

Processus conduisant les embouchures tidales dominées par la houle au comblement. Exemple de l'embouchure d'Óbidos, Portugal.

Xavier BERTIN¹, André FORTUNATO¹ et Anabela OLIVEIRA¹

¹ *Division des Estuaires et Zones Côtières, Laboratoire National d'Ingénierie Civile, Av. do Brasil, 101, Lisbonne 1700-066, Portugal. xbertin@lnec.pt*

Résumé :

Les embouchures des lagunes méso-tidales de la côte ouest Portugaises évoluent vers le comblement en période hivernale, faisant de leur gestion durable un véritable défi. Le modèle morphodynamique MORSYS2D est appliqué à l'embouchure d'Óbidos dans le but de comprendre cette évolution. Trois mécanismes principaux sont proposés : (1) la présence d'un transport *longshore* inverse en aval de l'embouchure, crée par la réfraction de la houle sur le delta de jusant ; (2) l'élévation du niveau moyen qui tend à annuler la dominance par le jusant de l'embouchure et (3) la composante *onshore* du gradient de tensions de radiation des vagues qui accélère les courants de flot et entraîne la dominance du flot pour des vagues supérieures à 1.5-2 m.

Abstract :

Meso-tidal inlets located on the Western coast of Portugal tend to evolve towards closing during winter months, challenging their sustainable management. The morphodynamic model MORSYS2D is applied to Óbidos lagoon to improve understanding such a behavior. Three mechanisms are proposed: (1) the presence of a reverse longshore transport downdrift caused by wave refraction on the ebb delta; (2) the elevation of mean sea-level which tends to attenuate ebb dominance at the inlet; (3) the onshore component of wave radiation stress gradients, which increases flood currents and turns ebb dominance to flood dominance at the inlet for waves larger than 1.5-2 m.

Mots-clés :

Modèle morphodynamique, embouchure tidale, houle, Portugal.

1 Introduction

Les lagunes et embouchures méso-tidales Portugaises présentent des enjeux socio-économiques très importants du fait de leur utilisation pour le développement d'activités portuaires, aquacoles et touristiques, mais aussi de la

présence d'habitations sur le cordon dunaire, en dépit du risque d'érosion. Ces systèmes côtiers sont caractérisés par une dynamique intense, en raison du régime méso-tidal auquel se superpose un climat de houle particulièrement énergétique en période hivernale. La côte ouest Portugaise comporte plusieurs lagunes de petite dimension (quelques kilomètres carrés) dont l'embouchure est complètement dominée par la houle en hiver et tend à se combler en l'absence d'intervention humaine. C'est notamment le cas de l'embouchure tidale d'Óbidos, qui présente une dynamique exceptionnellement forte et peut évoluer vers le comblement en quelques années en l'absence d'intervention humaine (Oliveira et al., 2006). La gestion durable de ces embouchures dominées par la houle représente donc un véritable défi, d'autant que le détail des processus conduisant ce type d'embouchure au comblement constitue une question scientifique ouverte.

Les modèles numériques morphodynamiques constituent une approche très prometteuse pour mieux comprendre et prévoir la dynamique des embouchures tidales. Bien que ces systèmes de modélisation aient récemment connu un développement intense au niveau international, l'obtention de résultats réalistes dans les environnements soumis à la houle et à la marée est limitée à quelques exemples seulement (Cayocca, 2001; Work et al., 2001; Grunnet et al., 2004). Néanmoins, même si l'obtention de prédictions morphologiques réalistes constitue un défi dans les environnements mixtes, les modèles morphodynamiques offrent un potentiel énorme et peu exploité pour améliorer le niveau de compréhension de ces systèmes côtiers.

Cette étude présente l'application du système morphodynamique MORSYS2D (Fortunato et Oliveira, 2004 ; Bertin et al. soumis) à l'embouchure tidale d'Óbidos, dans le but de comprendre les mécanismes responsables des évolutions morphologiques intenses de cette embouchure.

2 La Zone d'étude

La lagune d'Óbidos se situe sur la côte ouest Portugaise, à environ 100 km au nord de Lisbonne et correspond à une petite lagune côtière de 6 km², dont la profondeur moyenne est de l'ordre de 2 m (figure 1). Son embouchure a une largeur de l'ordre de 100 m et est bordée de falaises de grès au NE et au SE, qui limitent ses migrations latérales dans une fenêtre d'1 km environ (figure 1).

La côte ouest Portugaise est soumise à un régime de marée semi-diurne, dont le marnage varie entre 0.5 et 3.5 m (mésotidal). Au niveau de la zone d'étude, la

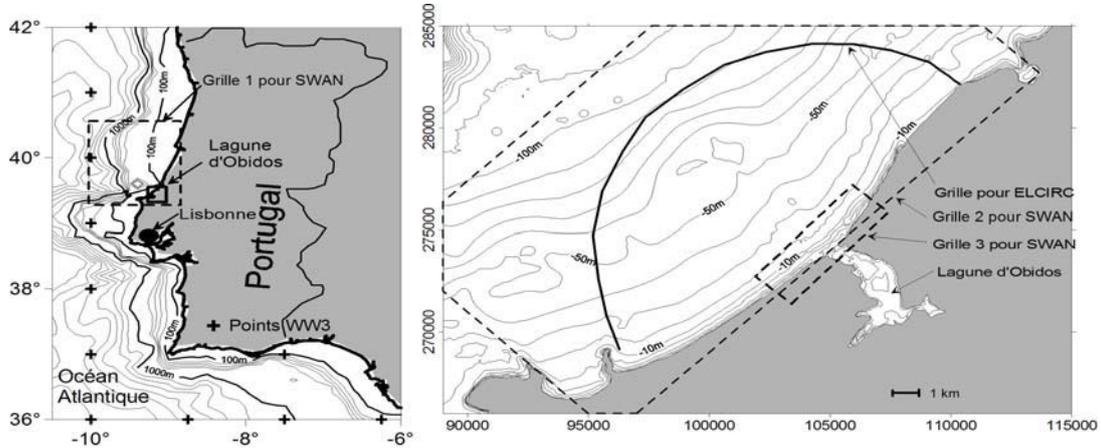


Figure 0. Localisation et bathymétrie de la zone d'étude et limites des grilles de calcul pour les modèles SWAN et ELCIRC.

marée varie considérablement dans l'espace, avec une forte atténuation de son énergie entre l'océan et la partie amont de la lagune. La propagation de la marée dans la lagune varie aussi de façon importante selon un cycle saisonnier, comme l'illustre par exemple l'évolution de l'amplitude du constituant M2 de moins de 0.25 m en hiver à plus de 0.5 m en été (Oliveira et al., 2006). Les apports en eau douce sont faibles et correspondent à 5 % du prisme tidal.

L'embouchure est également soumise à l'action de houles très énergétiques, particulièrement en hiver, où la hauteur significative au déferlement peut dépasser 6 m (Oliveira et al., 2006). Ces houles ont une direction moyenne globalement perpendiculaire à la côte (N315°), avec une incidence plus nord en été et plus ouest en hiver. L'*upwelling* de la côte ouest Portugaise établi entre mai et septembre (Fiúza, 1982) est accompagné de vents thermiques de nord de l'ordre de 10 m/s, qui génèrent des mers de vent se superposant aux houles océaniques pendant cette période.

3 Le modèle morphodynamique

3.1 Structure générale

Le système de modélisation morphodynamique MORSYS2D est en développement au LNEC depuis plus de 5 ans (Fortunato et Oliveira, 2004) et permet de simuler la dynamique et l'évolution morphologique des systèmes côtiers sous l'action de la marée, de la houle, du vent et des apports en eau continentale. Ce système consiste en un script C-Shell qui réalise le couplage et l'échange d'informations entre un modèle de houle, un modèle de marée et un modèle de transport sédimentaire et d'évolution du fond. Les derniers

développements de MORSYS2D sont décrits dans Bertin et al. (2008) et incluent l'implémentation d'un pas de temps adaptatif, le couplage complet avec le modèle de houle SWAN (Booij et al., 1999) forcé au large de ce modèle de houle par emboitement dans le modèle global WW3 de la NOAA (Tolman et al., 2002).

3.2 Le modèle de houle et le calcul du forçage houle

Le modèle spectral de houle SWAN (Booij et al., 1999) est utilisé pour simuler la propagation de la houle depuis le large jusqu'à l'embouchure d'Óbidos. Ce modèle a été paramétré pour prendre en compte le frottement sur le fond, la contribution du vent, les interactions entre triplets et quadruplets de fréquence et la dissipation d'énergie par déferlement bathymétrique et par moutonnement. Afin d'optimiser le ratio temps de calcul/résolution au niveau de l'embouchure, 3 grilles de calcul sont emboîtées, avec des résolutions spatiales de 500, 100 et 10 m (figure 1). Un spectre constant de type Gaussien est appliqué le long de la frontière ouverte, avec un étalement directionnel de 25 °. Les forçages du vent et de la houle proviennent des données du modèle WW3 et sont extraits en un point de simulation situé au large de la zone d'étude (40 °N, 10 °W). Les hauteurs significatives H_s , périodes moyennes T_m et directions moyennes D_{ir} de la houle sont exportées suivant une grille régulière de maille 10 m. Les vitesses orbitales U_{orb} , la longueur d'onde λ , les vitesses de groupes C_g et de phase C et l'énergie E de la houle sont ensuite calculées selon la théorie linéaire. Les tensions de radiation des vagues sont calculées selon la formulation de Longuet-Higgins et Stewart (1964), puis leur gradient est calculé dans la grille régulière de SWAN par une méthode de différences finies centrées. Les différents paramètres de la houle ainsi que les gradients des tensions de radiation des vagues sont finalement interpolés de façon linéaire sur les maillages irréguliers des modèles d'écoulement et de transport.

3.3 Le modèle de circulation hydrodynamique

Le modèle de circulation hydrodynamique ELCIRC (Zhang et al., 2004) résout les équations de Naviers-Stokes et de transport de salinité et de chaleur en 3 dimensions. Dans le cadre de cette étude, ELCIRC est utilisé avec un seul niveau vertical et équivaut donc à un modèle 2DH. ELCIRC utilise une méthode de volumes finis pour limiter les erreurs de masse et permet un traitement naturel des zones découvrantes. La combinaison d'un algorithme semi-implicite et le traitement Lagrangien des termes advectifs assure une bonne stabilité numérique, même pour des pas de temps importants. La discrétisation horizontale est réalisée selon un maillage triangulaire, dont la taille des éléments dans le cadre de cette étude varie de 1000 m au large à 5 m au niveau de l'embouchure d'Óbidos.

ELCIRC est forcé au large par la marée, calculée le long de la frontière ouverte grâce aux amplitudes et phases des 7 constituants principaux de la marée (O1, K1, N2, M2, S2, K2 et Z0), obtenus par interpolation du modèle régional de Fortunato et al. (2002). Le forçage du vent est également pris en compte et provient de séries temporelles du modèle WW3. Enfin l'influence des vagues est prise en compte par l'ajout des termes du gradient de tension de radiation (τ_{sx} , τ_{sy}) dans l'équation de quantité de mouvement. L'inclusion d'un terme de diffusion de la quantité de mouvement liée aux vagues n'a pas été considérée explicitement, l'hypothèse ayant été faite que le schéma numérique d'ordre bas d'ELCIRC génèrait déjà une diffusion numérique. Cette hypothèse a été validée en étudiant la distribution *cross-shore* du courant longshore sur une plage dominée par la houle (Bertin et al., 2008).

3.4 Le modèle de transport et d'évolution du fond

Le modèle de transport sédimentaire SAND2D (Fortunato et Oliveira, 2004 ; Bertin et al., 2008) assure 3 fonctions : (1) calculer les flux sédimentaires ; (2) mettre à jour la bathymétrie et (3) calculer le prochain pas de temps morphodynamique.

SAND2D calcule les flux sédimentaires Q_s au centre des éléments et les intègre sur le pas de temps morphodynamique Δt en utilisant l'une des nombreuses formules empiriques implémentées et en les forçant par des séries temporelles de hauteur d'eau, de vitesses et de paramètres de la houle. Dans le cadre de cette étude, la formule d'Ackers et White (1973) adaptée aux vagues par Van De Graaff et Van Overeem (1979) a été choisie après comparaison avec des expériences de traçages fluorescents (Bertin et al., 2008).

SAND2D résout ensuite d'équation de conservation du sédiment (équation (1)) par une méthode de volumes finis centrée sur les nœuds et en utilisant de façon optionnelle une méthode de prédicteur-correcteur :

$$\Delta h^i = \frac{1}{1-\rho} \nabla Q_{s*}^i \quad (1)$$

où Q_{s*} correspond aux flux sédimentaires intégrés sur le pas de temps morphodynamique incluant un terme de diffusion artificielle, Δh est la variation de la bathymétrie au nœud considéré et ρ est la porosité du sédiment.

Toutefois, malgré l'utilisation d'un algorithme prédicteur-correcteur, la stabilité de la solution de l'équation (1) est limitée par le nombre de Courant, pour lequel nos tests numériques ont montré que la stabilité était obtenue jusqu'à des valeurs de l'ordre de 10. Sachant que pour un pas de temps morphodynamique constant, ce nombre de Courant varie sur près de 3 ordres de grandeur au cours

d'un cycle de marée, un pas de temps morphodynamique adaptatif a été implémenté (Bertin et al., 2008). Dans le cas d'Óbidos, cette procédure permet typiquement d'utiliser un pas de temps morphodynamique variant de $\Delta t = 45$ minutes pendant les étales de marée et en période houle faible, à $\Delta t = 2$ minutes à mi-marée et/ou en période de houle très forte.

4 Résultats et discussion : processus conduisant les embouchures tidales dominées par la houle au comblement

Les données bathymétriques et les analyses marégraphiques et les résultats du modèle ont confirmé qu'en période estivale, l'embouchure d'Óbidos s'élargissait et favorisait la propagation de la marée alors qu'en période hivernale, l'embouchure se comblait et la propagation de la marée était fortement altérée (Oliveira et al., 2006). Afin de comprendre les mécanismes responsables de ces évolutions, le modèle MORSYS2D est appliqué pour différents scénarios de houle et de niveau moyen dans le but d'analyser les processus physiques qui favorisent le développement de l'embouchure en période de beau temps et son comblement en période hivernale. Pour pouvoir dissocier les différents effets, les simulations ont été lancées en mode « morphostatique » (bathymétrie constante) avec une marée simplifiée représentée par M2 seulement.

4.1 Le transport *longshore*

Le transport *longshore* a depuis longtemps été invoqué pour expliquer le comblement des embouchures tidales. Ainsi Bruun et Geritsen (1960) ont proposé un critère de stabilité des embouchures en fonction du prisme tidal et de la dérive littorale annuelle nette. Afin de démontrer que ce dernier paramètre est insuffisant, deux simulations numériques ont été lancées: (1) pour une houle d'ouest ($H_s=2$ m, $T_p=12$ s et $D_{ir}=N270^\circ$), générant un transport *longshore* globalement dirigé vers le nord et (2) pour une houle de nord ($H_s=2$ m, $T_p=12$ s et $D_{ir}=N350^\circ$), générant un transport *longshore* globalement dirigé vers le sud. Les flux sédimentaires ont été intégrés aux travers de deux sections de part et d'autre de l'embouchure et au cours du cycle de marée (figure 2).

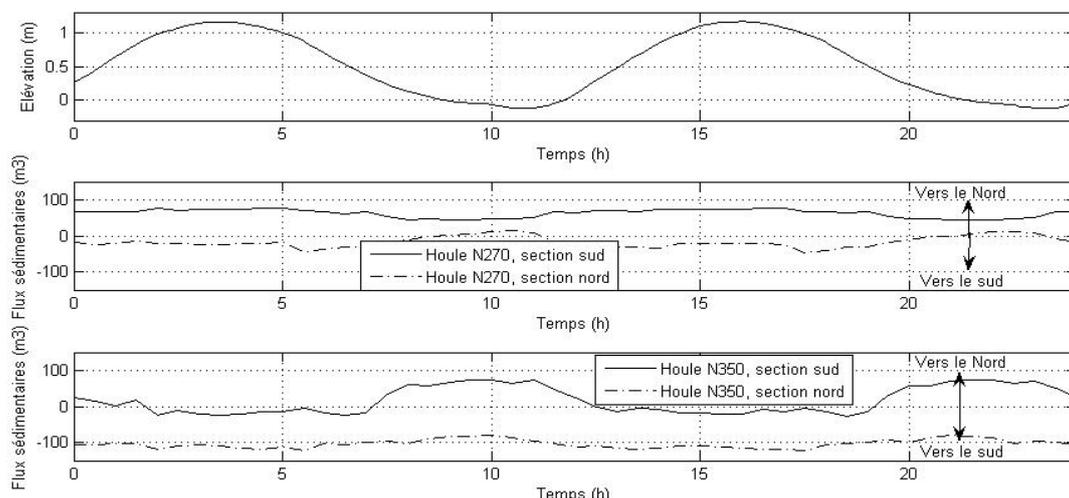


Figure 0. Flux sédimentaires de part et d'autre de l'embouchure en fonction de l'orientation de la houle au large.

Ces simulations numériques montrent d'abord qu'en amont de l'embouchure (par rapport à la composante *longshore* de la direction de la houle), le transport *longshore* est dirigé dans le sens de propagation de la houle au large. A l'inverse, du côté aval de l'embouchure et pour une grande partie du cycle tidal, le transport est de direction opposée si bien qu'il converge de part et d'autre de l'embouchure. Cette convergence du transport de part et d'autre de l'embouchure est due à la réfraction de la houle sur le delta de jusant, qui entraîne localement un transport *longshore* « inverse ».

4.2 L'influence du niveau moyen

Pour ce second test, l'influence du niveau moyen Z_0 a été évaluée en réalisant des simulations sans houle pour 4 valeurs: $Z_0 = -0.2$ m, $Z_0 = 0$ m, $Z_0 = +0.2$ m, $Z_0 = +0.4$ m. Afin d'étudier l'influence du niveau moyen sur la dynamique de l'embouchure, les flux sédimentaires ont été calculés au travers d'une section de l'embouchure pour un cycle tidal (figure 3).

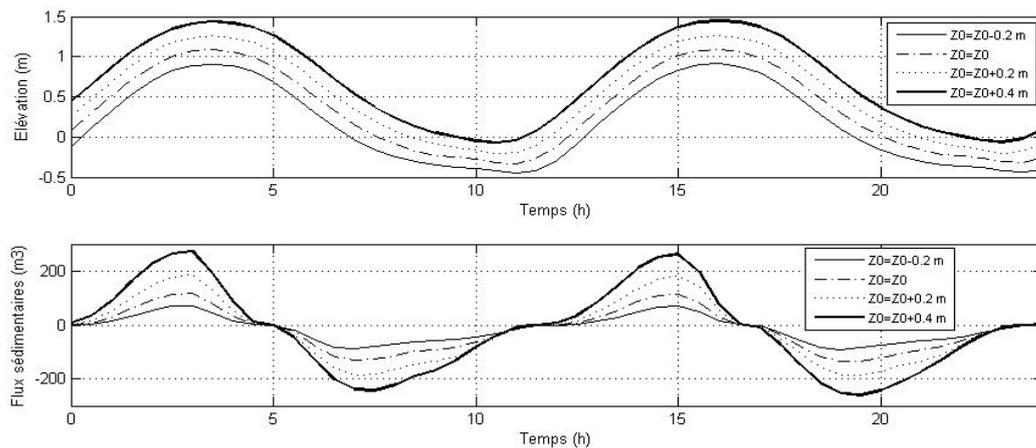


Figure 0. Evolution de la propagation de la marée et des flux sédimentaires au travers de l'embouchure en fonction du niveau moyen.

Ces résultats mettent tout d'abord en évidence que l'augmentation du niveau moyen augmente la propagation de la marée dans la lagune et par conséquent la vitesse des courants de marée et les flux sédimentaires. L'augmentation du niveau moyen entraîne également une diminution de la distorsion tidale, illustrée notamment par une diminution de l'amplitude de l'onde M4 (table 1). Ceci modifie donc également le transport résiduel sur un cycle de marée, qui peut être mesuré par le rapport R entre la quantité de sédiment sortant au jusant et la quantité entrant au flot. Ce rapport évolue de $R = 2.2$ pour des conditions de décote ($Z_0 = -0.2$ m, table 1) à $R = 1.3$ pour des conditions de surcote modérées ($Z_0 = +0.4$ m, table 1). Ce résultat signifie que l'élévation du niveau moyen pendant les surcotes tend à diminuer fortement la dominance du jusant et donc favorise le

comblement de l'embouchure.

Z_0	-0.2 m	0	+ 0.2 m	+ 0.4 m
Amplitude M2	0.72 m	0.77 m	0.83 m	0.88
Phase M2	181 °	184 °	186 °	188 °
Amplitude M4	0.11	0.09	0.07	0.05
Phase M4	325 °	316 °	304 °	290 °
R (Volume de sédiments sortant/ volume entrant)	2.2	1.9	1.6	1.3

Tableau 1 Evolution de la distorsion tidale et du transport résiduel en fonction du niveau moyen.

Les conditions estivales combinent des vagues plus faibles (*setup* plus faible), et des vents de nord et des pressions atmosphériques plus élevées qui tendent à abaisser le niveau moyen et donc favorisent la dominance du jusant et le creusement de l'embouchure. A l'inverse les conditions hivernales combinent des vagues très fortes, des vents de SW et des pressions atmosphériques plus basses, qui tendent à diminuer fortement la dominance du jusant.

4.3 La composante on-shore du gradient de tension de radiation des vagues

Sachant que la composante *onshore* du gradient de tension de radiation des vagues génère une surélévation du niveau moyen et que la section précédente a montré que le niveau moyen était un paramètre essentiel dans la dynamique de l'embouchure, la première partie de ce test vise à estimer cette surélévation ΔZ_0 pour quatre conditions de houle: $H_s = 0$ m, $H_s = 1$ m, $H_s = 2$ m et $H_s = 3$ m ($T_p=12$ s et incidence normale). Afin de s'affranchir de cet effet et de n'étudier que l'impact du gradient de tensions de radiations sur les courants et le transport sédimentaire, la valeur de la surélévation ΔZ_0 est ensuite retranchée au niveau moyen Z_0 (table 2).

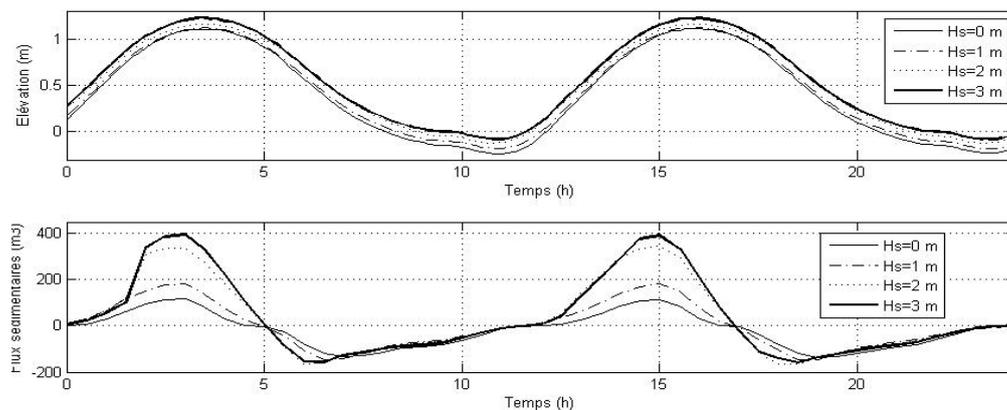


Figure 0. Elévations et flux sédimentaires au travers de l'embouchure en fonction de la hauteur significative des vagues.

Les résultats numériques montrent que la présence de vagues au niveau de

l'embouchure accélère les courants de flot et diminue ceux de jusant. En termes de transport résiduel au niveau de l'embouchure, la présence de vagues diminue fortement la dominance du jusant et devient dominée par le flot pour des hauteurs significatives supérieures à 1.5– 2 m (table 2).

H_s	0 m	1 m	2 m	3 m
ΔZ_0	0 m	0.05 m	0.10 m	0.15 m
R (Volume de sédiments sortant/ volume entrant)	2.2	1.1	0.6	0.5

Tableau 2. Elévation du niveau moyen et transport résiduel en fonction de la hauteur significative des vagues.

Au niveau d'une plage, la composante *onshore* du gradient de tension de radiation des vagues est compensée par le setup qu'elle induit et ne génère donc pas de courants *cross-shore*. Nous proposons que dans le cas des petites embouchures dominées par la houle, cette composante *onshore* du gradient de tension de radiation ne soit pas compensée et modifie fortement les courants de marée. Ce phénomène doit toutefois être transitoire et son intensité diminuer au fur et à mesure qu'une surcote se développe dans la lagune. Nous proposons également que ce processus soit responsable de la migration vers la côte du delta de jusant en période de tempête (reproduite par le modèle, mais pas présentée ici), à l'inverse des plages dominées par la houle où les barres de déferlement ont tendance à migrer au large sous l'action de l'*undertow*.

5 Conclusion

Le modèle MORSYS2D a été appliqué à la lagune d'Óbidos, dans le but de mieux comprendre le développement de son embouchure en période estivale et son comblement en période hivernale. Trois mécanismes ont été mis en évidence :

- (1) La présence d'un transport *longshore* «inverse» en aval de l'embouchure, du fait de la réfraction de la houle sur le delta de jusant ;
- (2) L'élévation du niveau moyen en période hivernale, qui atténue fortement voire annule la dominance du jusant;
- (3) La composante *onshore* du gradient de tension de radiation des vagues qui augmente les courants de flot et entraîne une dominance du flot au niveau de l'embouchure pour des vagues supérieures à 1.5-2m.

Outre l'intérêt local de cette étude, ces mécanismes doivent être étudiés dans d'autres embouchures tidales afin de les généraliser le cas échéant.

Remerciements

Xavier Bertin est financés par la commission Européenne au travers de son post-doctorat Marie Curie EIF (Projet IMMATIE-041171). Les équipes ayant développé les codes ELCIRC et SWAN sont également remerciées.

Références bibliographiques

- 1 ACKERS, P. et WHITE, W.R. (1973). *Sediment transport: new approach and analysis*. Journal of Hydraulics Division 99 (1), 2041–2060.
- 2 BERTIN X., FORTUNATO, A.B. et OLIVEIRA, A. (2008). Simulating morphodynamics with unstructured grids: description and validation of an operational model for coastal applications. Soumis à Ocean modelling.
- 3 BOOIJ, N., RIS, R., HOLTHUIJSEN, L. (1999). *A third-generation wave model for coastal regions. 1. Model description and validation*. Journal of Geophysical Research 104 (7), 649–666.
- 4 BRUUN P. et GERITSEN, F. (1960). *Stability of coastal inlets*. North Holland publ. Co., Amsterdam, 123 p.
- 5 CAYOCCA, F., 2001. *Long-term morphological modeling of a tidal inlet: the Arcachon Basin, France*. Coastal Engineering, 42(2) 115-142.
- 6 FORTUNATO, A.B., PINTO, L., OLIVEIRA, A. et FERREIRA, J.S., (2002). *Tidally-generated shelf waves off the western Iberian coast*. Continental Shelf Research 22, 1935-1950.
- 7 FORTUNATO, A.B. et OLIVEIRA, A (2004). *A modeling system for tidally driven long-term morphodynamics*. Journal of Hydraulic Research, 42 (4), 426-434
- 8 FIUZA, A. F. G., MACEDO, M. E. et GUERREIRO, M. R. (1982). *Climatological space and time variation of the Portuguese coastal upwelling*. Oceanologica Acta 5, 31–40
- 9 GRUNNET, N.M., WALSTRA, D.J.R. et RUESSINK, B.G. (2004). *Process-based modelling of a shoreface nourishment*. Coastal Engineering 51 (7), 581– 607.
- 10 LONGUET-HIGGINS, M.S. and STEWART, R.W. (1964). *Radiation Stresses in Water Waves: A Physical Discussion, with Applications*. Deep Sea Research 11, 529-562.
- 11 OLIVEIRA, A., FORTUNATO, A.B. and REGO, J.R.L. (2006). Effect of morphological changes on the hydrodynamics and flushing properties of the Óbidos lagoon (Portugal). *Continental Shelf Research* 26 (8), 917-942
- 12 TOLMAN, H.L., BALASUBRAMANIAN, B., BURROUGHS, L.D., CHALIKOV, D.V., CHAO, Y.Y., CHEN, H.S. et GERALD, V.M. (2002). *Development and implementation of wind generated ocean surface wave models at NCEP*. Weather and Forecasting 17, 311–333.
- 13 VAN DE GRAAF, J. et VAN OVEREEM, J. (1979). *Evaluation of sediment transport formulae in coastal engineering practice*. Coastal Engineering 3, 1 –32.
- 14 WORK, P.A, GUAN, J., HAYTER, E.J. et ELCI, S. (2001). *Mesoscale model for morphologic change at tidal inlets*. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering 127 (5), 282-289.
- 15 ZHANG, Y., BAPTISTA, A.M. et MYERS, E.P. (2004). *A cross-scale model for 3D baroclinic circulation in estuary-plume-shelf systems: I. Formulation and skill assessment*. Continental Shelf Research, 24(18), 2187-2214.