495 m. The average thickness of the eroded layer is 0.60 m, while the maximum is 1.04 m.

According to the modeled results one extensive zone along the profile including both erosion and accumulation can be distinguished. In the upper part of the profile a slanting 27 m wide terrace with inclination 1.3/100 is developed. In this case the modeled shoreline retreats is 14 m, as the beach face is eroded, and the sand is redistributed down the slope forming the terrace. The average thickness of the eroded layer is 0.48 m, whereas the thickness of the deposited layer is 0.18 m.

The comparison of the modeled and measured profiles shows that the thicknesses of the eroded and accumulated layers are of the same order. However, the positions of the erosion and accumulation areas are displaced: the model predicts the newly formed terrace to be placed more shoreward and at higher elevation. The model does not predict the measured strong bar erosion (between $x=430$ m and 495 m) as well.

5.6 Formby Point, NW England

The Xbeach simulation on Formby Point in the Dee Estuary spans a period of 4.5 hours during a large historical storm surge event on 11 February 1997. The hydrodynamic conditions during this time, illustrated in Fig. 10 (a-d), were obtained using a fully-validated hindcasted run of the POLCOMS model (Holt and James, 2001). During this event, the maximum water level reached 5.71 m ODN. This combined with relatively large waves (H_s of 5 m, T_p of 7 s) from the west and resulted in erosion of the dunes. 2D plots of Xbeach output at $t+1800$ s, $t+9000$ s, $t+12600$ s and $t+ 14400$ s are shown in Fig. 10 (e-h) respectively. These plots show the water level and long waves superimposed on the bathymetry. Inundation of a dune blowout occurs at c. $t+12000$ s when the waves also begin to undercut and erode the dune scarp. By $t+14400$ s, water levels are high enough to result in some localised flooding (Fig. 10, h) and the beach profile close to the dune changes significantly (Fig. 10, i). By $t+16200$ s the water level drops and erosion stops. In this simulation Xbeach predicts a dune recession c. 5 m which is approximately what occurs at Formby Point (Pye, 1991).

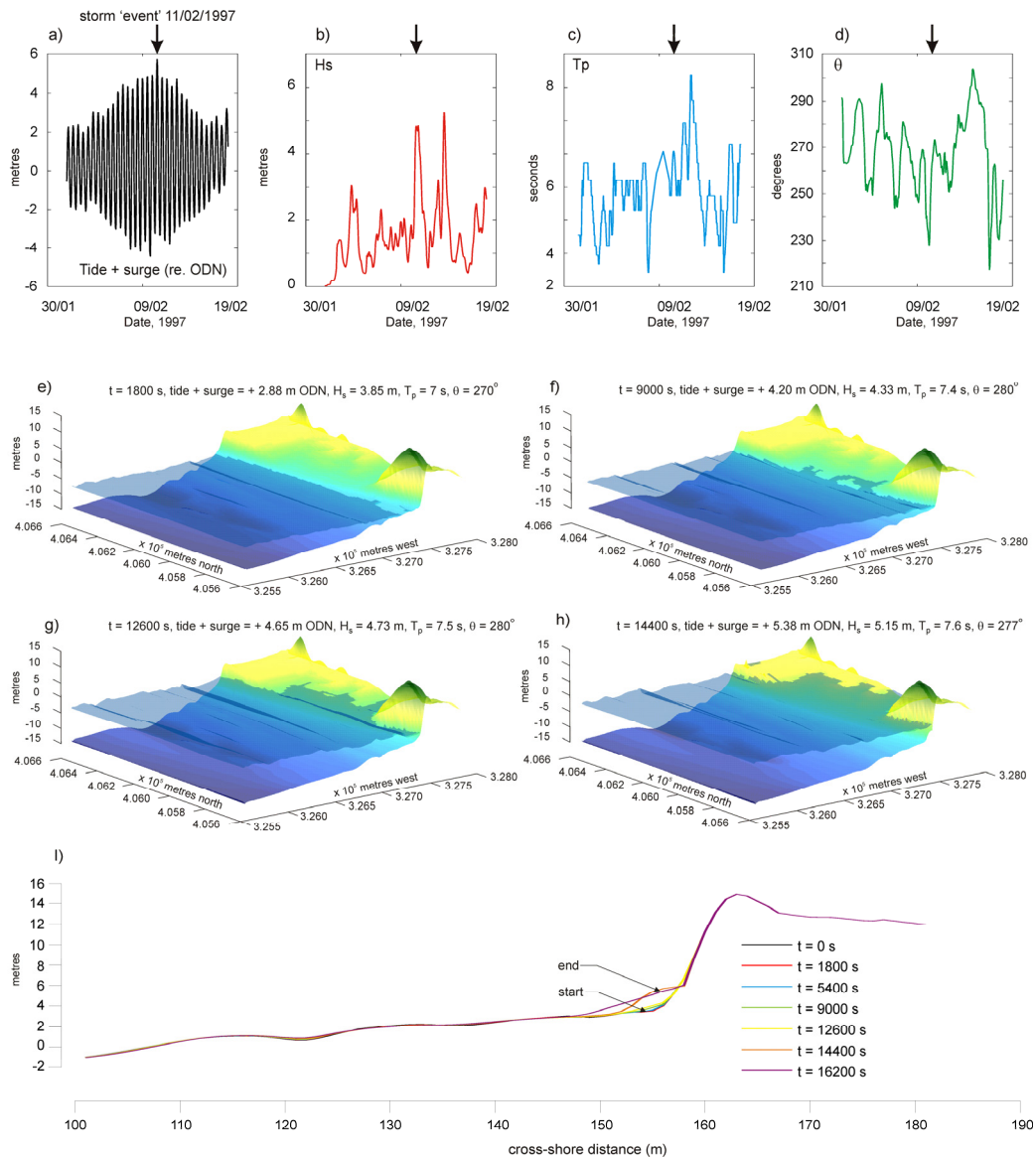


Figure 10. XBeach simulation of storm surge impact at Formby Point, 11 February, 1997

5.7 Lido di Dante, Italy

The Lido di Dante beach is a 3 km stretch of coast along the Adriatic coast of Italy, aligned along an almost North-South direction. It is divided in two parts: the one in front of the Lido di Dante village (almost 1 km) is protected by a breakwater and three groins, the other (almost 2 km) is completely natural with dunes and a pine forest behind them. The southern end of the beach is delimited by the mouth of the Bevano, a small stream with an irregular water discharge. The most intense storms are from NE while the most frequent ones are from SE. Although the mean wave height at the site is less than 1 m, during storms considerable offshore waves can occur, as the 1-yr return period significant wave height is 3.3 m. The area is microtidal (mean neap tidal range is 30-40 cm; mean spring tidal range is 80-90 cm) with both diurnal and semidiurnal components. When SE winds blow, significant surge levels are reached, which are able to double the maximum tidal elevation.

The early part of the winter of 2008 (1-3 December) was characterized by the joint occurrence of a small storm with an exceptional tide (one of largest recorded in the 100-yr record of the tide gauge in Venice) which found the dune ridge in a weak state (started many years before, see Balouin et al., 2006) and overtopped it at many locations where elevations of the crest were below 1.5 m above Mean Sea Level. On the other hand, some sections of dunes only showed frontal scarp erosion.

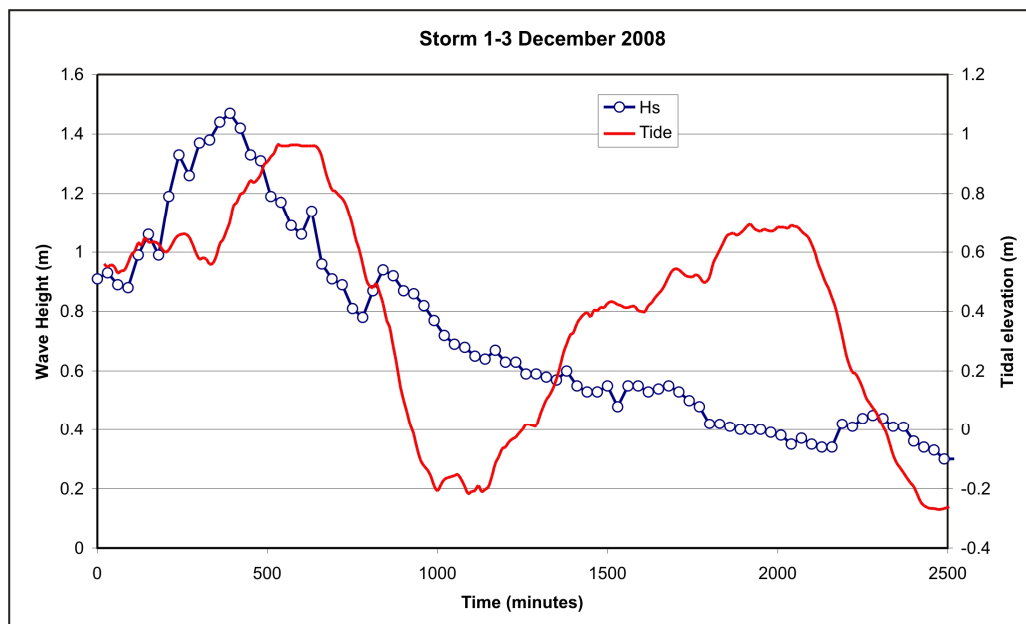


Figure 11. Offshore Significant Wave Height at Cesenatico during the event and tidal curve. Tidal elevations were measured in Ravenna and are referred to local Chart Datum.

For the present purpose we simulated only part of the storm (just over 41 hours) which included the two successive highest tides measured during the event. The time window (Figure 11) started at the rise of the wave height during the storm. Offshore wave height was provided by a nearby offshore buoy located in front of Cesenatico (20 km southwards), managed by ARPA-SIMC and located at a water depth of 10 m. Offshore wave direction during the event was quite constant, around 90° N, while a maximum Peak Wave Period of 8.3 s and a maximum Significant Wave Height of about 1.5 m were measured.

The background morphological dataset used to run the models was a survey carried out by the MICORE project in September 2008. Profiles were measured using DGPS techniques and a single beam echo

sounder with a spacing of 100 m. The survey extended from the rear of the dunes to an offshore water depth between 5 and 6 m, thus close to the closure depth of the profiles. In February 2009 the dune survey was repeated to assess the changes in foredune morphology.

While SBeach was run using the surveyed profile on a single basis, XBeach was run building a computational domain with a cross-shore extension of 1050 m and a longshore one of 1345 m. The area chosen is a well-defined coastal cell that is delimited by a groyne at the northern edge and the Bevano river at the southern one. Boundary conditions were provided using the measured wave field and tidal signal. Although XBeach accepts multiple sediment grain sizes, in order to have comparability with SBeach in both models the sediment size was set to 0.295 mm.

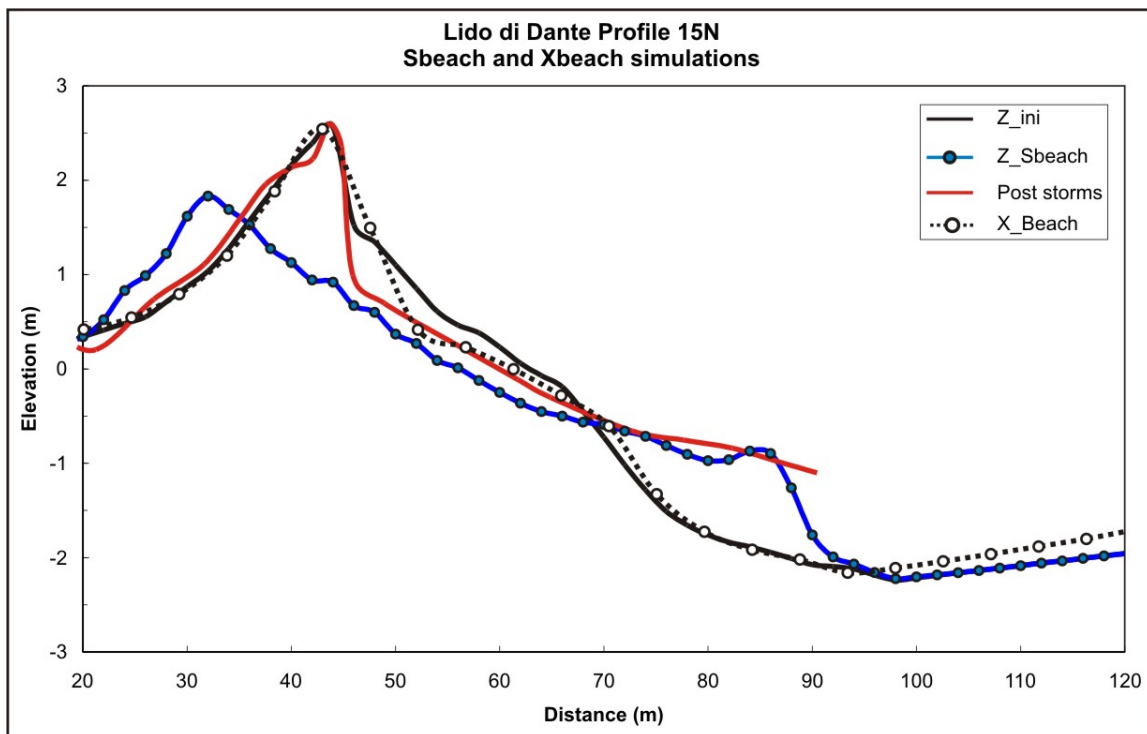


Figure 12. Results of the simulations of the evolution of beach profile using S-Beach and X-Beach. Z_{ini} is the morphology before the simulation, the post-storm dataset was obtained from a survey of the dunes in February 2009. Elevation is referred to MSL Genoa (Chart Datum).

In Figure 12 the comparison between simulations and surveys is presented for a profile located in the central part of the computational domain. It is evident that SBeach is not reproducing the observed profile as it predicts consistent dune erosion with a retreat of the dune crest of over 10 m. SBeach predicts that most of the eroded sediment is deposited on a shallow bar that forms between -1 and -2 m. Surveys performed after the storm surge agree well with the presence of the bar but identify a steep dune front, but they do not show evidence of crest overtopping and erosion.

Regarding the simulations with XBeach, the model performs much better than Sbeach, predicting a landward migration of the dune foot of about 5 m, which is quite comparable with the surveys even if most of the erosion is predicted around MSL while in reality it is located between $+0.5$ and $+1$ m above MSL. The model closes the balance of eroded sediment predicting deposition between -1 and -2 m, which seems overestimated compared with the survey. However, it should be reminded that the post-storm survey only extended down to a depth of -1 m. therefore the formation of the inner bar could be related to attachment of one of the rhythmic features that are typical of this area (Armaroli et al., 2007).

5.8 Lido di Sete, France

The study area is located on the Lido of Sète (France, Mediterranean coast). The Lido de Sète to Marseillan Beach is trapped between the rocky coast of the Mont Saint Clair at Sète, and the volcanic cliffs of the Cap d'Agde. Exchanges with the adjacent sandy coastlines are very low and this area can be considered as an independent coastal sedimentary cell. Coastal dynamics in this sedimentary cell is induced by two main factors: the wave climate and the wind since the Mediterranean Sea is a micro-tidal system with variation of 10 cm (neap tide) to 46 cm during the highest spring tide. The nearshore bottom in front of the Lido of Sète is characterised by the presence of a set of longshore bars, crescentic or parallel to the shoreline. The progression of the bars is closely related to a sequential dynamics, by a succession of deposits over the bar slopes.

In the winter season of 2008-2009, the largest storm occurred from December 26th until January 1st, with significant wave heights reaching 4m offshore the Lido of Sète, coinciding with a storm surge of about 25 cm. The measured waves and tides were used as forcing on the model. However, with the present parameter settings and model formulations, the model does not reproduce the beach evolution accurately yet. Indeed, Figure 13 shows that the model damps the external bar and over-estimates the erosion of the upper part of the beach, which is deposited on the bottom part of the beach. This is quite similar to results presented above, and the causes are under investigation.

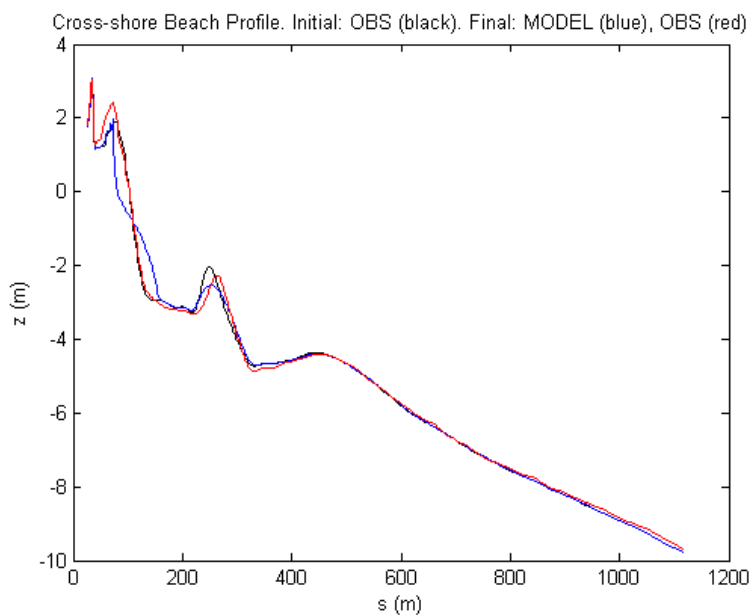


Figure 13. Lido di Sete : Initial (black), Final (red) measured vs. computed (blue) profiles.

6. Conclusions

In this paper we have demonstrated the first results of beach profile hindcasting with XBeach using recently measured coastal data acquired under storm conditions at eight European sites, including a comparison to model results obtained with off-the-shelf models. The results show consistently that the XBeach has skill in predicting the coastal profile, albeit that in most cases the erosion around the mean water line is overpredicted and the depositions at the lower beach face are overpredicted. The causes for this model effect are under active investigation but not resolved yet. Likely candidates are the modeling of onshore (asymmetry) transports which reduces the offshore transports due to undertow (currents) or the modeling of sediment motion in the swash zone.

Acknowledgements

The research leading to these results has received funding from the European Community's Seventh Framework Programme under grant agreement n° 202798 (MICORE Project), from funding by the Netherlands Dept. of Public Works (Waterdienst), under the SBW (Strengths and Loads of Sea Defences) project 1200116 (AvD, JvTdV and PvG), and Deltares Strategic Research funding (Projectnumber 1200266).

References

- Andrews, D.G. and McIntyre, M.E., 1978. An exact theory of nonlinear waves on a Lagrangian-mean flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 89(4): 609-646.
- Armaroli, C., Ciavola, P., Caleffi, S., Gardelli, M. (2007). Morphodynamics of nearshore rhythmic forms: an energy-based classification. *Proceedings of 30th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, 4, pp. 4009-4021.
- Balouin, Y., Ciavola, P., Armaroli, C. (2006). Sediment transport patterns and coastal evolution at Lido di Dante beach, Adriatic Sea. *Proceedings of Coastal Dynamics 2005*, ASCE, New York, USA.
- Broker Hedegaard, I., Deigaard, R. and Fredsee, J., 1991. Gnshore/Offshore sediment transport and morphological modeling of coastal profiles. In: *Coastal Sediments '91*, ASCE, Seattle, WA, Vol. 1, pp. 643-657.
- Ciavola, P., Tabora, R., Ferreira, O. and Dias, J.A., 1997. Field Measurements of Longshore Sand Transport and Control Processes on a Steep Meso-Tidal Beach in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 13(4): 1119-1129.
- Costa, M., Silva, R. and Vitorino, J., 2001. Contribuição para o estudo do clima de agitação marítima na costa portuguesa, 2^{as} Jornadas de Engenharia Costeira e Portuária. *Associação Internacional de Navegação*, pp. 20 (in Portuguese).
- DHI, 2009. LITPROF, <http://www.dhigroup.com/Software/Marine/LITPACK/Details/LITPROFModule.aspx>
- Elfrink, B., Brøker, I. and Deigaard, R. (2000) Beach profile evolution due to oblique wave attack. *Proc. 27th Int. Conf. on Coastal Engineering*, ASCE, Sydney.
- Galappatti, R. and Vreugdenhil, C.B. (1985), A depth integrated model for suspended transport, *Journal of Hydraulic Research*, 23(4), 359-377.
- Holt J. T. and I. D. James, 2001. An s coordinate density evolving model of the northwest European continental shelf 2, Seasonal currents and Tides, *J. Geophysical Research*, 106, C7, 14015-14034.
- Larson, M. and Kraus, N., 1989. SBEACH: Numerical model for simulating storm-induced beach change, Report 1: Empirical foundation and model development, *Technical Report. CERC-89-9*. US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Larson, M., Kraus, N. and Byrnes, M.R., 1990. SBEACH: Numerical model for simulating storm-induced beach change, Report 2: Numerical formulation and model tests, *Technical Report. CERC-89-9*. US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Larson, M., Wise, R.A. and Kraus, N., 2004. Modeling dune response by overwash transport. In: J. Mckee Smith (Editor), *Coastal Engineering 29th International Conference*. World Scientific, Lisabon, Portugal, pp. 2133-2145.
- Morton, R.A. and Sallenger, A.H., 2003. Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. *Journal of Coastal Research*, 19(3): 560-573.
- Pires, H.O., 1998. Preliminary report on Wave Climate at Faro. Project INDIA., Instituto de Meteorologia.
- Pye, K., 1991. Beach deflation and backshore dune formation following erosion under storm surge conditions. *Acta Mechanica Supplementum 2*, 171-181.
- Roelvink, J.A., A. Reniers, A. van Dongeren, J. van Thiel de Vries, R. McCall, J. Lescinski. 2009. Modeling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. Submitted to *Coastal Engineering*.
- Roelvink, J.A. and Broker, I., 1993. Cross-shore profile models. *Coastal Engineering*, 21(1-3): 163-191.
- Soulsby, R. L. (1997), *Dynamics of Marine Sands*, Thomas Telford, London.
- Steezel, H.J., 1993. Cross-shore transport during storm surges. *Ph.D. Thesis Delft University of Technology*, ISBN 9090063455.
- Trifonova, E., 2007. Modeling of Cross Shore Profile Changes under Combination of Extreme Storm Events. *Proceedings of the 4th International Conference Port Development and Coastal Environment PDCE 2007*. 25-27 September 2007. Varna, Bulgaria. 301-311.
- U. Cantabria, 2009. <http://www.smc.unican.es/en/>
- Vellinga, P., 1986. Beach and dune erosion during storm surges. *Ph.D. Thesis, Delft University of Technology*; also: WL | Delft Hydraulics report no. 372, December 1986.



Automatic assessment and analysis of beach attendance using video images at the Lido of Sète beach, France



Y. Balouin ^{a,*}, H. Rey-Valette ^b, P.-A. Picand ^a

^a BRGM, French Geological Survey, Languedoc-Roussillon Regional Direction, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

^b Montpellier 1 University, LAMETA, 3, rue Paul Valéry, 34000 Montpellier, France

ARTICLE INFO

Article history:
Available online

ABSTRACT

Along Mediterranean coastlines, beach tourism represents one of the main economic resources of coastal regions. In the context of increase of coastal hazards, large management projects are currently undertaken and the evaluation of beach use is an important parameter coastal managers have to take into account in their strategies to reduce risk and maintain the recreational capacity of the beach. This contribution proposes an automatic tool to evaluate beach attendance and beach users behavior. After validating the results, an analysis of the beach attendance at the Lido of Sète Beach, on the French Mediterranean coast, is performed. Both temporal and spatial patterns are obtained and analyzed together with environmental, meteorological, social parameters of the site. Results indicate that beach attendance and beach user locations are mostly driven by meteorological conditions, while the density indicates that most of the beach users are locals or excursionists, rather than tourists. The results of the total beach attendance during the year 2012 clearly evidence an important increase of the frequentation since the large coastal management project that was implemented during the last years. Given the large number of images and video available at many coastlines, the developed methodology and tool would be useful in many coastal management applications around the world.

© 2014 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Tourism industry is nowadays an important part of the economy and represented 7.3% of PIB in France in 2012 (DGIC, 2013). Along the French Mediterranean regions, coastal tourism is particularly developed, representing more than 55% of the global tourism. In a context of climate change and increase in coastal hazards, a comprehensive evaluation of the behavior of beach users is an important source of information for coastal managers and can be effectively used to plan coastal management strategies and develop sustainable tourism. The number of beach users (for tourism or recreation) and their behavior has obviously a strong impact on services, facilities, safety, but also on quality and environmental issues that tend to more and more participate to the attraction of tourists. Moreover, the understanding of beach user's perception on proposed management strategies contributes to better define the future development of the coastal areas, and to develop the associated policies.

Within the French national project SOLTER (territorial solidarities and strategies for the coastal resilience to marine flooding), a study was undertaken to evaluate beach use, and beach users perception to coastal hazards and their consequences, in order to take this information in the deployment of public management policies for coastal areas of the Languedoc-Roussillon region. The present study aimed to develop and apply new tools to automatically evaluate beach visitors' behaviors. Studies of beach attendance, beach carrying capacity and relationships with weather or environmental parameters have been widely conducted during the last decades (Dolle et al., 2000; Pereira da Silva, 2002; Jurado et al., 2009; Zhang and Wang, 2013). However, the studies undertaken to evaluate the number and distribution of beach users were mostly based on users interviews or aerial photographs (Guillen et al., 2008), giving the occupation for a specific instant or short-periods. These approaches are nowadays benefiting from the development of video techniques and their application for coastal management (Davidson et al., 2004; Jimenez et al., 2007). Video systems deployed along the coast provide a continuous, low-cost and accurate observation of the beach, and can be used to analyze beach occupation and beach use (Guillen et al., 2008; Kammler and Schernewski, 2004). Such a system was deployed in

* Corresponding author.

E-mail address: y.balouin@brgm.fr (Y. Balouin).

2011 on the Lido of Sète beach, along the French Mediterranean coastline, where an important coastal management program was developed. This study aims to quantify hourly, daily, weekly and seasonal course of beach users during the year 2012, after the management works.

2. Study area

The French Mediterranean coast is a microtidal environment (mean tidal range of 20 cm), with a low energy wave regime (Gervais et al., 2011). The climate is temperate during most of the year, with moderate temperatures during winter, and high temperatures during summer (>25 °C). This coastline has a high touristic value, with more than 15 million people visiting the region every year.

The Lido of Sète to Marseillan is a narrow sand barrier separating the lagoon of Thau from the sea in the northern part of the Gulf of Lions in the NW Mediterranean Sea. The NE–SW 12 km-long shoreline is relatively straight. The beach of the Lido of Sète has a high touristic value. Beach attendance during the year 2002 was evaluated by CeteMed in 2003, evidencing a total of 1 million persons attending the beach. Except the central part of the Lido where touristic infrastructures exist and a small urban beach at the northern extremity, the coast is natural. People attending the beach use public buses or own cars and tourism is mostly local or regional. The studied area is located in the northern part of the Lido, concern about long-term erosion trends that resulted in the progressive disappearing of the beach that led to the development of a large beach management program (BCEOM, 2001). The coastal road, partially destroyed every winter, was relocated several hundred meters inland. The beach was enlarged, an artificial dune system built, protected by wooden stacks. To promote access to the beach, a car park was installed behind the dune, as well as a bus line dedicated to the transport of beach users, and a bicycle road. These accessibility infrastructures cover the northern 4 kms of the Lido. Simultaneously, beach and nearshore soft defenses were installed (a marine geotextile submarine wave breaker and a beach draining system). To monitor these experimental defenses, an Argus video system (Holland et al., 1997), composed by two 20 m high masts, was deployed (Balouin et al., 2013). In this study, the northern video system, with 3 cameras, is used to assess the beach attendance, and the temporal variations of beach occupation within a day, week, seasons.

3. Methods

For detailed beach observation, a new automatic method was developed to quantify the number and location of visitors on the beach, using video monitoring datasets.

An ARGUS video system located behind the dune, at approximately 60 m from the shoreline acquired images 3 times every hour during daylight providing snapshots and 10 min averaged images. Using photogrammetry tools of the ARGUS system (Holland et al., 1997), images were rectified to obtain real coordinates. A region of interest was defined close to the mast in order to keep the best resolution of pixels. The hardware used in this study is a 5 Mpixels IP camera.

These video images were used to gain information about the temporal variation of the intensity of beach tourism during the entire 2012 year, focusing on the weekends' beach attendance. Both temporal and spatial variations of beach tourism were analyzed.

Given the high number of images to consider, an automatic counting tool was developed using Matlab software (©Mathworks). The processing of images is based on the assumption that the items on the beach were either people or sand. With this assumption it was possible to analyze the images' different pixel characteristics.

The first step of the process is the selection of a sample of imaging to evaluate and calibrate the counting tool, and then the application of the tool to the entire 2012 dataset.

3.1. Counting algorithm

The counting algorithm is applied on high resolution images and aim to relate pixels to persons assuming that pixels are either sand or people. Pixel intensity is one of the image characteristics that are measurable for every single pixel. On the beach, sand will have a small range of intensity and beach users another one, thus permitting to differentiate users from the beach.

The first step of the process is to select the Region of interest (ROI) on images. The choice of the region aim to obtain a representative area of the beach, and trying to avoid or mask artifacts that could affect the counting (beach facilities, lifeguards houses, ...). In this study, the region of interest is defined as the stretch of sand between the sand dunes and the water line. Users in water are not taken into account, assuming that they probably have a bag or bath towel that will be detected by the counting algorithm.

The second step is to optimize the images in order to increase the contrast between the sand and users. RGB- video images are changed into 8-byte greyscale images and it is then necessary to adjust the contrast using the pixel intensity spectra. This adjustment aims to better define the threshold separating user from the sand that is the most important factor influencing on the counting accuracy.

3.1.1. Adjustment of the contrast of images

A specific algorithm was written to adjust automatically the contrast of images. It first determines the spectrum of pixel intensities, and then applies a filter depending on the spectrum shape. Analysis of around 200 images permitted to determine 3 categories of spectra. On a spectrum (cf. Fig. 2), the x-axis shows the possible gray tones and the y-axis shows the number of the pixels of each gray tone presented in an image. The frequent, lighter gray tones represent beach sand, sand being the predominant component of the beach. People are represented by darker intensity values (gray tones). However, depending on the contrast, the threshold between the sand peak and the users' peak is variable and cannot be assume to be a constant. In the first case (Fig. 2–1), the sand color is predominant on the image and pixel intensity spectrum presents a clear peak, while users number is low and the corresponding peak remains low. In the second case, the weather is not so good and the sand has thus a darker intensity, closer to the intensity of users. The spectrum thus shows 2 peaks that are more difficult to differentiate. In the last case, a large part of the sand is wet and dark, and the resulting spectrum shows a single peak where it is quite complicated to evaluate where the threshold between users and sand is.

The study of selected images shows that most (around 2/3) of images have spectrums with 2 peaks, a small one for users and a larger one for sand (category 1). Because of different light and weather conditions (even during a single day), spectra have different shapes and the transition line between sand and user has to be determined on each single image separately. This determination of the thresholds between sand and user is therefore time-consuming, and a procedure was implemented to determine if the spectrum is in the category 1, 2 or 3, and then define the best threshold for the discrimination between sand and users.

The objective of this procedure is to determine C1 and C2 that define respectively the lower and upper limit of the users' peak (Fig. 3). First, the routine evaluate if the pixel intensity distribution is category 1, 2 or 3 by detecting both the extreme values and the dispersion of each peak. The width between C1 and C2, corresponding to the intensities of users was determined empirically to

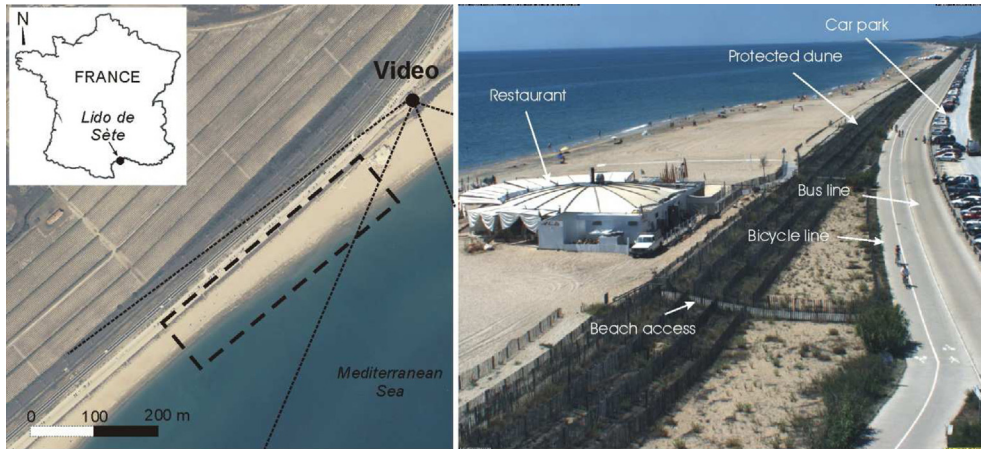


Fig. 1. Location of the study area on the northern part of the Lido of Sète. Left: aerial view of the Lido showing the monitored area; right: oblique view from the video system showing the accessibility infrastructures.

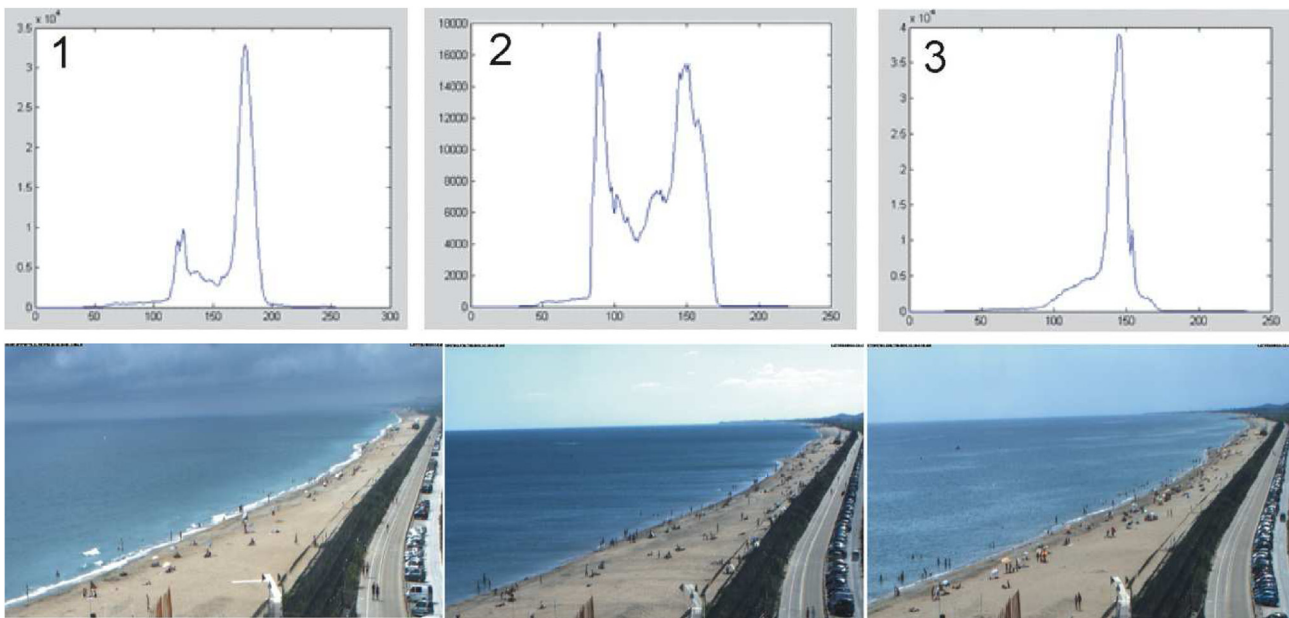


Fig. 2. The 3 categories of pixel intensity spectra of images: 1) 18/08/2011 at 10 h; 2) 09/08/2011 at 15 h and 3) 05/08/2011 at 12 h.

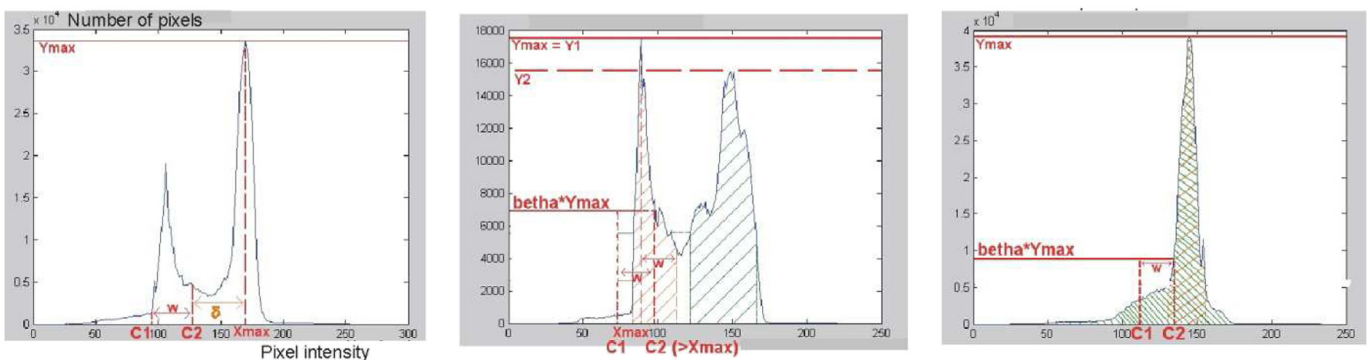


Fig. 3. Determination of the intensity range w corresponding to beach users for each spectrum category.

be around 30. However, the user of the algorithm has the opportunity to check this assumption before the counting, and to slightly decrease or increase this value. C2 is dependent on the category of spectrum and has to be determined.

If one single peak is determined, the spectrum is in category 3. C2 is then defined as the pixel intensity corresponding to: $\beta \cdot Y_{\max}$; Y_{\max} being here the peak of sand intensity.

If the spectrum falls into category 2, C2 is also calculated using $\beta \cdot Y_{\max}$, but Y_{\max} is then the peak corresponding to beach users.

If the spectrum falls into category 1, C2 is determined by: $C2 = X_{\max} - \delta$, X_{\max} being the intensity corresponding to the peak of sand.

The coefficients β and δ were determined using a sample of 200 images. Their value is correlated to the hour of the day and follows the equations:

For images taken before 10 h: $\beta = 0.10$;

For even hours (10 h, 12 h, 14 h, 16 h), $\beta(10 \text{ h}) = 0.15$ and $\beta(n + 2) = \beta(n) + 0.15$;

For odd hours (11 h, 13 h, 15 h, 17 h ...), $\beta(11 \text{ h}) = 0.20$ and $\beta(n + 2) = \beta(n) + 0.15$.

For all images, $\delta(8 \text{ h}) = 65$ and $\delta(n + 1) = \delta(n) - 5$.

3.1.2. Counting of beach users

After adjusting the contrast of images, the algorithm identifies the black pixels on the black and white image and a filter is applied to evaluate the number of beach users. Objects composed of adjacent black pixels are localized (coordinates x and y of their centroid), and their size (in pixels and in m^2) is evaluated. Analysis of the selected sample of images permitted to estimate the mean size of a beach user that is around 0.75 m^2 . This evaluation permits to evaluate if a pixel group is representing one person or a group of users. A tolerance of 20% is accepted and the obtained number is rounded to the nearest integer.

The algorithm is automatically applied to all selected images and the results for a given day, week, month are summarized in a table giving the day, hour, number of users. The code also provides a table with the coordinates x , y of each beach user.

3.2. Validation of the counting tool

To validate the counting algorithm, a sample of 6 weeks was selected during the summer touristic seasons of 2011 and 2012. This corresponds to a sample of 235 images. The ROI is defined by the beach width (between the dune foot and shoreline, around 70 m) and an alongshore distance of 300 m. This limited area close to the video mast permits to minimize errors associated with the oblique view (shadows behind the objects).

For all the selected images, beach users in the ROI were counted both visually and automatically. The first test was performed without preliminary selection of images. Errors were quite important, reaching 50%, mainly because of weather variations during the day that were not taken into account in the parameterization of β and δ in the automatic adjustment of the contrast of images. Typically, cloudy weather appearing within a day induced a very bad contrast in the processed image, and a very bad estimation of beach users. It was then decided to exclude these images manually before the counting.

The results of this validation process are shown in Fig. 4. The maximum error in this $20\,000 \text{ m}^2$ area is around 30 persons and the mean standard deviation is around 11.

These results are in the same range than classical counting of beach users using aerial photos, or counting cars on the parking or users passage at beach entrance. Given the very large quantity of estimations that can be done using this algorithm, this error is considered acceptable, and the methodology is thus suitable for the evaluation of beach attendance.

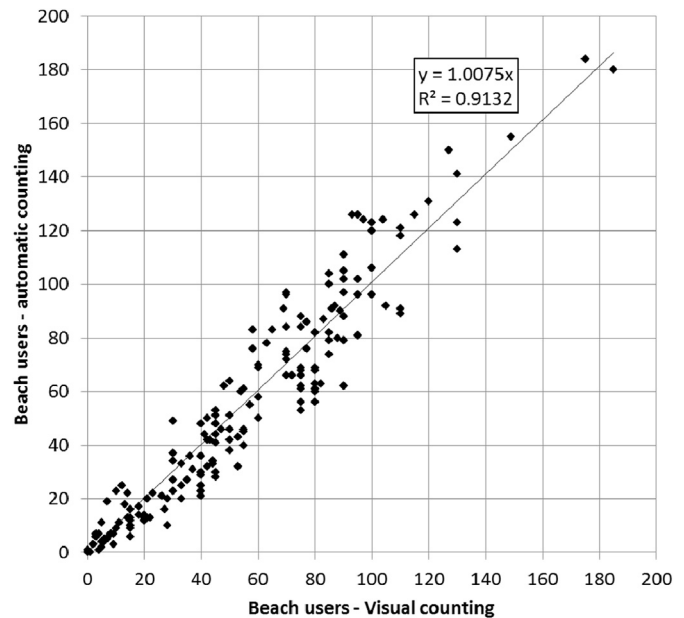


Fig. 4. Correlation between visual and automatic counting on a sample of 235 selected images.

4. Application to the Lido of Sète beach

The automatic tool was applied to the Lido of Sète beach, on the Mediterranean coast of France. This site has been monitored by an ARGUS video system since spring 2011. As for the validation procedure, the region of interest was defined close to the video mast in order to ensure the use of high resolution images, and to avoid the deformations associated with the oblique view of the beach.

The argus video system acquire 3 images/hour during the day (snapshot, 10 min averaged and variance images, giving around 50 images/day), and thus permits to analyze the evolution of beach attendance during the day and during the year. After a first analysis of the entire image dataset, it was decided to focus the analysis on the weekends when beach attendance is more significant, and the entire weeks during the summer months. Hourly snapshot images were used in this study.

4.1. Temporal distribution of beach users

4.1.1. Daily variations

The daily distribution of beach users was analyzed for all the weekends of 2012 separately (Fig. 5) and during each days of the week during the summer months (Fig. 6). During the weekends, the maximum hourly number of people counted in the studied area reaches 160. The typical daily evolution is a low number in the morning and a maximum occupation between 13 and 16 h. During the winter months, beach attendance is low (under 20 persons from October to March). During summer and in particular in August, the evolution is slightly different. The number of beach users is already significant at 8 h and keep increasing all the day to reach a maximum between 14 h and 17 h. Even if beach attendance increases significantly after lunch time, several months present two maximum peaks: a small one in the morning, a significant decrease at 13 h (lunch time) and a larger peak in the afternoon.

During the summer months (Fig. 6), beach attendance is higher as it can be expected in this touristic region. The mean hourly beach attendance shows the same tendency with an increasing number of users from the morning to 15 h, and a slow decrease after 15 h. A

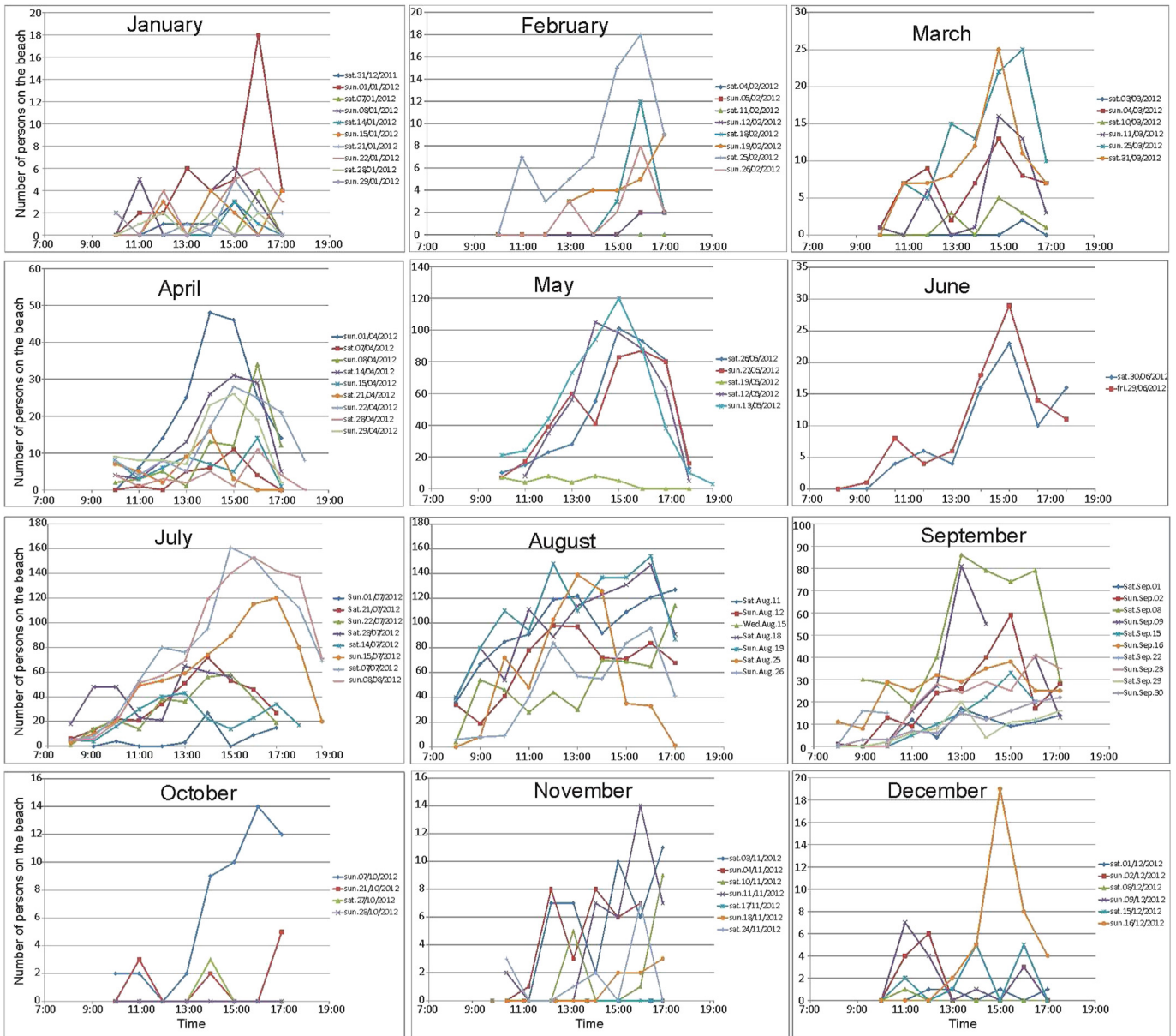


Fig. 5. Daily distribution of beach users at Lido de Sète Beach during the weekends of 2012. Graphs are not normalized in order to see the daily distribution of beach users.

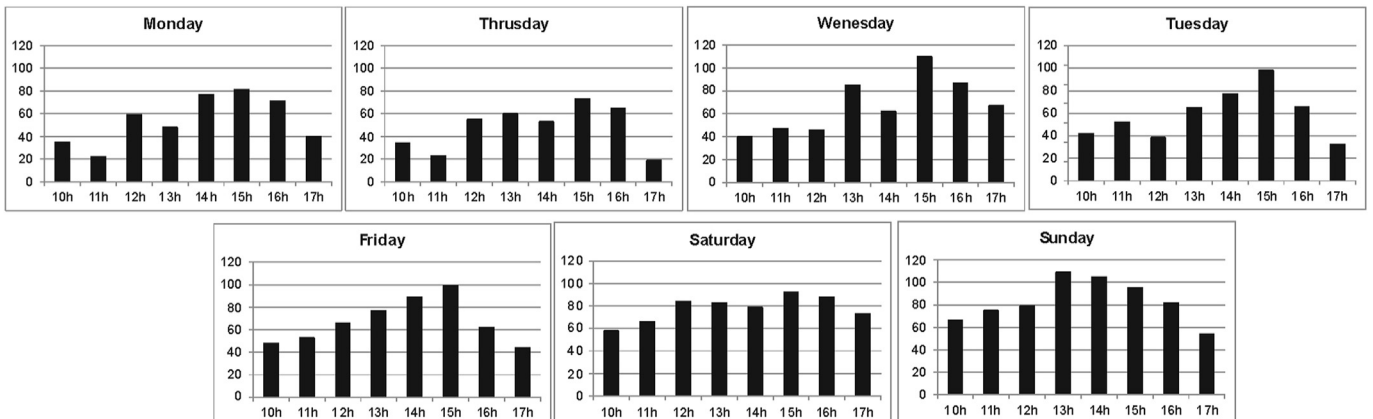


Fig. 6. Mean hourly variation of beach attendance during the months of July and August 2012.

small decrease is observed at lunch time (13 h–14 h). The number of users is higher on Wednesday afternoon and during the weekend when the frequentation remains high all the day.

4.1.2. Weekly variations

Beach attendance during the week (Fig. 6 and 7) is characterized by an increasing number of users at the weekend with the maximum usually occurring on Sundays. The minimum number of users usually occurs on Mondays, Tuesdays and Fridays. The trend suggests a progressive increase during the week interrupted by a lower attendance on Fridays. The selected week of July 2012 shows a different trend with a number of users that remained quite stable during the entire week suggesting a different behavior or a different population.

The trend observed during the week does not depend on the time of observation, as shown on Fig. 7 (right). The beach attendance increases from the morning to the afternoon every day with a maximum reached at 16 h (except the Friday afternoon that was cloudy on the selected sample).

4.1.3. Annual variations

The annual variation shows a strong seasonal character with high beach occupation during summer reaching a maximum of 1 100 users in the study area of the beach. Beach attendance during winter is very low, slightly increases during April, and then reaches a first peak in May. After the summer touristic period (July and August), beach attendance rapidly decreases during September and remains very low till the end of the year. As shown in Fig. 8 this annual variation follows the weather parameters with a low attendance during the cool and stormy period, and a large one during the hot and calm period.

4.2. Spatial variation of beach attendance

Given the reduced area used to develop the automatic tool, it was not possible in this study to relate beach users' position with the tourism infrastructures such as beach accesses, car parks. However, such dependency is not expected to be important at this field site because the car park is parallel to the beach (see Fig. 1) and accesses have a spacing of 50 m, yielding a good spatial dispersion of users. A more important dependency could eventually be observed with the beach facilities (restaurants, beach volley field, safety guards), but this analysis was not pertinent on the field study area very close to those facilities.

However, a trend on beach spatial occupation was observed, and seems to be clearly linked to weather conditions. Most of the time,

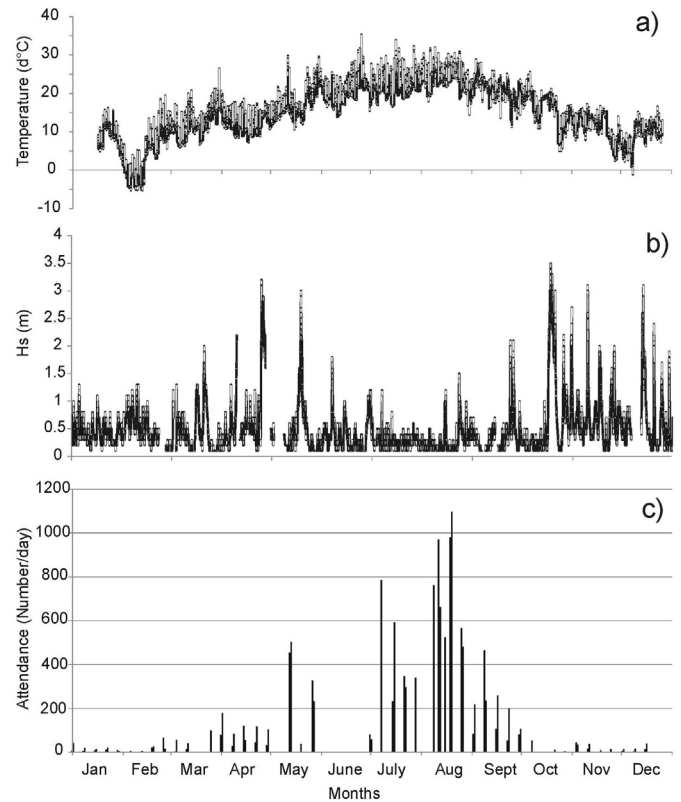


Fig. 8. Weather and distribution of beach users during the weekends of 2012: a) Temperature (°C); b) Significant wave high (m) and c) beach attendance during the weekends of 2012 (total number/day).

beach occupation is limited to the beach face, close to the shoreline in order to benefit from lower temperature of air and sand (see Fig. 9). As it can be seen on the example of August 2012 (see Fig. 9), during most of the summer season, beach users are located at less than 20 m of the shoreline to benefit from better temperatures. It results in a limited use of the space where the beach width is larger (around 65 m in area 1). While the density should be around 9 m²/person, considering the entire beach width, it is actually 4 m²/person on the lower beach. In areas where the beach width is lower (around 30 m in area 1), the density of beach users is more or less the same. This means that whatever the beach width, users tend to prefer to be close to the sea even if they have less space on the

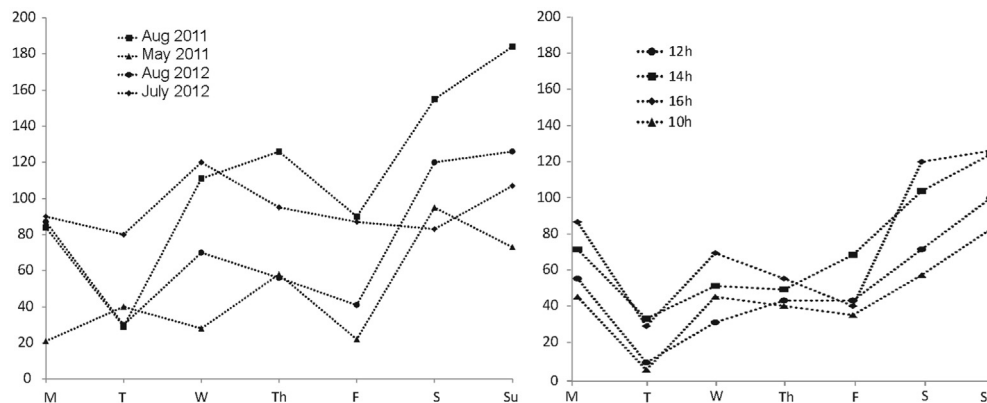


Fig. 7. Weekly distribution of beach users at Lido de Sète Beach. Left: weekly distribution at 14 h during selected weeks of 2011 and 2012; Right: weekly distribution at various times during the first week of August 2012.



Fig. 9. Spatial repartition of beach users with various wind conditions (oblique views). Up: windy day (tramontane offshore wind) of May 2012; down: sunny day of August 2012 (without offshore winds).

beach. This occupation trend is observed during the all summer season, excepted when the weather is moderate and when the wind is blowing. At this field site, the prevailing wind direction is offshore, associated with the tramontane wind the can reach very high velocities (more than 100 km/h). This wind, coming from the north-west, is bringing fresher air and is susceptible to induce a significant aerial sand movement. Occurrence of this wind during the summer is low, but it plays a significant role on spatial beach occupation (see Fig. 9).

5. Analysis of beach attendance at the Lido de Sète

5.1. Environmental and human factors

After analyzing beach attendance at the Lido de Sète beach during all the weekends of 2012 as well as the summer months, it was possible to describe the daily variations of the intensity of beach attendance. The results (see Fig. 10) show that the number of users clearly depends on different characteristics: weather, temperature, working days/weekends, season (Fig. 11).

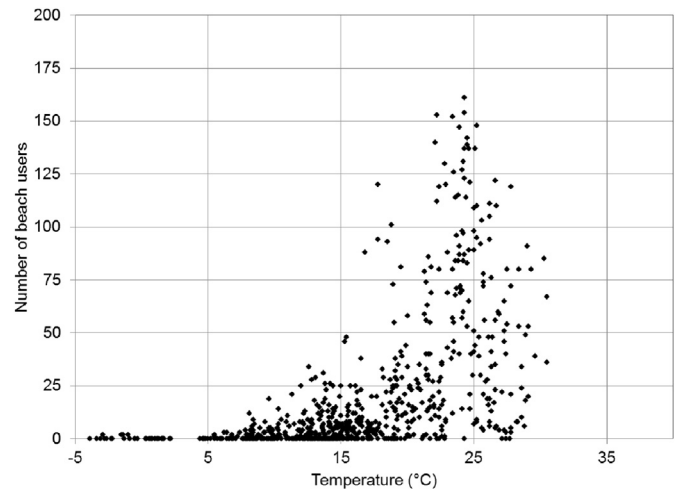


Fig. 11. Relationship between the hourly number of beach users and the temperature at Lido de Sète beach.

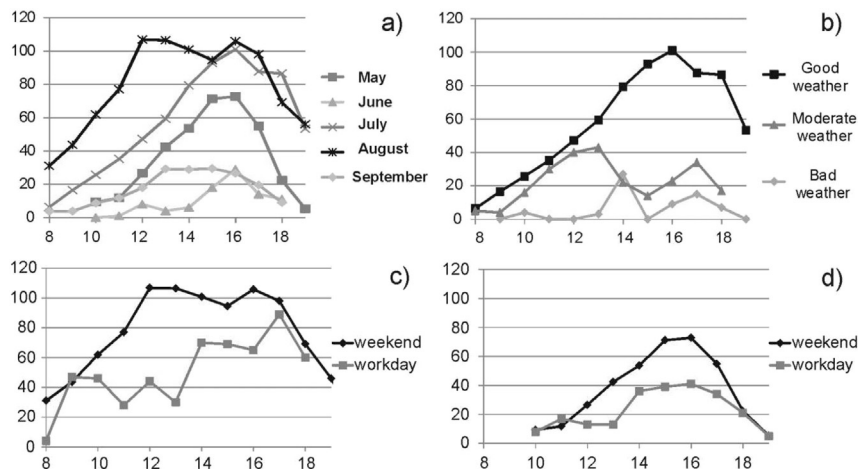


Fig. 10. Hourly beach occupation with different conditions: a) Mean hourly beach attendance from May to September 2012; b) mean hourly attendance in July 2012 with various weather conditions; c) mean hourly attendance on weekend/workdays in July 2012; d) mean hourly attendance on weekend/workdays in May 2012.

The mean hourly beach attendance (Fig. 10-a) clearly evidences the higher frequentation of the beach in July and August during the high touristic season. June shows a very low attendance that is supposed to be linked with very bad weather during most of the month. This tendency indicates the increase of beach users due to summer holidays. However, use of the beach is obviously clearly related with weather conditions (see Fig. 10-b). Even during the most frequented period, the number of users clearly decreases when the sky is cloudy (moderate weather) and when the weather is bad.

The comparison between working days/weekends during the summer period (Fig. 10-c) also indicates another specific behavior of beach attendance. The number of beach users is higher during the weekend than during working days, suggesting an important part of the local users compared to the tourists. Moreover, during working days, the maximum beach attendance is around 17 h. That could be explained by the venue at the beach of local users after their work. The difference is even more marked in May (Fig. 10-d) when the number of users is doubled on weekends.

Moreover, whatever the month, there is a clear dependency between the number of beach users and the air temperature (see Fig. 13). Under 15 °C, the number of users is limited, and most of the time, it corresponds to the winter and spring attendance during storm events. The number of users clearly increases over 15 °C and reaches its maximum when the temperature is around 24 °C. Over 24 °C, the number slightly decreases and at 30 °C, the number is half the maximum. This indicates that people prefers to avoid hot periods to go to the beach. This result is consistent with the maximum beach attendance around 15 h when the temperatures begin to decrease. It is also consistent with the study by Gomez-Martin in Catalonia (2004) that indicated the preferred climatic conditions were a temperature between 24 and 28 °C, no wind and no precipitation.

In order to assess the respective effect of weather parameters on beach attendance, sunny, cloudy/rainy, windy and stormy periods were separated (Fig. 12). As all these environmental variables are not independent, a statistical analysis remains difficult, but Fig. 12 evidences a clear relationship between temperature and beach attendance. The law between both variables is exponential and presents a high regression coefficient ($R^2 = 0.87$). Of course, this relationship is limited to the observed range of air temperature (i.e.

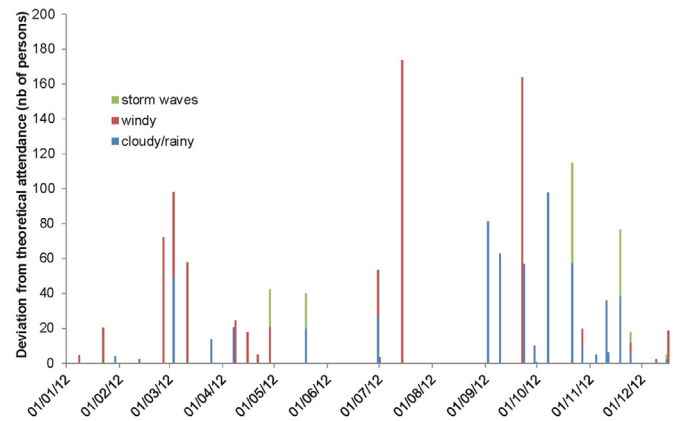


Fig. 13. Deviation from theoretical beach attendance with different environmental conditions: stormy, windy and cloudy/rainy days.

30 °C) as the number of beach attendants tends to decrease with higher temperature as stated before.

To evidence the secondary factors explaining beach attendance, the deviation from this theoretical law was calculated (see Fig. 13). The results obtained evidence the important role of wind conditions on beach attendance. Tramontane wind occurring during summer period results in a very low beach attendance despite quite elevated temperature. As an example, during July, a total of 20 persons/day was observed during a windy day with maximum daily temperature of 24 °C, when around 200 persons were expected from the theoretical law. This deviation of 180 persons is the maximum deviation, tending to evidence a quite important role of wind on beach attendance during summer. Stormy days do not present such an elevated deviation. This can be explained by two phenomena: stormy days are usually occurring in autumn/winter when beach attendance is lower, and there is usually certain attractivity during storms with people enjoying looking at storm waves. During cloudy and rainy days, deviation from the theoretical attendance is moderate and can be either positive (more people than expected) or negative. The most important deviation associated with cloudy/rainy days are observed at the end of summer and during the first months of autumn when people want to benefit from high temperatures before autumn and rougher weather conditions.

5.2. Total beach attendance and effects of the management works

To obtain the total beach attendance at the Lido of Sète beach, the hourly number of users has to be converted in total users. Hourly counting does not mean real counting because some of the people can remain on the beach for several hours, thus counted several times. The turn-over of people on the beach was not specifically addressed in this study, but other studies in the same region have evaluated a mean of 3 h stay/person (Rey-Valette and Rulleau, 2010). Using this evaluation and the obtained beach attendance during the year, the total number of users was calculated. Assuming that the characteristics of the beach, parking, accesses are the same along the first 2 200 m of the Lido (from the Triangle de Villeroy to the vineyard of Listel), the beach attendance during the year 2012 is estimated to be around 850 000.

In 2002, before the coastal management program, investigations were undertaken on the Lido of Sète beach (Cete Méditerranée, 2002) to evaluate beach attendance by evaluating the number of parked cars. The results of these study permitted to evaluate a number of 19 000 users/day at the maximum in august, and a total

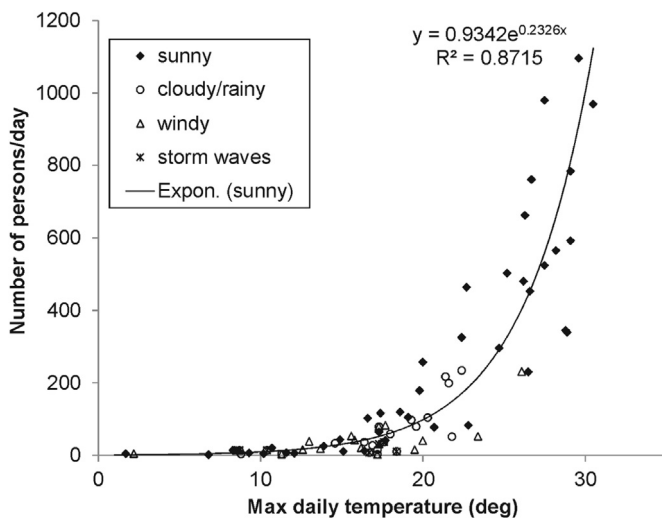


Fig. 12. –Total number of person/day in relation with maximum daily temperature and additional weather variables.

of around 800 000 visitors/year for the entire beach from Sète to Marseillan (12 km). This study tends to demonstrate that there was an important increase of beach attendance between 2002 and 2012. The northeastern part of the beach where the dune was restored and a new car park installed presents an occupation that is higher than it was for the entire Lido in 2002.

6. Concluding remarks

The continuous observation of a beach with a video monitoring system is an efficient method to get a spatial and temporal picture of beach attendance. Beach with best attendance being observed under various seasons, day, hour, and weather conditions are therefore hard to predict (Kammler and Schernewski, 2004). Only a permanent system can provide such information, at low-cost and with a reasonable accuracy. Uncertainties exist, associated with the oblique view of images, disturbance by objects at the beach (umbrellas, wind shelters). Additional processing developments will have to be done to increase accuracy, but the consistency with the visual estimation of users, and the huge number of images analyzed indicate that the automatic tool provides realistic results and can supply useful information for coastal management at the Lido of Sète but also on every beach where a video or webcam system exists.

Results obtained on the Lido of Sète are consistent with other studies in the Mediterranean (Guillen et al., 2008; Yepes, 2002) regarding the daily temporal distribution of users, but the seasonal beach used is much more marked on this “natural” beach than on Spanish urban beaches, where beach occupation remains at an important level the entire year.

Occupation of a limited part of the beach close to the sea is interesting because it tends to demonstrate that beach width has a limited influence of the frequentation. All beach users are located in the first 20–30 m from the shoreline, even if beach width is much larger. This phenomenon has already been observed on Mediterranean beaches (Valdemoro and Jimenez, 2007) that noted that the resting zone has a limited impact on the beach carrying capacity. In most cases, users prefer to stay closer to the waterline in a crowded zone instead of dispersing widely over the beach surface. This observation questions the commonly accepted idea that a larger beach will have a more important recreational value. In most field enquiries undertaken along the Mediterranean coast, users always indicate a will to have a lower density on the beach (Rey-Valette and Fraysse, 2011), thus supporting the beach carrying capacity concept. This idea has participated to the argumentation to proceed to beach nourishments, particularly on Mediterranean beaches where beach tourism is an important economy and where a square meter of sand has an important economic value. The results obtained at the Lido of Sète tend to show that the beach carrying capacity is more driven by weather and temperature conditions rather than by beach surface.

The observed increasing number of users after the coastal management program that was implemented does not seem to be related with the enlargement of the beach width. The density of users is more or less the same where the beach width is improved than in places where nourishment was not undertaken yet. The increase of users probably results from the increase of services (WCs, safety, restaurants), but particularly on the development of accesses to the beach. These include the increase of car parks and the presence of free busses that favor the venue of people from the adjacent city of Sète.

Beach attendance at a recently managed coastal area is of particular importance for coastal managers both to develop new services and to evaluate the impact of the management on the

usage of the beach and the spatial and temporal behavior of beach users.

The development of video monitoring and webcam services along many coastal areas provides for a very large potential number of sites where the developed algorithm could be used to evaluate the beach attendance, beach use and the impact of coastal management on the beach carrying capacity.

Acknowledgments

The research leading to these results has received funding from the Ministry of Ecology, Sustainable Development and Energy within the LITEAU program under grant agreement n° 12-MUTS-LITEAU-3-CVS-015 – 2012 n° CHORUS 2100 937 856 (SOLTER project). The work was undertaken using video monitoring system deployed within the Thau Agglo – BRGM agreement for the monitoring of the Lido de Sète Beach. Wave data was provided by the CANDHIS network (<http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>). Dr L. Gomez-Pujol and an anonymous reviewer and acknowledge for their constructive remarks and their help to improve the manuscript.

References

- Balouin, Y., Tesson, J., Gervais, M., 2013. Cuspate shoreline relationship with near-shore bar behavior during storm events – field observations at Sète Beach, France. *J. Coast. Res.* (SI), 440–445.
- BCEOM, December 2001. General study for the protection and sustainable management of the Lido of Sète to Marseillan. General. synth. 122. Report (in French).
- Cete Méditerranée, 2002. Protection and Management of the Lido of Sète to Marseillan. In: Detailed Evaluation of Beach Attendance, p. 31. Report (in French).
- Davidson, M., Aarninkhof, S.G.J., Van Koningsveld, M., Holman, R., 2004. Developing coastal video monitoring systems in support to coastal management. *ICS 2004 Proceedings J. Coast. Res.* (SI 39).
- DGIC (Direction Générale de la compétitivité, de l'Industrie et de Services), 2013. Key Facts on Tourism, 2013 ed., p. 4 DGIC report.
- Dolle, C., Rocher, A., Schneider, M., Dormois, R., 2000. Frequentation touristique des plages, p. 48. AFT Report.
- Gervais, M., Balouin, Y., Thiebot, J., Certain, R., Belon, R., Pedreros, R., Robin, N., Berne, S., 2011. Morphodynamic evolution of nearshore bars in response to winter storms (Lido de Sète, NW Mediterranean). *J. Coast. Res.* SI64, 1855–1860.
- Gomez-Martin, B., 2004. An evaluation of tourist potential of the climate in Catalonia (Spain): a regional study. *Geogr. Ann.* 86, 249–264.
- Guillen, J., Garcia-Olivares, A., Ojeda, E., Osorio, A., Gonzalez, R., 2008. Long-term quantification of beach users using video monitoring. *J. Coast. Res.* 24, 1612–1619.
- Holland, K.T., Holman, R.A., Lippmann, T.C., Stanley, J., Plant, N., 1997. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE J. Ocean. Eng.* 22 (1), 81–92.
- Jimenez, J.A., Osorio, A., Marino-Tapia, I., Davidson, M., Medina, R., Kroon, A., Archetti, R., Ciavola, P., Aarninkhof, S.G.J., 2007. Beach recreation planning using video-derived coastal state indicators. *Coast. Eng.* 54, 507–521.
- Jurado, E., Dutto Gantas, A., Pereira da Silva, C., 2009. Coastal zone management: tools for establishing a set of indicators to assess beach carrying capacity. *ICS 2009 proceedings J. Coast. Res.* SI56, 1125–1129.
- Kammler, M., Schernewski, G., 2004. Spatial and temporal analysis of beach tourism using webcam and aerial photographs. In: *Managing the Baltic Sea. Coastlines Reports*, vol. 2 (2004), pp. 121–128.
- Pereira da Silva, C., 2002. Beach carrying capacity assessment. How important is it? *J. Coast. Res.* SI36, 190–197.
- Rey-Valette, H., Rulleau, B., 2010. Perception by Beach Users of Marine Inundation Risks and Management Policies. *Miseeva project, Report*, p. 29. in French.
- Rey-Valette, H., Fraysse, N., 2011. Perception of Nourishment Works on the Beaches of the Gulf of Aigues-mortes, France. *Coastance Report, Comp.* 4, p. 36 (in French).
- Valdemoro, H.J., Jimenez, J.A., 2007. The influence of shoreline dynamics on the use and exploitation of Mediterranean tourist beaches. *Coast. Manag.* 34, 405–423.
- Yepes, V., 2002. Management of tourist areas: beaches. In: *Blanquer, D. (Ed.), Ordenacion y gestion del territorio turistico. Tirant lo Blanch, Valencia, Spain*, pp. 549–579 (in Spanish).
- Zhang, F., Wang, X.H., 2013. Assessing preferences of beach users for certain aspects of weather and ocean conditions: case studies from Australia. *Int. J. Biometeorol.* 57, 337–347.