

Morphodynamique d'une plage microtidale à barres subtidales en condition de tempête : cas de l'avant plage de Mahdia, Tunisie

Morphodynamics of a microtidal sandbar beach under storm condition: case of the Mahdia nearshore, Tunisia

Oula AMROUNI ^{1*}, Raúl MEDINA ² & Saâdi ABDELJAOUAD ³

1. Institut National Des Sciences et Technologies de la Mer, Laboratoire du Milieu Marin, 28 rue 2 mars 1934 Salammbô, 2025, Tunisie.

*(oulaamrouni@gmail.com / oula.amrouni@instm.rnrt.tn)

2. Environmental Hydraulics Institute, Universidad de Cantabria-Fundacion IH. Isabel Torres no 5, 39011. Santander, Spain.

3. Campus Universitaire Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, Laboratoire de Ressources Minérales et d'Environnement, Rommana 1068, Tunisia.

Résumé. L'effet du changement climatique s'illustre dans l'élévation du niveau de mer et l'agressivité ascendante des événements météo-marins sur les milieux côtiers, voué à une accélération extrêmement forte (IPCC 2007). L'action des tempêtes marines va entraîner des réponses morphologiques rapides et des impacts importants sur les littoraux sableux particulièrement l'érosion des plages et le recul du trait de côte. Certains rivages tunisiens sont déjà touchés par cet aléa notamment la baie de Ras Dimas-Cap Africa (Mahdia), objet de cette étude. L'objectif de ce travail consiste à suivre la réponse de deux profils de plage sableuse dissipative à barres subtidales sous des conditions de forçages hydrodynamiques de tempête au niveau de Mahdia au Golfe de Hammamet en Tunisie. La méthodologie adoptée s'est basée sur des mesures bathymétriques de l'avant côte acquises lors de deux campagnes de mesures en 2004 et 2006, complétées par la simulation numérique grâce à un nouvel modèle morphodynamique: Système de Modélisation côtière (SMC). Cet outil a été développé et validé en Espagne par la Direction Générale des Côtes et le Groupe d'Ingénierie Océanographique et Côtière (GIOC) de l'Université de Cantabrie. La modélisation côtière appliquée fournit une estimation de l'évolution spatiale de la hauteur de la houle en fonction de la bathymétrie, un suivi de la surélévation de la masse d'eau ainsi que le déplacement des barres sédimentaires engendré par les courants de fond (courant de retour). Soumises à des conditions de haute énergie d'une houle de tempête, les barres sableuses migrent vers le large puis reviennent vers la côte. Le rapprochement des barres du rivage est associé à un engraissement de la plage sous des conditions de forte houle au niveau du centre de la baie où la plage est à faible pente et à deux barres sableuses. Néanmoins au sud de la baie, où une seule barre est présente, le bilan sédimentaire s'oriente vers une érosion et un recul de la ligne de rivage lors d'événements météo-marins de forte énergie et il est marqué par une migration vers le large de la barre subtidale.

Mots-clés: Tempête, profil de plage, barre sédimentaire, SMC-PETRA, morphodynamique, Mahdia, Tunisie.

Abstract. The effects of global climate change are illustrated by rising sea level and the increase of intensity of storm events. The highest waves generated attack the upper beach. This combination of the two factors would produce severe erosion, threatening the coastline. The Ras Dimas-Cape Africa (Mahdia, Tunisia) coastline and adjacent areas are particularly exposed to such impact. The aim of this study is to assess the response of wave-dominated sandbar beach under storm events in two different cross shore cases in the Mahdia beaches. The methodology adopted is based on the surveyed bathymetry of the nearshore (2004-2006), completed with the morphodynamic numerical model SMC (Tunisian SMC software, Hispano-Tunisian project of coastal rehabilitation, TUNEROSION). The model has been developed and validated by the Spanish Government and the Ocean and Coastal research Group (GIOC) (University of Cantabria, Spain). Coastal modelling provides the wave high and wave induced set-up created by breaking wave and the sediment transport volume calculated as a function of local conditions. The response of sandbars to storm condition is moving onshore and migrates seaward. The morphodynamic result is however an accretion of the nearshore under the storm wave at the center of the bay (two sandbars with gentle slope). Nevertheless, in the southeast beach, where we find single sandbar, the sediment budget is characterized by shoreline retreat during high wave energy and the migration offshore of this sandbar beach.

Keywords: Storm, beach profile, sandbar, SMC-PETRA, morphodynamics, Mahdia, Tunisia.

Abridged English version

Introduction

Mahdia beach, located in oriental sahel of Tunisia, is a

sandy beach with morphodynamic stages ranging from dissipative to intermediate but still close to the dissipative regime. This beach can display up to two sandy bars which are active during high energy events. Since the beach is located in a microtidal regime, flood events are mainly

caused by storm surges which can reach 2.8 m. During such events the highest rates of beach erosion are observed. The aim of this study is to assess the response of nearshore beach system to both surge storm event and the active wave action, and therefore to provide recommendations to the socio-economical community.

Physical setting

The study area is aligned about 15 km long of coastline with a sandy beach and an irregular dune ridge bordering the offshore between cape Africa and cape Dimas along the Bay of Mahdia (Fig. 1). Morphology displays a sandy sedimentary prism composed of three compartments spreading from south to north. At both ends, the prism is poor in sediments along the cape promontory. In the central part, it is more regular for about 7 to 8 km, forming a 1.4 % slope leading, at -10 to -12 m, to a slightly sloping plateau with relief lines highlighting the general contour of the bay. This sedimentary slope is abruptly limited to the north by a relief alignment, located in the extension of the Moknine fault. Based on the bathymetric survey undertaken in August 2006 and spatial evolution established from the aerial photographs (taken in 1968 and 1997), previous study identify the offshore sand-bars structures in the bay (Amrouni *et al.* 2007). It was recorded between the coastline and -4 m, two of them located in the centre of the prism; but only one to its north and south ends. The outer bar, about 5 km long, develops in a continuous and rather linear way at a depth of -3 to -4 m with the crest toward -2/-2.5 m. The inner bar, the only one which extends along the entire bay, is segmented in oblique sections to the shore, at variable angles.

Dynamic characteristics

The coastal zone of Mahdia is under seasonal wind regime. Local wind data, supplied by the meteorological station of Rejiche harbour (Mahdia locality), show active directions for each season. Taking into account directions of the bay shoreline, N20E in the north to N135E in the south, and in the context of littoral drift, the most active winds blow from the east. They are the generally dominant winds (57 to 81.8% of the time), except in the winter when the offshore winds are the most frequent ones (61% of the time). In fact, considering the directions of littoral drift likely to be activated by marine winds, it is necessary, for the largest part of the bay, to distinguish between N to E winds or even ESE winds maintaining a southward drift and ESE winds in the south of the bay that generating a northward drift. The former are most frequent in all seasons, even though their dominance is only clear in spring and summer. The N to ENE quadrant is also the most active one (23.5% in winter, 39 % in spring, 34.3% in summer and 26.7% in the autumn).

The most frequent waves landing on the Tunisian coast come from the northeast sector with dominating winds as well as from the north sector. They are responsible for 75% of the activity observed. However, waves from E to SSE were recorded too. This distinction also reflects seasonal distribution of winds, with a decrease in E to SSE wind speed in winter (6.4% active winds) against nearly 20 to 35% during the other seasons. Table 1 indicate wave

characteristics (height and period) according to their origin, based on yearly sea states, respectively exceeded by 50% and 1%. These visual data, observed on board commercial vessels come of the database of COADS (International Understanding Ocean-Atmosphere Dated Set), a North American project which has been gathering together information dating back to 1784. The available compilation for the Tunisian coast takes into account information dating from 1964 (Fig. 2). The tide is mixed, predominantly semidiurnal and microtidal, with a tidal range lower than 0.6 m during spring water.

Methodology

The coastal modeling system (SMC)

The methodology adopted is based on the detailed surveyed bathymetry of the nearshore (from the shoreline to -6 depth) (carried out in 2004 and 2006), completed by the morphodynamic numerical model SMC (Tunisian SMC software, Hispano-Tunisian project of coastal rehabilitation, TUNEROSION). The model has been developed and validated by the Spanish Government and the Ocean and Coastal research Group (GIOC) (University of Cantabria, Spain). The SMC_TUN has been performed in the Tunisian coast on behalf the international cooperation program (APAL, Tunisia and GIOC team, Cantabria, Spain in 2006) (Medina 2005, Gonzàles *et al.* 2007, Raabe *et al.* 2010). According to this methodology, the SMC is structured into five-modules: (1) Pre-process: BACO, ATLAS and ODIN; (2) Short-term: MOPLA and PETRA; (3) Long-term: SMC; (4) Coastal terrain; and (5) Tutorial: TIC. The pre-process module allows the processing of a database of morphodynamic information used as input for the different programs and models of the SMC. Short- Long-term modules include numerical models to analyze coastal systems on different scales of variability (hours–months–years) and are composed of morphodynamic evolution models in cross-profile 2DV and beach plan 2DH (Gonzàles *et al.* 2007) (Fig. 3). We adopted for the monitoring of the morphodynamic response of cross shore profile of beach under the hydrodynamic storm condition, the short-term module PETRA (2DV). This module includes several numerical models to analyze coastal systems on a short-term scale (hours–days) and to estimate coastline retreat. PETRA model consists of four main modules: the wave transformation module, the wave-induced current module, the sediment transport module, and the morphology module: (1) The wave transformation module is a phase-averaged model which refraction, shoaling and energy dissipation (Gonzàles *et al.* 2007). The wave data input were introduced via the Pre-process module ODIN. These visual wave data, observed on board commercial vessels come from the database of COADS (International Understanding Ocean - Atmosphere Dated Set), a North American project which has been gathering information dating back to 1784. The available compilation for the Tunisian coast takes into account information dating from 1964 (LCHF 1978, D.G.S.A.M. 1995). The coupled physical stationary differential equations included in PETRA model were: (i) Battjes & Janssen (1978), Thornton & Guza (1983), Larson (1995), Rattanapitikon & Shibayma (1998) to obtain wave

height (ii) De Vriend & Stive (1987) and Ranasinghe *et al.* (1999) are the formulation included to obtain the wave-induced set-up and the (*undertow*) current (iii) the sediment transport is calculated by the Soulsby (1997) equation (3). The sediment transport is calculated as a function of the local conditions, it is obtained by means of the energetic approach formulations: Bailard (1981) and Ranasinghe *et al.* (1999). The sediment transport in the swash zone is also calculated using Wise *et al.* (1996) formulation (González *et al.* 2007). (4) The morphology module used in PETRA update the water depths on a fixed grid by solving the conservation of sediment transport equation for an infinite beach. The modelling provides an estimation of the spatial evolution of the height of the swell according to the bathymetry, a monitoring of the set-up as well as the undertow created by wave refraction and the sediment transport. Two theoretical beach profiles compiled at storm wave condition were employed to test the response of two case of beach profile in the Mahdia's bay according to the morphology and sand-bar number of each profile. The first profile is located in the center of the bay: profile 8, the second one were chosen from the southern bay: profile 14 (Fig. 5). Moreover, the influence of waves and associated longshore currents cannot be neglected as they form the link between different sedimentary environments. From combined bar morphology and modelling tool (PETRA-SMC), local sediment transport movement associated to the profile morphology were identified. The PETRA model evaluate the sediment transport of the cross shore profile including the grain size characteristic, the wave refraction incidence and the detailed bathymetric nearshore shape (carried out in august 2006, Fig. 7). Taking account of the complexity of both hydrodynamic and sedimentary processes of the surf-swash zone related the three dimensional beach morphodynamic's we suppose the orthogonality hypothesis of beach movement. This later can be analyzed by studying independently the longitudinal and transversal movements of the beach. The orthogonality hypothesis allows the analysis of beach stability by studying separately the beach cross-shore (transversal axis) and the beach longshore (longitudinal axis) dimensions (De Vriend *et al.* 1993). Furthermore, the "equilibrium profile" is adopted to assess to wave forcing by adjusting their form to an equilibrium or constant shape attributable to a given type of incident wave or sediment characteristic (Fig 6) (González & Medina 1997, Bernabeu *et al.* 2003, Requejo *et al.* 2005).

Results

The shoreface morphodynamic

The modeling result of the swell propagation on the Mahdia nearshore shows the morphodynamic response of the cross shore profile under extreme condition of storm. In fact, the two-dimensional model describe the movement of

the sandy features (sand-bar and shoreline) in short-term condition, assuming the beach profile to maintain a statistical equilibrium at all time of the storm. The short-term result shows instability of the marine outer bar already established by diachronic long-term study (Amrouni *et al.* 2007, 2008). The wave-dominated bar-system, under the swell elevation, tend to migrate toward the offshore, the shoreline has to be eroded in the same time, because of the sediment lost remained by the bars. The PETRA assumes the several sensibility of the cross-shore morphology and the slope of the nearshore. Indeed, the profile 8 characterized by gentle slope and two bars (inner and outer) maintain the sand budget equilibrium after the storm (revealed by the shoreline less retreat). Otherwise, the steeper slope associated to the reduction of the number of bars (only the inner bar is present) of the profile 14 induces a resumption of the shoreline erosion seen in the storm event (at $H_s=2.6$ m). This profile has a less effective role to the attenuation of the swell refraction than the profile 8. This diagnosis was announced in previous studies, which reveals regression of the shoreline (estimated from 0.3 m to 0.6 m / year) on average by 35 years in the southern beach of Mahdia Bay (Amrouni 2002). The short-term and eventual dynamics of the two sedimentary bars are marked by particularly sensitive changes in the internal bar shape. However, these sedimentary sandy bodies have shown a capacity to auto-regulation dynamic in echelon 2D form, following the breaking of the linear ridge and its morphology reorganisation is related to a restricted sand supply of the shoreface bottom (Amrouni *et al.* 2007). This typological diversity and dynamics, which is not taken into account in the usual classifications of bars, suggests the introduction of a distinction between coasts abundantly provided with sandy material and those suffering from a sedimentary shortage. It also highlights the usefulness of observing the temporal typological versatility of nearshore sand-bar forms as an indicator of the sensitivity of sandy coastal zones to erosion.

However, several weaknesses of the model must be noted, it is difficult to understand how the distribution of the expected sediment transport (Fig. 12 A), which shows a undertow current towards the 120-130 m abscissa at profile 14, does not allowed to the formation of a sandy bar at the corresponding depth (-5 m, Fig. 12 B). Hydrodynamic field measurements should be made to better understand the relationships between the undertow current, sediment transport and induced morphology. Relationships established from formulation are already in the pre-processing programs, we have to improve the system by completing and incorporating new databases (onshore wave, validation by in situ hydrodynamic measurement), thus allowing the improvement of the system pre-processing programs. As mentioned by the creator of The SMC model, the system is a non-static system. The *SMC-TUN* must incorporate new scientific knowledge that could be included in the system by means of direct usage applications.

INTRODUCTION

Les systèmes littoraux sableux ont fait l'objet de nombreuses études durant les dernières décennies. Une

vision globale exprime, dans les descriptions bien connues, des états séquentiels de la zone littorale (Wright & Short 1984, Masselink & Short 1993). Un accent particulier est mis sur l'existence des barres sédimentaires d'avant-côte qui

sont, en effet, un trait caractéristique des côtes sableuses. Elles peuvent prendre différentes formes (oblique, festonnée, rectiligne, une ou plusieurs barres) comme l'atteste les classifications disponibles dans la littérature (e.g. Short & Aagaard 1993). Leur morphodynamique représente un thème très étudié (Greenwood & Davidson-Arnott 1979, Barousseau & Saint-Guily 1981, Dolan & Dean 1985, Hequette & Hill 1993, Ruessink *et al.* 2000, Levoy 2000, Certain 2002, Castelle 2004, Anthony *et al.* 2004, 2005, Desmazes 2005, Masselink *et al.* 2006, Sedrati & Anthony 2007). De part leur source potentielle en sédiments, les barres jouent un rôle majeur dans le bilan sédimentaire de la plage. Elles constituent une barrière naturelle contre l'attaque des vagues incidentes en dissipant l'énergie de déferlement (Van Rijn 1998). Cependant au niveau des côtes méditerranéennes, en occurrence les plages tunisiennes, la compréhension du fonctionnement de ces systèmes face aux nouveaux enjeux est encore entachée d'une insuffisante connaissance. A cet égard, des études sur l'évolution morphodynamique ont été entreprises (Amrouni 2008, Bardi 2010, Saidi *et al.* 2012, Saidi 2013, Louati 2014). En effet, la dynamique sédimentaire d'une côte sableuse résulte des processus morphodynamiques qui contribuent à faire évoluer son relief à travers le temps (Wright & Thom 1977, Cowell & Thom 1994). L'étude des forçages hydrodynamiques est déterminante pour la compréhension du fonctionnement des corps sédimentaires. La réfraction des houles incidentes à l'approche du rivage est responsable de l'évolution tridimensionnelle des structures de barres d'avant côte. Celles-ci deviennent généralement rectilignes pendant une tempête et ce, en un temps très rapide (Short 1999). Par contre, la mise en place des systèmes tridimensionnels (barres festonnées ou à chenaux de courant d'arrachement) est plus lente et se produit dans des conditions peu énergétiques qui se maintiennent pendant plusieurs jours à plusieurs semaines (Short 1978, Goldsmith *et al.* 1982). Une approche fonctionnelle établie par Certain (2002) sur un système de barres rectilignes au niveau de la plage de Sète (Golfe de Lion, France) a permis de décrire l'évolution morphodynamique de ce système littoral qui se manifeste sous deux modalités différentes : (i) un modèle *Net Offshore Migration* (N.O.M.) décrivant le remplacement d'une barre externe à la suite de sa disparition progressive vers le large—par une barre interne et (ii) un modèle *Oscillation autour d'une Position d'Equilibre* (O.P.E) se manifestant au terme d'un épisode saisonnier où les deux barres sont affectées par l'action énergétique des fortes houles de tempête. Le changement apparaît particulièrement sur la barre interne. A l'échelle décennale, le système varie autour d'une position d'équilibre «dynamique», les variations morphologiques résultent de l'action des houles dont la hauteur significative est supérieure à 2 m. La barre externe oscille faiblement passant d'une position rectiligne à oblique ou plus sinueuse (Certain 2002). La mobilité des barres se produit essentiellement au pic des tempêtes (Baldouin *et al.* 2012) et la cinétique des barres est principalement fonction du niveau d'agitation (Hs atteinte lors de l'évènement de houle) (Gervais *et al.* 2010).

La côte sableuse de Mahdia sujet de cette étude est soumise aux forçages hydrodynamiques marins (élévation du niveau marin, houles de tempêtes...) (Paskoff & Sanlaville 1983, Oueslati 1993) et anthropiques

(constructions portuaires, hôtels...) (Paskoff *et al.* 1991); elle a connu de nombreux changements morphologiques. La résultante de ces pressions est une tendance au recul de la ligne de rivage de -0.3 m/an (Amrouni 2008). Le prisme littoral de l'avant plage de Mahdia est marqué par une disette sédimentaire (Paskoff 1993, Oueslati 1993, Amrouni *et al.* 2007). Un système de deux barres de déferlement jalonne l'avant plage, avec une morphologie discontinue pour une réadaptation aux conditions de tempête, marque une pénurie sédimentaire (Amrouni *et al.* 2007). La barre externe, longue d'environ 5 km, se développe de façon continue et plutôt linéaire au centre de la baie, et disparaît vers les deux extrémités nord et sud. Cette diversité typologique souligne l'utilité de l'observation de la versatilité typologique des formes de barres comme indicateur de la sensibilité des zones sableuses à l'érosion côtière. La modélisation et la prédiction de la réponse des plages aux agents de forçages naturels (houles, marée, courants et vent) se situent dans le centre des intérêts des scientifiques depuis quelques années. La propagation des vagues et la morphodynamique associée des structures sédimentaires particulièrement des barres sous marines, sont importantes à comprendre pour fournir des solutions appropriées aux décideurs pour la gestion des zones côtières. Dans ce contexte, un nouvel outil numérique d'aide à la gestion du littoral : le *SMC* (*Système de Modélisation Côtière*) a été développé en Espagne par la Direction Générale des Côtes et le Groupe d'Ingénierie Océanographique et Côtière (GIOC 1998) de l'Université de Cantabrie. La présente étude utilise la méthodologie et les outils numériques du SMC que nous avons adapté aux côtes tunisiennes, dans le cadre d'un projet bilatéral entrepris par l'Agence de Protection et d'Aménagement du Littoral (APAL, Tunisie) en collaboration avec le GIOC suite à une convention Tuniso-Espagnole établie en 2006 : *SMC-TUN Coastal Modelling System* (TUNEROSION).

Ce travail de recherche vise à présenter les résultats du modèle SMC-TUN appliqué à la plage sableuse de Mahdia, pour une meilleure compréhension de la morphodynamique des corps sableux subtidaux. L'application de l'outil numérique spatio-temporel à micro-échelle au niveau de l'avant côte apportera des réponses d'aide à une meilleure gestion de l'érosion côtière dans notre zone d'étude.

SECTEUR D'ETUDE

Caractéristiques physiques de la zone d'étude

La zone d'étude correspond à l'avant côte du sud du golfe de Hammamet, au niveau de la baie de Ras Dimas-Cap Africa. de direction du rivage N20E au Nord à N135E au Sud. La figure 1 montre la localisation des différentes entités morphologiques qui bordent le secteur d'étude. Le cap rocheux de Ras Dimas correspond à la terminaison nord du vaste affleurement tyrrhénien, celui-ci forme une falaise à l'ouest de la plaine de Mahdia. Il est en outre le point de départ d'une longue flèche sédimentaire qui évolue en direction du golfe de Hammamet. La baie de Mahdia présente une côte jalonnée dans sa partie centrale par les lagunes d'Echraff (Fig. 1). Sa partie sud est constituée d'une plage sableuse, longue d'une quinzaine de kilomètres; et large de 50 à 30 mètres (m) en moyenne ; elle est bordée par

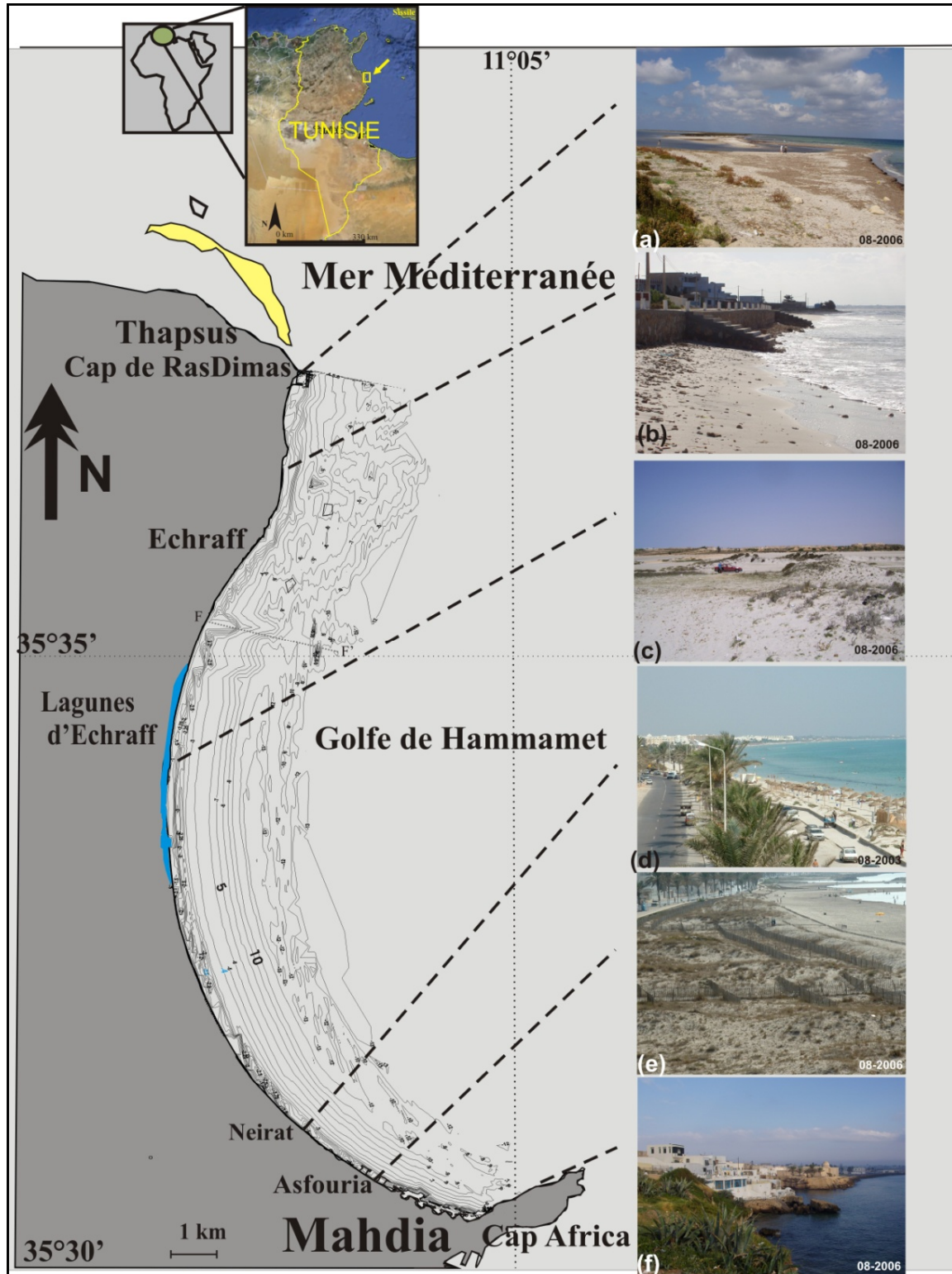


Figure 1. Localisation du secteur d'étude et vue d'ensemble des différentes entités morphologiques ; (a) La flèche sableuse de Ras Dimas; (b) La plage Echraff ; (c) Les lagunes d'Echraff ; (d) Plage de Neirat (e) Plage d'Asfouria (f) Cap rocheux Africa; FF, Faille de Mokrine.

Figure 1. The study field location. Overview of the different morphological entities; (a) the sandy spit of Ras Dimas; (b) The Echraff beach; (c) The Echraff lagoons ; (d) Neirat beach; (e) Asfouria beach ; (f) Cape Africa, FF, Mokrine fault.

un cordon dunaire assez développé, avec des hauteurs pouvant approcher les 4 m NGT (Niveau Général de la Tunisie). Ce complexe dunaire est inégalement étendu du sud au nord (Oueslati 1993, Amrouni 2008, Amrouni & Abdeljaouad 2009). En effet, développé vers le sud de la

baie, il se rétrécit vers le centre à quelques mètres de largeur et devient quasi absent au nord. Ses avant-dunes sont bien développées et végétalisées, les dunes transversales envahissantes sont entrecoupées par des couloirs de déflation et par des *sand-sheet* vers le nord de la baie

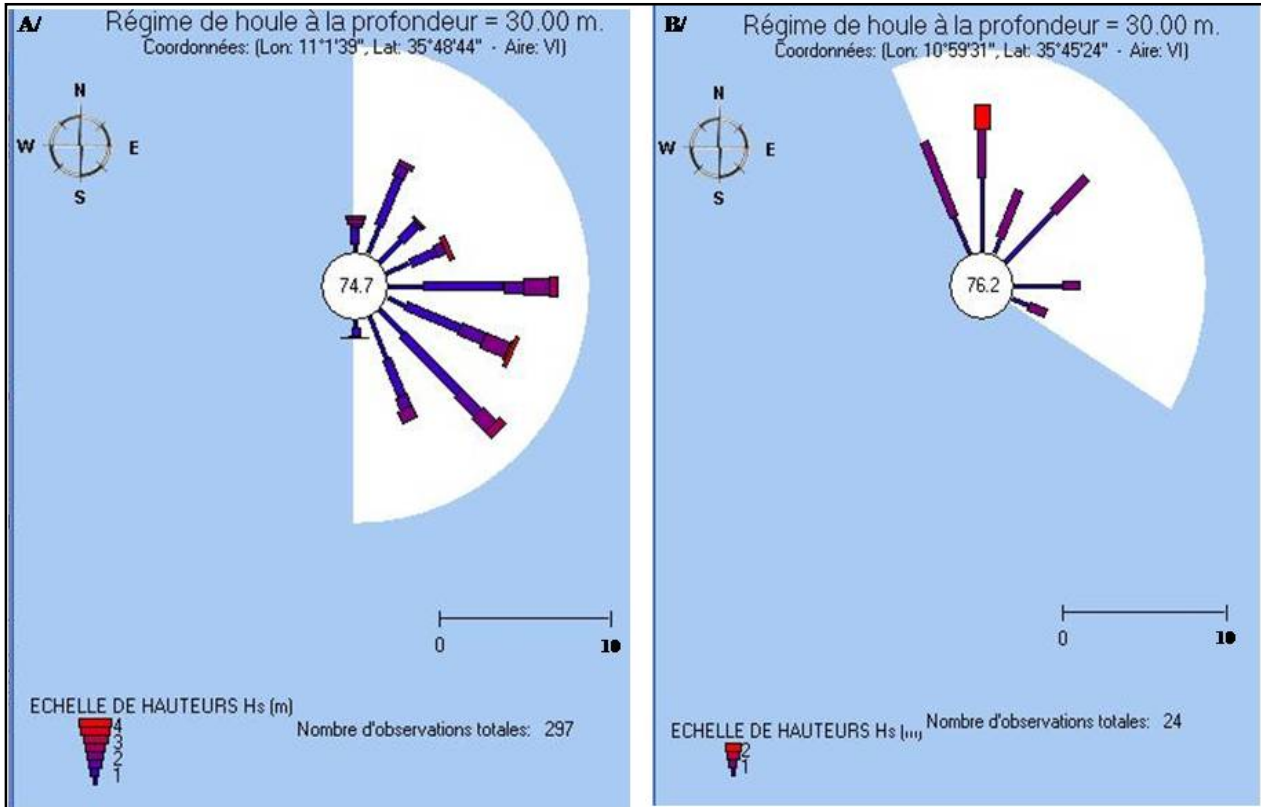


Figure 2. Régime des houles actives au niveau de la baie de Mahdia (Module ODIN du SMC-TUN, 2005). A/ au nord de la baie N20E, Ras Dimas ; B/ au sud de la baie N135E, Cap Africa.

Figure 2. Occurrences of active wave on the Mahdia bay (module ODIN from SMC-TUN, 2005). A/ at the northern coast N20E of the bay, Ras Dimas; B/ at the southern coast N135E of the bay, Cap Africa.

(Amrouni 2002). Si l'on considère la morphologie générale, en faisant abstraction des irrégularités de courte longueur d'onde, la bathymétrie de la baie se caractérise par l'isobathe -10 m qui se situe à 750 m du rivage dans la partie centrale, s'en éloigne vers les 1400 m au Nord et se rapproche de la côte à moins de 500 m dans la partie sud de la baie. Entre les deux caps, l'avant-côte, qui limite l'unité sédimentaire se présente comme un versant arqué qui peut être décomposé en trois parties :

Au Nord, la pente sédimentaire devient plus forte, les fonds plus irréguliers en liaison avec le prolongement de la faille de Moknine (FF' sur la figure 1).

Au centre, sur plus de 9 km, la pente est régulière, de l'ordre de 1,4%, aboutissant vers -10 à -12 m à un plateau peu incliné.

Au sud, la pente est régulière (entre 1,7 et 1,9%) et conduit vers un plateau irrégulier rocheux.

Le prisme sableux de l'avant côte de Ras Dimas-Cap Africa comporte deux types de barres subtidales qui sont festonnées aux extrémités nord et sud du prisme, et rectilignes au centre. Leur présence n'est pas homogène sur toute la baie, seule la barre interne persiste au centre (Amrouni *et al.* 2007).

La zone d'étude a connu de nombreuses activités anthropiques marquées par :

1-L'accroissement des infrastructures urbaines et touristiques, implantées au dépend du système dunaire, qui ont endommagé, par endroit le littoral (Fig. 1b).

2- La mise en place d'ouvrages de restauration ou de défense, particulièrement des ganivelles placées sur les cordons dunaires (Amrouni 2002) et des brise-lames édifiées entre les années 70 et 90 (Fig. 1e).

3- L'installation aux extrémités de la baie de deux ouvrages portuaires : le port de Thapsus, implanté vers le nord, sur le cap rocheux de Ras Dimas ; il a provoqué une perturbation du transit sédimentaire marquée par une accumulation sableuse au niveau de la jetée nord et une érosion plus au sud vers la plage Echraff. Le second port est celui de Mahdia, construit en 1966 et réhabilité en 1984, il est situé au sud de Cap Africa. Aucun ensablement n'a été signalé depuis l'entretien de ce port, excepté une accumulation algale sur les plages et une érosion au sud de la jetée.

Régime des houles

Le profil de l'avant côte de Mahdia se caractérise par une profondeur de fermeture (*closure depth*), d'environ 5.7 m (Amrouni 2008) et la propagation de la houle y est affectée par le phénomène de réfraction. Les houles les plus fréquentes abordant la côte tunisienne proviennent aussi bien du secteur Nord-Est, avec les vents dominants, que du secteur Nord. Elles sont responsables de 75% de l'agitation observée (COADS : *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*). Cependant les données recueillies montrent aussi des houles provenant de l'E au SSE (LCHF 1978, D.G.S.A.M. 1995). Cette distinction reflète également

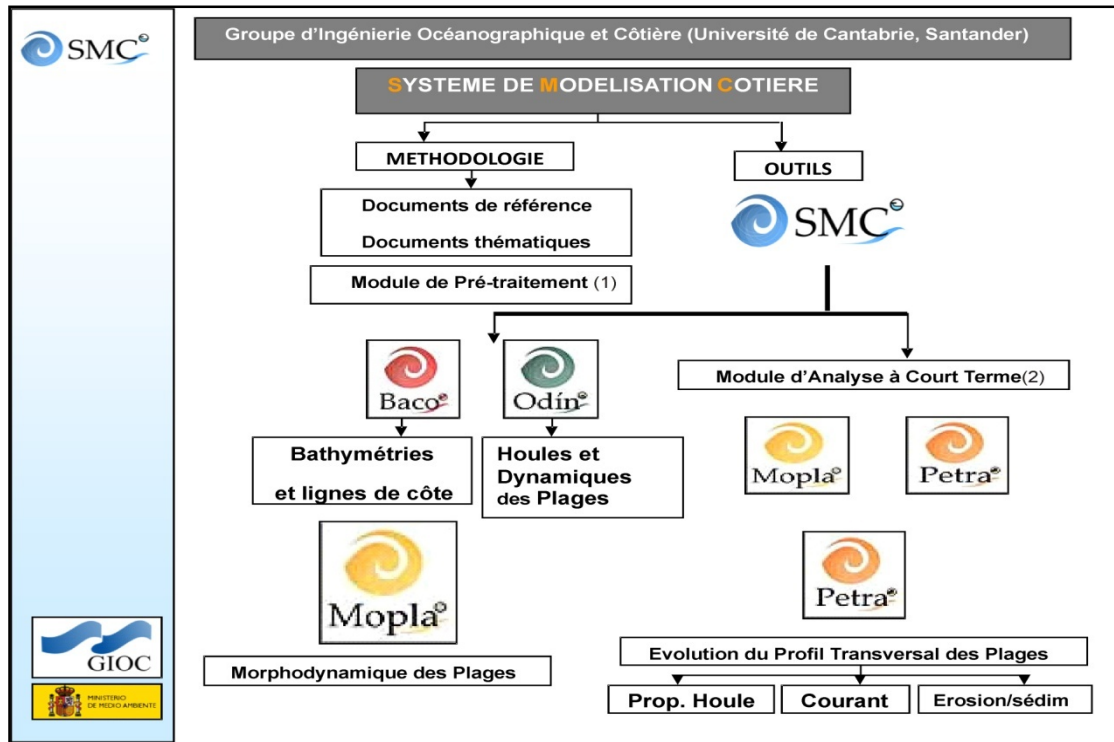


Figure 3. Présentation des différents modules du modèle d'aide à la gestion (SMC-TUN. 2005, G.I.O.C. 1998). (1) module de pré-traitement, (2) module de court terme.

Figure 3. Representation of modules and numerical models in SMC (SMC-TUN. 2005, G.I.O.C. 1998). (1) pre-process module (2) short term module.

Tableau 1. Directions de la houle au niveau du rivage de la baie de Mahdia dont la probabilité (sans compter les calmes) excède 15%.

Hs.50: Hauteur de vague significative dépassée par 50% des états de mer de l'année. Hs.01: Hauteur de vague significative dépassée par 1% des états de mer de l'année. T.50: Période de la vague significative dépassée par 50% des états de mer de l'année. T.01: Période de vague significative dépassée par 1% des états de mer de l'année.

Table 1. Direction of the wave in the Mahdia bay at the N20E coast direction (statistical observation exceeds over 15%).

Hs.50: Significant height of the wave observed over 50% per year. Hs.01: Significant height of the wave observed over 1 % per year. T.50: The period of the wave observed over 50% per year. T.01: The period of the wave observed over 1 % per year.

	Direction	Hs.50 (m)	T.50 (s)	Hs.01 (m)	T.01 (s)
Nord de la baie (N20E)	E	1,4	9	2,9	13
	ESE	1,4	8	4	14
	SE	1,4	8	2,9	11
Centre et sud de la baie (N135E)	N	1,4	7	2,9	11
	NNE	1,1	8	2,6	12
	ENE	1,1	9	2,5	14
	E	1,4	9	2,5	14
	SE	1,3	8	2,6	11
	NO-N	1,3	7	2,3	10

la répartition saisonnière des vents, avec un affaiblissement de ceux de secteur E à SSE en hiver avec 6.4% des vents non nuls contre près de 20 à 35% pendant les autres saisons (Amrouni *et al.* 2007) (Fig. 2A). Le secteur SE présente par ailleurs un fetch relativement court ne permettant pas la

formation des houles longues et régulières alors que celui du secteur E est très étendu ; néanmoins ces vents n'ont pas la régularité suffisante pour engendrer de fortes houles. Le fetch du secteur N à NE est de plusieurs centaines de kilomètres (minimum 250 km dans la direction de la côte sicilienne), il permet la formation d'une houle pleinement développée- (Fig. 2B). Le tableau 1 indique les caractéristiques des houles (hauteur et période) en fonction de leur secteur de provenance, dépassées respectivement par 50% et 1% des états de mer de l'année.

MATERIEL ET METHODES

Système de Modélisation Côtière SMC

Le principe du SMC consiste à analyser de façon simple et structurée, la stabilité et la fonctionnalité de plages existantes, d'évaluer l'impact d'ouvrages sur les plages adjacentes ou de concevoir des rechargements artificiels (Medina 2005, Gonzales *et al.* 2007, Raabe *et al.* 2010). Le SMC est structuré en cinq modules: (1) de pré-traitement : BACO, ATLAS et ODIN, (2) de court terme : MOPLA et PETRA, (3) de moyen et long terme : SMC, (4) de renouvellement du terrain et (5) du Tuteur : TIC (Fig. 3). Nous adoptons dans cette étude le module de court terme nommé PETRA (2DV), appliqué et validé en 2003 par l'équipe GIOC (Fig. 3). Ce module se compose de modèles d'évolution morphodynamique en profil 2DV (2 dimensions dans le plan vertical) et en plan 2DH (2 dimensions dans le plan horizontal). Les données de houles sont introduites via le module d'aide à la caractérisation de la houle ODIN

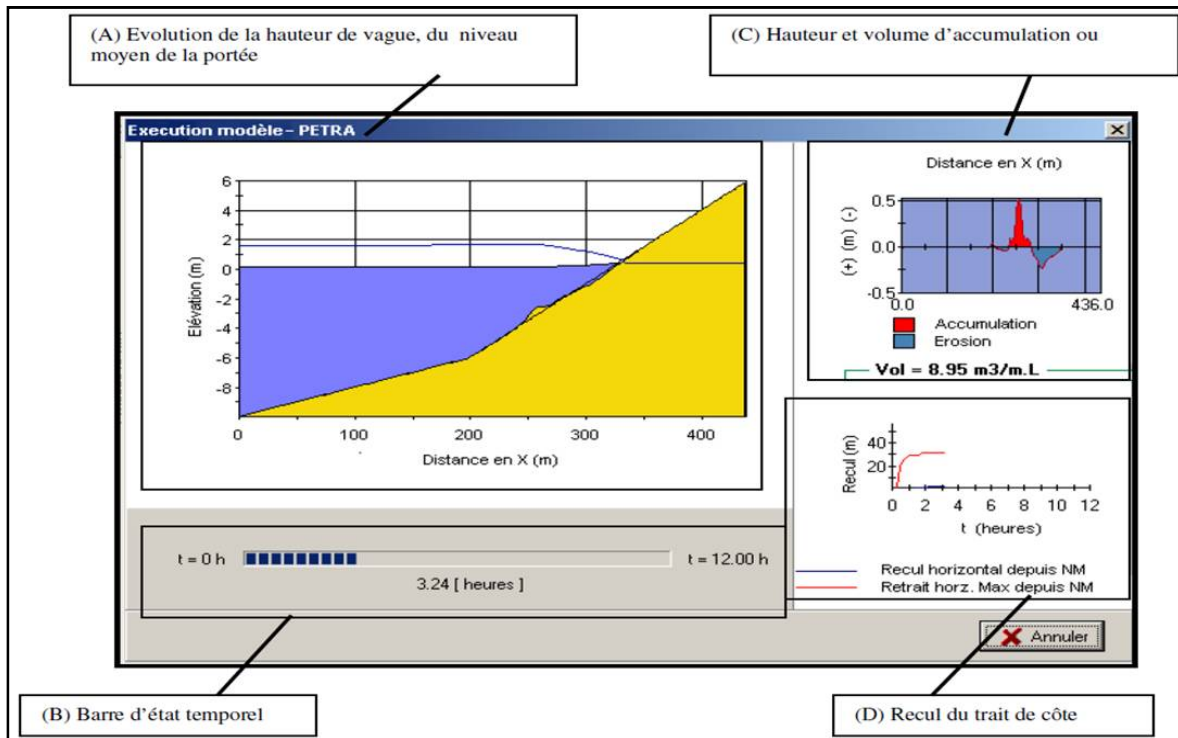


Figure 4. Paramètres de la simulation numérique illustrant l'érosion de la plage émergée et la migration des barres avec: (A) Evolution de la hauteur de houle, du niveau moyen et de la bathymétrie; (B) Barre d'état de la tempête; (C) Hauteur et volume d'érosion/accumulation; (D) Recul du trait de côte.

Figure 4. The numerical simulation parameter which illustrate the shoreface erosion and the bars migration: (A) Evolution of the wave height, the set-up and the bathymetry; (B) storm statement progression; (C) the level of the sediment budget erosion/accumulation; (D) Retreat of the shoreline.

(SMC-TUN. 2005). Il s'agit d'un programme de pré-traitement intégré au SMC qui permet d'obtenir les régimes moyens de houle en un point quelconque de la côte tunisienne. Celles visuelles proviennent de la base de données du projet Nord Américain COADS qui regroupe des informations collectées des navires commerciaux depuis 1784. Pour la côte tunisienne, la compilation disponible prend en compte les informations depuis 1964 (LCHF 1978, D.G.S.A.M. 1995). Ainsi, pour un point sélectionné, ODIN fournit l'information sur la direction du flux moyen d'énergie, la hauteur significative de vague (H_s), le transport potentiel de sédiments et les états morphodynamiques de la partie de la côte. Ce sont des paramètres nécessaires dans le SMC. Le programme ODIN est inclus dans le système «SIGMA». Celui-ci est un module de gestion de données qui permet d'incorporer, sous forme de différentes couches, les programmes de pré-traitement qui contiennent des informations de type géographique. Ceci permet à l'utilisateur de manipuler simultanément les données et les résultats fournis par ces programmes (Gonzales *et al.* 2007).

D'une manière générale, l'application du module ODIN qui regroupe la base de données de houles observées dans la baie de Mahdia montre que les épisodes où la hauteur de la houle est supérieure à 4 m sont rares et représente 2% des cas observés selon l'étude statistique établie par le groupe GIOC (COADS 1964). La hauteur de la houle ne dépasse les 2 m que dans 20% des cas et la médiane est de l'ordre de 1,30 à 1,40 m. Le modèle de propagation utilisé dans cette étude est celui d'une houle irrégulière OLUCA-SP,

développé par le GIOC qui résout la forme parabolique de l'équation de la «mild-slope» (MSP) initialement basée sur le modèle REF/DIFS (Kirby & Özkan 1994 in Gonzales *et al.* 2007); il simule les phénomènes de réfraction, diffraction, réflexion, shoaling, déferlement des vagues et dissipation de l'énergie par frottement sur le fond. Au moyen de ce modèle, la propagation de huit spectres de houle «types» a été réalisée, depuis les eaux profondes jusqu'à la côte. Les systèmes de courants associés au déferlement ont ensuite été déterminés à l'aide du modèle COPLA-SP, bidimensionnel résolvant les équations de propagation en eau peu profonde (*shallow water equations*), en incluant les termes de tenseur de radiation dû à la houle (Equation de Boussinesq adoptée par De Vriend & Stive 1987, GIOC 2003 b, c).

Différentes équations physiques sont utilisées dans le modèle PETRA (Gonzales *et al.* 2007) pour: (i) la propagation de la houle nous avons choisies celles adoptées par de nombreux auteurs (Battjes & Janssen 1978, Thornton & Guza 1983, Larson 1995, Rattanapitikon & Shibayama 1998); (ii) le courant de retour (rip current) (De Vriend & Stive 1987) et (iii) le calcul du transport sédimentaire la formule de Soulsby (1997) est adoptée. Les résultats de la simulation se présentent sous plusieurs formes d'informations (Fig. 4), entre autres l'évolution du trait de côte qui se présente sous la forme de 2 graphiques, le recul horizontal établi à partir du niveau moyen de mer et le second pour le retrait horizontal maximum depuis le niveau moyen de mer (Fig. 4 D).

La modélisation concerne la plage sous marine de Mahdia dans le but de : (1) comprendre les interactions entre l'évolution morphologique du profil transversal des barres d'avant-côte et le forçage hydrodynamique ; (2) suivre l'évolution qualitative (déplacement des barres) et quantitative (volumes échangés) de l'avant-côte au cours d'une tempête et (3) déterminer la modalité de la dynamique des barres d'avant plage. Le modèle PETRA intègre quatre composantes numériques pour analyser l'évolution à court terme du système côtier (heures/jours). Le premier module est celui de la propagation des vagues, le second, celui des courants dans la zone de déferlement des vagues ; le troisième est attribué au transport sédimentaire et le quatrième module est celui de l'évolution morphologique. Le modèle PETRA évalue la réponse morphodynamique d'une plage exposée à des conditions de forte énergie de tempête. Il tient compte des caractéristiques des grains de sable, particulièrement le diamètre moyen de l'incidence des vagues à la côte et finalement de la morphologie du profil de plage de l'avant-côte pour laquelle nous avons utilisé la campagne bathymétrique d'août 2006 (Fig. 5). Compte tenu de la grande complexité des phénomènes hydrodynamiques

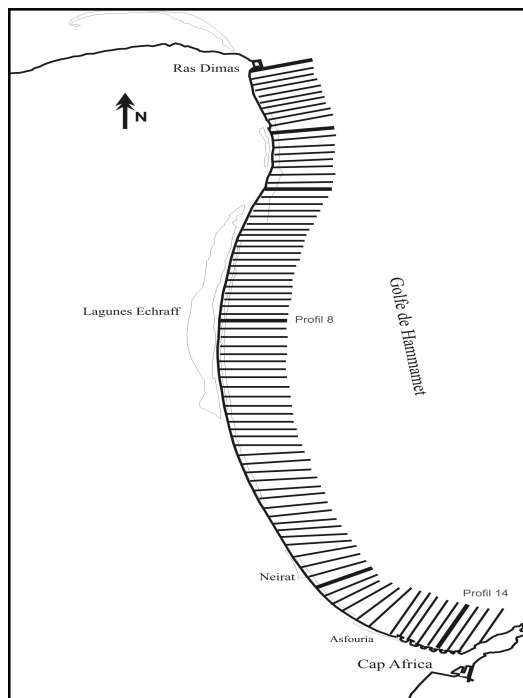


Figure 5. Positions des radiales bathymétriques au cours de la mission d'août 2006; (Baie de Mahdia, Tunisie). Intégration des Profils 8 et 14 dans l'interface graphique du module PETRA-SMC-TUN.

Figure 5. Position of the bathymetric profiles carried out in the campaign of august 2006 (Mahdia bay, Tunisia). Profile 8 and profile 14: the representative cross-shore profile integrated in the module PETRA-SMC-TUN.

et sédimentaires liés à la dynamique d'une plage, notamment des phénomènes tridimensionnels dans une plus ou moins large mesure, l'hypothèse de l'orthogonalité des mouvements longitudinaux et transversaux supposés indépendants, est retenue. Elle nous a permis d'étudier séparément la stabilité de la plage en profil aussi bien transversal que longitudinal.

Données hydrodynamiques

D'après les observations statistiques du Bulletin Météorologique Spécial (BMS) des tempêtes sur les rives de la Méditerranée, la durée moyenne des BMS est de 18 à 24 h. Les conditions météorologiques qui ont prévalu dans la période précédant le levé bathymétrique d'avril 2004 sont celles d'un régime de houles du Nord à Nord-Nord Est et celle de la campagne d'août 2006 dont le régime de houle est d'Est à Sud-Est avec quelques forts coups de mer. La cartographie des barres d'avant-côte, est basée sur les photographies aériennes, telle qu'elles apparaissent dans les petits fonds bordant le littoral. D'après les informations recueillies auprès de l'Office de Topographie et Cartographie, les conditions météorologiques au cours de la période précédant ces prises de vue correspondent à celles d'un régime de houles de Nord Est. La plus active est avec un pic de 9h mais pour cette étude, nous avons utilisé les données d'une tempête de 18 h au cours de laquelle les états successifs de la mer sont caractérisés par trois situations, définies par différents paramètres de la houle et du niveau moyen de la mer pour trois écritures intermédiaires $t = 0$ h, $t = 9$ h et $t = 18$ h, pour cerner les états de propagation extrêmes (Tab. 3). La marée au niveau de la baie de Mahdia est de type semi-diurne avec une amplitude moyenne est de 0,45 m en vive-eau et peut atteindre +0,60 m. en vive-eau exceptionnelle La valeur de la marée semi-diurne (TM2 = 12h25 m) et l'état initial du niveau (pleine mer, mi-marée descendante, basse mer ou mi-marée ascendante (Manuel de l'utilisateur SMC 2.5, 2005) sont introduits dans le modèle (Tab. 2).

Validation sur le terrain

Pour la validation des résultats de la simulation, une étude morphologique de l'avant plage a été réalisée à partir de mesures de terrain et une analyse diachronique de deux séries de photos aériennes (1968 et 1997). Des sondages bathymétriques de 2004 et 2006 ont complété la photo-interprétation par la réalisation des mesures en x, y, et z sur un plan d'eau à l'aide d'un GPS RTK (centimétrique) utilisé en marégraphie, un sondeur mono-faisceau, et un logiciel d'acquisition (Hypack). Le travail a consisté à dresser un profil tous les 150 m, sur un linéaire de 3 km pendant la campagne avril 2004 au sud de la baie. Un levé complet est réalisé au niveau de la baie de Mahdia en août 2006 entre la ligne de rivage et les fonds de moins de 12 m. Ceci a consisté à la réalisation de 67 profils perpendiculaires au littoral, longs en moyenne de 800 mètres (1 km par endroit). La densité de points relevés en x, y, z est supérieure à 500 km^{-2} (Fig. 5). Les profils 8 et 14 sont intégrés dans l'interface graphique du module PETRA-SMC-TUN.

Profil d'équilibre

Le modèle conceptuel de profil d'équilibre utilisé dans cette étude est celui développé et adopté par de nombreux chercheurs (Gonzales *et al.* 1999, Bernabéu 1999, Medina *et al.* 2000, Bernabéu *et al.* 2002). Ces auteurs ont montré que les profils de plage pouvaient être représentés par deux profils paraboliques du type profil de Dean (1977) décrivant le profil de la zone de déferlement, du shoaling et le point

Figure 6. Modèle de profil d'équilibre de Medina *et al.* (2000); X_r = distance horizontale entre le début de la zone de surf et le point de fermeture; X_o = distance horizontale entre le début de la zone de surf et l'origine virtuelle de la zone de levée au niveau moyen de la mer; h_r = profondeur du point de fermeture; H_a = la limite de la profondeur au large du modèle.

Figure 6. The equilibrium profile model (Medina *et al.* 2000); X_r = horizontal distance from the surf zone limit and the closer point; X_o = horizontal distance between the surf zone limit and the virtual origin of the shoaling zone; h_r = depth of the closer depth; H_a = limit of the offshore depth of model.

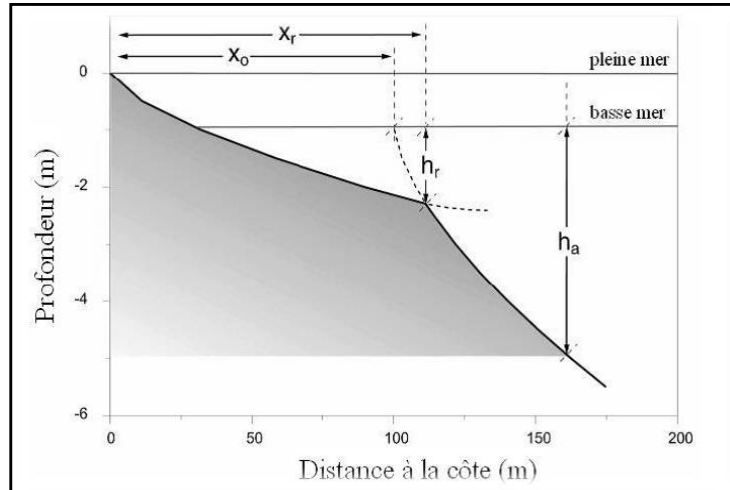


Tableau 2. Caractéristiques de la houle et de la marée au cours d'une tempête de 18h le long des côtes de la baie de Mahdia (Tunisie) (SOGREAH 1992).

Table 2. Wave and tide characteristic during the 18 h of the surge storm (SOGREAH 1992) on the Mahdia bay coast (Tunisia).

Durée de la tempête (h)	Hauteur de la houle significative H_s (m)	Période pic (s)	Angle d'incidence par rapport à la normale à de la côte (°)	Marée météorologique (m)	Marnage (m)
18	t_0	1	10	20	0
	t_9	2,6	12	20	0,45
	t_{18}	1,5	10	20	0,2

de déferlement marquant la séparation entre les deux (Fig. 6). Medina *et al.* (2000) incluent l'influence de la réfraction de la houle sur le profil et la variation du niveau de la mer liée à la marée astronomique, en proposant pour chacune des deux zones, un modèle de dissipation de l'énergie et de variation de la hauteur de vague. Le modèle de profil d'équilibre de Medina *et al.* (2000) dépend à la fois des caractéristiques du sédiment et celles de la houle (Fig. 6). Ces auteurs proposent des relations entre les coefficients définissant le profil et le paramètre adimensionnel de vitesse de chute du grain Ω défini par Gourley (1968) et utilisé par Wright & Short (1984) et Short (1999) pour caractériser la morphodynamique des plages (équation 1).

$$\text{Equation 1: } \Omega = \frac{H_d}{\omega_s T}$$

H_d = hauteur de la vague au déferlement (m); ω_s = vitesse de chute des sédiments ($m \cdot s^{-1}$); T = période (s).

Le modèle se base sur un profil d'équilibre développé par Bernabéu (1999) et Bernabéu *et al.* (2002). Il considère le point de déferlement à -2.2 m dans sa conception du profil d'équilibre sujette à la simulation (Fig. 6). Cette limite dépend de la taille moyenne des grains et de l'énergie des vagues (Short 1999).

Caractéristiques morphologiques du profil de plage

D'après une étude antérieure de la morphologie de l'avant côte de la baie de Mahdia (Amrouni *et al.* 2007), les plages sont le plus souvent dissipatives, exceptionnellement

intermédiaires d'après Short (1999). Ces plages sont caractérisées par la présence de barres d'avant-côte présentes entre le rivage et -4 m de profondeur au large du rivage. Elles sont au nombre de deux, au centre avec une barre externe (entre -3 à -4 m) et une barre interne à -2m du rivage; mais aux extrémités nord et sud de la baie une seule barre existe. Pour ces différentes zones, les profils sont caractérisés sous une forme bi-parabolique selon le concept de Medina *et al.* (2000) au niveau des deux profils 8 et 14, choisis pour être représentatifs de l'ensemble de la baie (Fig. 7).

Le premier profil (8) est celui à pente douce correspondant à la vaste zone centrale qui s'étend sur plus de 9 km le long du linéaire côtier de la baie. Il révèle une avant-côte convexe, symptomatique d'une accumulation sédimentaire bien organisée, avec deux barres dans sa partie supérieure: Une externe remarquable entre 220 et 270 m du rivage à des profondeurs de -2 à -2,5 m. Une seconde barre interne se situe à des profondeurs entre 1,5 et 1,75 m elle se trouve éloignée du rivage de 80 à 100 m. Elle se double parfois d'une barre d'avant-plage étroite et de faible hauteur, ne dépassant pas 0,50 m, elle se situe entre -0,5 à 1 m du rivage. La plage présente une pente uniforme de 0,5% jusqu'à -6 m, ensuite elle s'accroît d'environ 1,4%, vers -10 à -12 m, le plateau devient un peu incliné, marqué par des lignes de reliefs qui soulignent la courbe générale de la baie.

Le second type de profil étudié concerne le profil 14, localisé au sud de la baie; il est caractérisé par une pente forte qui peut atteindre 5% par endroit et présente une seule barre interne. La barre externe a disparu. Ce phénomène a

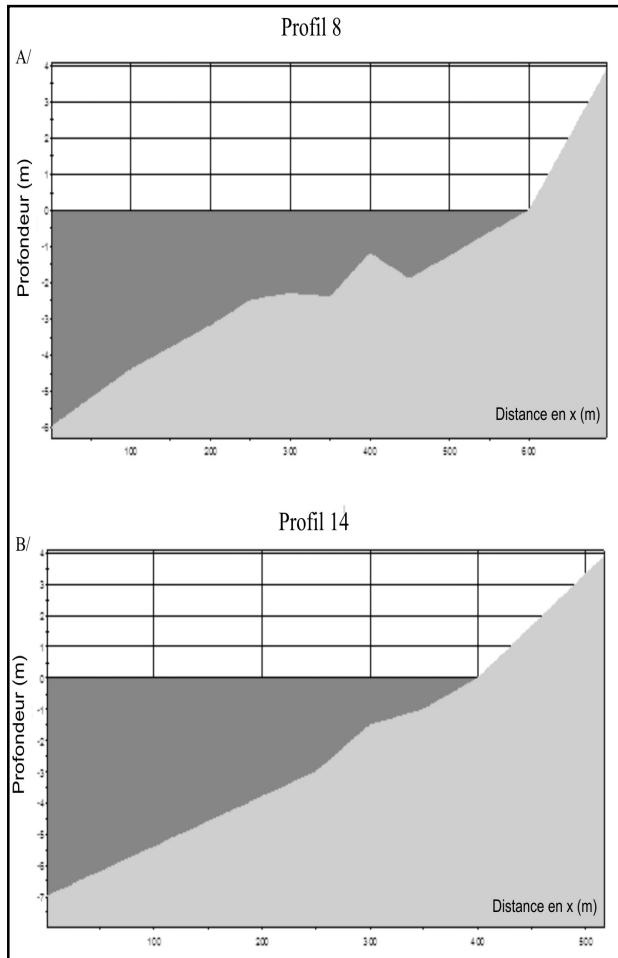


Figure 7. Profils transversaux théoriques définis pour la simulation du profil 8 et du profil 14.

Figure 7. *Theoretical Cross shore profile* defined for the simulation profile 8 and profile 14.

été expliqué par la relation étroite démontrée entre la pente moyenne de l'avant-côte et le nombre de barres sédimentaires (Akouango 1997). Ainsi quand la pente est inférieure à 1,4%, tel le cas du centre de la baie, trois barres peuvent apparaître. Pour un profil à pente supérieure à cette valeur, deux barres peuvent exister. Les profils chaotiques à forte pente, atteignant 2% à 4%, tel est le cas du nord de la baie, ne permettent pas la formation des barres sableuses. Les deux profils sous-marins théoriques choisis pour la simulation ont été complétés par une partie émergée présentant une pente de 1% (Fig. 7 A, profil 8) et de 2,5 % (Fig. 7 B, profil 14), et dont la limite supérieure est fixée à la cote +4 m.

RESULTATS & DISCUSSIONS

Variation de la hauteur de la houle à l'approche de la côte

Dans les cas des deux profils étudiés, la variation présente pratiquement les mêmes caractères généraux. D'abord, la hauteur croît légèrement dans la zone de levée (*shoaling*); la croissance se poursuit plus longtemps si la hauteur au large est plus faible. Dès l'approche de la

première barre de profil, la hauteur chute de manière d'autant plus importante que la houle significative au large est élevée. La décroissance se poursuit ensuite de manière différente selon que l'on ait une seule (cas Profil 14) ou deux barres (Profil 8). Dans la première situation, la pente moyenne étant plus forte, la diminution de hauteur se poursuit rapidement car la friction est forte. Dans la seconde, la pente moyenne étant plus faible (cas du centre de la baie de Mahdia), la décroissance est plus modérée. Une légère augmentation s'observe alors à l'approche de la barre interne située vers les profondeurs -1 à -2 m puis la diminution se fait rapidement (Fig. 8 A et B).

Evolution spatiale de la surélévation moyenne (*set-up*) et vitesse de courant net sur le fond U_b

La variation du fond affecte les caractéristiques de la houle lors de sa propagation. Le pic du (*set-up*) (variation du niveau moyen) qui se produit à mi-tempête est noté, il est dû à la présence de barre sédimentaire (Fig. 9). La surélévation moyenne est plus importante au niveau du profil 14 (0,31 m) que sur le profil 8 (0,25 m). La présence du système de barre semble freiner la montée de la nappe d'eau dans le profil 14, alors qu'elle le diminue dans le profil 8. Les résultats du modèle indiquent un courant de retour au fond (*udertow*) vers le large (marqué par des vitesses négatives) (Fig. 9). Une similitude d'évolution dans les deux cas de systèmes de barres sableuses (une seule ou deux).

Dans les deux cas, les vitesses de courant U_b sont négatives (dirigé vers le large) au niveau des crêtes des barres subtidales et positives de part et d'autre des crêtes marquant un courant dirigé vers la côte. Le phénomène est toutefois plus net dans le cas du profil 8 (à deux barres). Sur le profil 14, le maximum est atteint à 9 h juste avant l'apparition de la crête de barre. L'élévation de la vitesse du courant U_b à $t = 18$ h, à l'approche du rivage est due à la présence de la barre nouvellement formée. A la fin de la tempête, la houle s'affaiblit, un courant de houle de 0.07 m/s s'exprime en direction de la côte dans le cas du profil à deux barres (profil 8), montrant leur efficacité dans l'atténuation de l'énergie de la houle. Par contre, dans le cas du profil à une seule barre (profil 14), ce courant, susceptible de remonter les sédiments vers la plage, n'est pas observé (Fig. 10 A, B).

Ces indications, théoriques qu'elles soient (courant trop faible pour remonter les sédiments), seront associées à des résultats de terrain observés dans le site d'étude.

Volumes sédimentaires mobilisés

Les volumes de sable déplacés sont étroitement corrélés à la vitesse du courant de retour. Ils sont plus élevés sur les crêtes de barres sédimentaires (Fig. 11) et diminuent dans les secteurs plus profonds (fosse, base du glaciais). Une différence importante est notée entre le profil de la zone centrale (profil 8) et celui en pente plus forte du sud de la baie (profil 14).

Dans ce dernier, un double pic de transport apparaît sur la fosse externe (FE) au cours de la tempête. Le premier pic

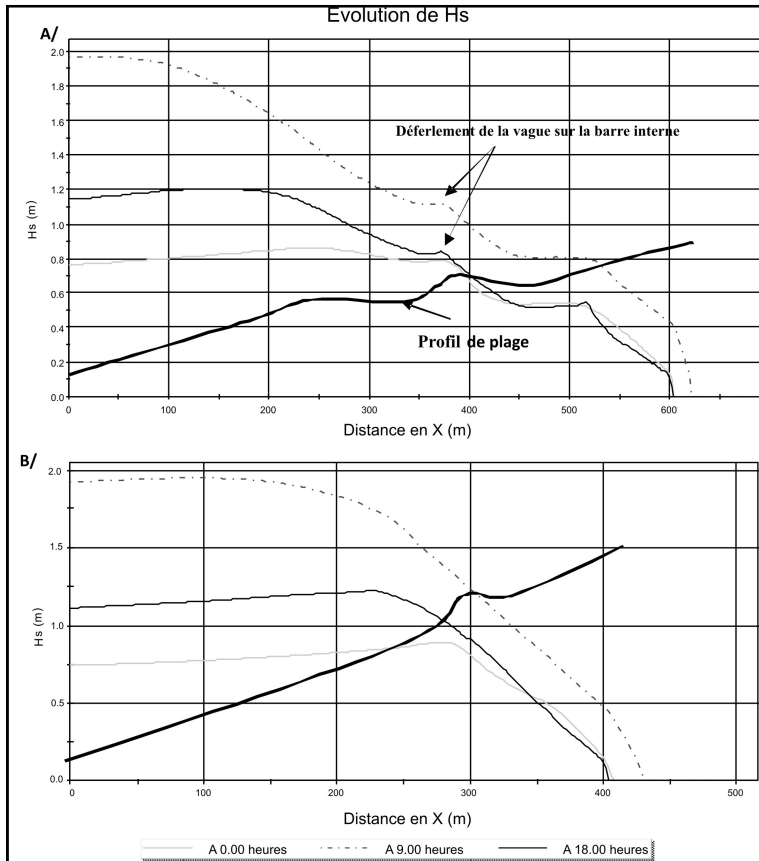
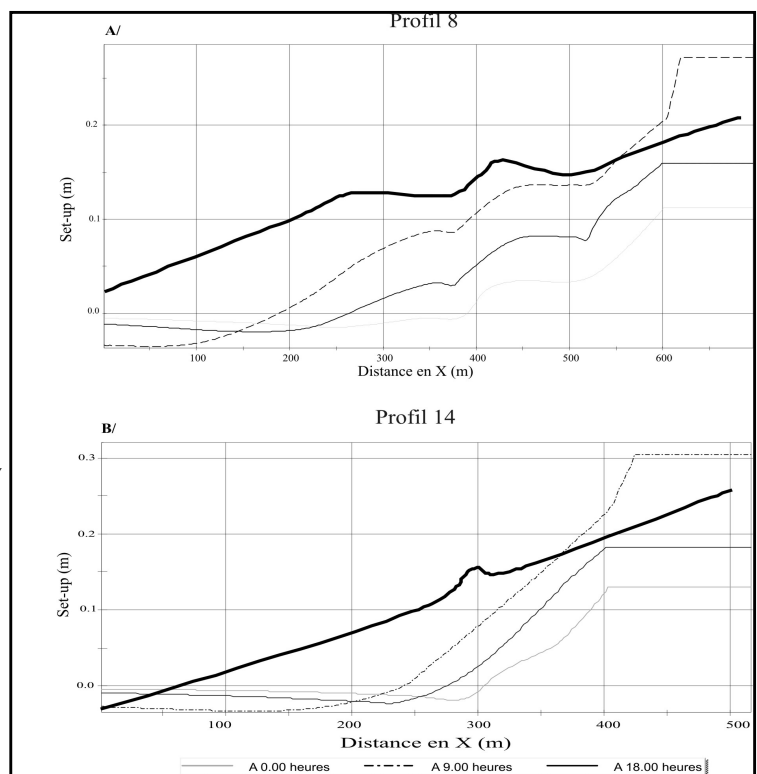


Figure 8. Evolution de la hauteur significative de la houle sur les fonds au niveau du profil 8 du centre de la baie (A) et du profil 14 du sud de la baie (B).

Figure 8. Evolution of the significant height of the wave on the sea bottom A/ at the profile 8 (center of the bay) B/ profile 14 (southern bay).

Figure 9. Evolution de la surélévation moyenne (*set up*) A/ au niveau du profil 8 (centre de la baie) B/ profil 14 (sud la baie).

Figure 9. The evolution of the set up medium elevation A/ at the profile 8 (center of the bay) B/ profile 14 (southern bay).



est lié à un courant de fond portant vers la côte (courant de houle). Le second est par contre déterminé par un courant de retour portant vers le large. Un pic secondaire est observé en

haut de la fosse externe FE en fin de tempête à t=18 h) alors que les vitesses observées dans ce secteur correspondent à un courant de retour dirigé vers le large. L'estimation par

Tableau 3. Estimation du volume de sédiment érodé ou accumulé durant la tempête au niveau du profil 8 et profil 14. FE = fosse externe ; BE=barre externe; FIB= fosse inter-barres ; BI= barre interne ; FI=fosse interne ; V= Volume érodé/accumulé ; V total= Estimation du transport des sédiments sur la totalité du prisme sableux du centre de la baie (9000 m) ; les valeurs négatives indiquent une érosion.

Table 3. Estimation of the eroded or accumulated sediment budget during the storm condition in the profile 8 and profile 14. FE= levigation crest; B2= outer bar; FIB= inter-bar space; B1= inner bar; FI= internal hole; V= eroded/accumulated volume; V_{total}= estimation of total sediment transport in the sandy bay seafloor (9000 m); the negative values correspond to erosion.

Heures	Profil 8 : Distance de la côte (m)							V (m ³ /m/s)	V Total (m ³ /s)
	(FE)	(B2)	(FIB)	(B1)	FI	Avant plage (70 m)			
						70 m	Ligne de côte		
0	0,5 10 ⁻⁴	1,5 10 ⁻⁴	1,1 10 ⁻⁴	1,4 10 ⁻⁴	0,5 10 ⁻⁴	1,7 10 ⁻⁴	1. 10 ⁻⁴	7,7 10 ⁻⁴	6,93
9	3,1 10 ⁻⁴	3,6 10 ⁻⁴	2,5 10 ⁻⁴	3,4 10 ⁻⁴	1,6 10 ⁻⁴	3,3 10 ⁻⁴	0,2 10 ⁻⁴	17,7 10 ⁻⁴	15,9
18	1,9 10 ⁻⁴	1,6 10 ⁻⁴	1,3 10 ⁻⁴	1,8 10 ⁻⁴	0,6 10 ⁻⁴	-0,5 10 ⁻⁴	0,2 10 ⁻⁴	6,9 10 ⁻⁴	6,21
Bilan	5,5 10 ⁻⁴	6,7 10 ⁻⁴	4,9 10 ⁻⁴	6,6 10 ⁻⁴	2,7 10 ⁻⁴	4,5 10 ⁻⁴	1,4 10 ⁻⁴		

Heures	Profil 14 : Distance de la côte (m)				
	(FE)	B1	Avant-plage	V (m ³ /m/s)	V Total (m ³ /s)
0	1. 10 ⁻⁴	0,6 10 ⁻⁴	2,2 10 ⁻⁴	3,8 10 ⁻⁴	0,76
9	-0,5 10 ⁻⁴	2,1 10 ⁻⁴	2,2 10 ⁻⁴	3,8 10 ⁻⁴	0,76
18	2 10 ⁻⁴	1,2 10 ⁻⁴	0,9 10 ⁻⁴	4,1 10 ⁻⁴	0,82
Bilan	2,5 10 ⁻⁴	2,7 10 ⁻⁴	3,5 10 ⁻⁴	8,7 10 ⁻⁴	1,74

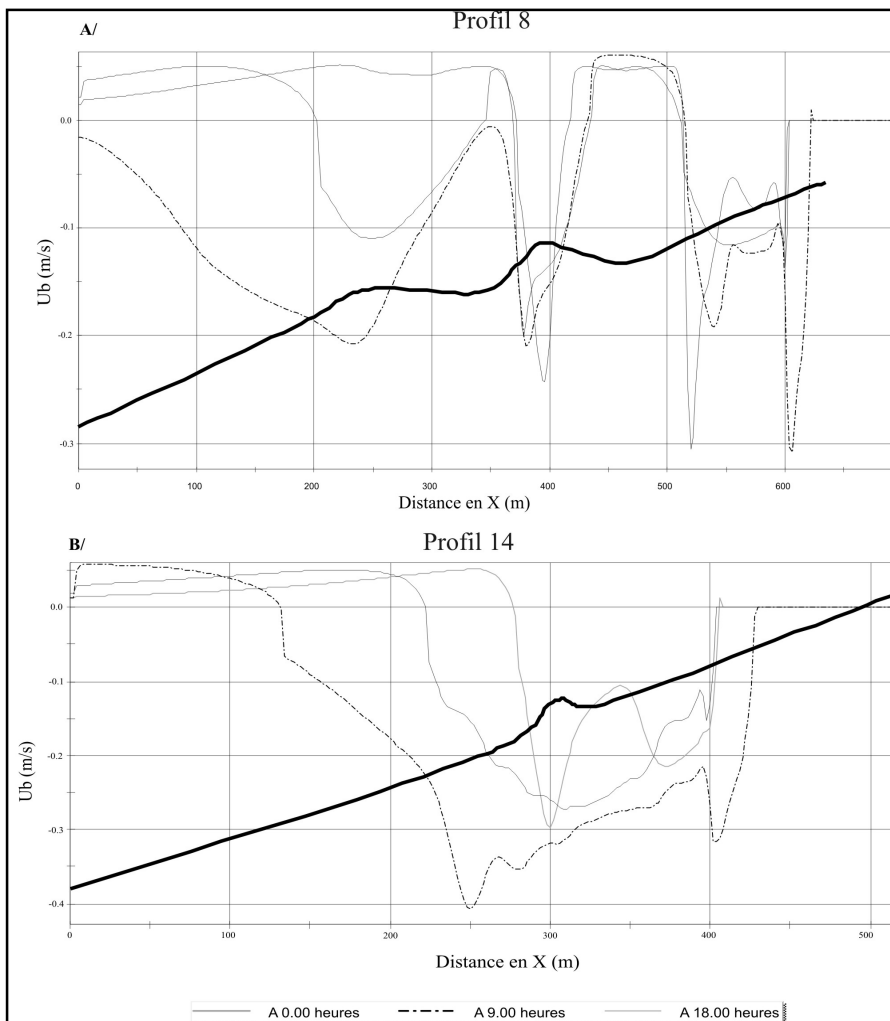


Figure 10. Evolution de la vitesse du courant du fond U_b (de retour) A/ au niveau du profil 8 (centre de la baie) B/ profil 14 (sud la baie).

Figure 10. Evolution of the undertow current U_b velocity A/ in the profile 8 (center of the bay) B/ profile 14 (southern bay).

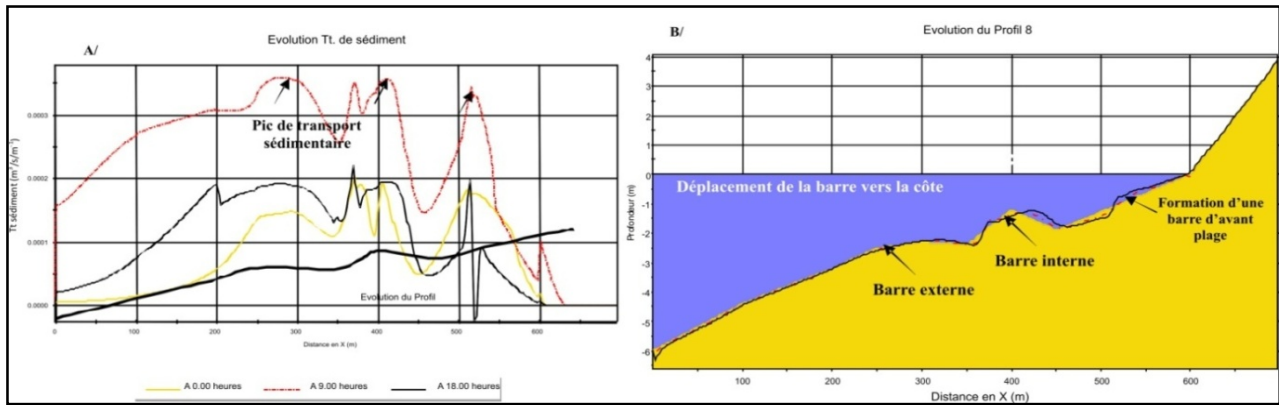


Figure 11. (A) Evolution du transport sédimentaire T_t ($m^3 s^{-1} m^{-1}$) et (B) Evolution transversale des barres d'avant côte au niveau du profil 8 au centre de la baie de Mahdia.

Figure 11. (A) Evolution of the sediment transport T_t ($m^3 m^{-1} s^{-1}$) and (B) Cross shore evolution of the nearshore sand bar at the profile 8 (center of the bay of Mahdia).

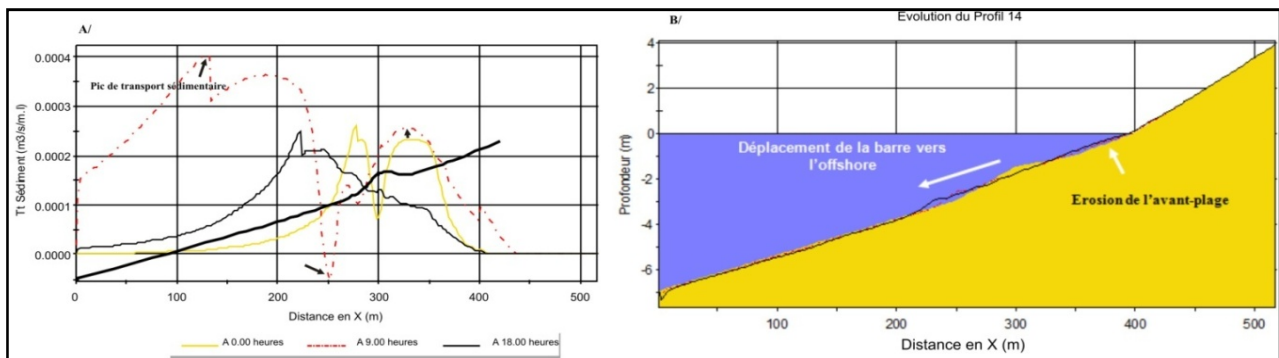


Figure 12. (A) Evolution du transport sédimentaire T_t ($m^3 m^{-1} s^{-1}$) et (B) Evolution transversale des barres d'avant côte (B au niveau du profil 14 au sud de la baie de Mahdia).

Figure 12. (A) Evolution of the sediment transport T_t ($m^3 m^{-1} s^{-1}$) and (B) Cross shore evolution of the nearshore sand bar at the profile 14 (southern bay).

PETRA des volumes transportés est représentée en termes de transport de sédiment en $m^3 m^{-1} s^{-1}$ (Tab. 3). La vitesse de transport de sédiment varie dans l'espace et fluctue durant la tempête, elle est maximale au milieu de la tempête à $t = 9$ h.

Dans le cas du profil 8, le transport sédimentaire s'effectue vers l'avant-côte (Fig. 11A). Au cours de la tempête, la barre externe et la barre interne se comportent alternativement comme une zone d'érosion ou de dépôt (Fig. 11B). Une opposition entre une érosion d'un côté (indistinctement sur le front ou le revers de la barre) et une accumulation simultanée de l'autre côté est notée. Le volume de sable érodé augmente et atteint des valeurs maximales de $3,4 \cdot 10^{-4} m^3 m^{-1} s^{-1}$ au niveau du flanc de la barre interne dirigé vers la plage et au niveau de la fosse de lévigation (fosse inter-barre). Le front de la barre externe subit aussi une érosion en moyenne de $-3,1 \cdot 10^{-4} m^3 m^{-1} s^{-1}$ qui est compensée par une accumulation à son revers. Par contre, la pente d'avant-plage n'est pas atteinte par l'érosion ($-0,2 \cdot 10^{-4} m^3 m^{-1} s^{-1}$). Néanmoins, au cours de la tempête, la formation d'une barre d'avant-côte est observée (Fig. 11B), ce qui explique l'augmentation du transport sédimentaire à

70 m du rivage avec $3,3 \cdot 10^{-4} m^3 m^{-1} s^{-1}$ (Tab. 3) et un pic du set up.

Le profil 14 présente une dynamique différente pendant la tempête. La vitesse de transport de sédiment est maximale avec $4 \cdot 10^{-4} m^3 m^{-1} s^{-1}$, (Fig. 12 A) au niveau du glacis (offshore) et au niveau du revers de la barre (pente d'avant-plage). La barre subit alors une migration vers le large sous l'effet des courants de retour U_b , assimilés à des courants de compensation induits par un apport d'eau vers la côte (Fig. 12 B). En raison de la variabilité temporelle du forçage hydrodynamique (hauteur de houle), le débit du transport sédimentaire subit la même tendance. L'évolution morphologique de l'avant côte de la baie, représentée sur les figures 11 et 12, montre les étapes d'érosion successives de la plage émergée et l'accumulation du sédiment sur la plage immergée formant ainsi une barre. L'évolution spatiale du processus de déferlement de la houle de tempête associé à la dynamique sédimentaire des bancs sableux assigne la «division» du profil transversale de plage en 1- un profil de levée (*shoaling*) jusqu'à la crête de la barre, puis 2- un profil marqué de déferlement (*breaking*).

Evolution de la ligne de côte

Les diagrammes obtenus pour les profils 8 et 14 sont différents (Fig. 13 A et B). Sur le profil 8, dès la première heure d'activation du modèle, un léger recul du trait de côte apparaît, mais l'équilibre est rapidement rétabli et l'efficacité de l'atténuation de l'énergie des houles

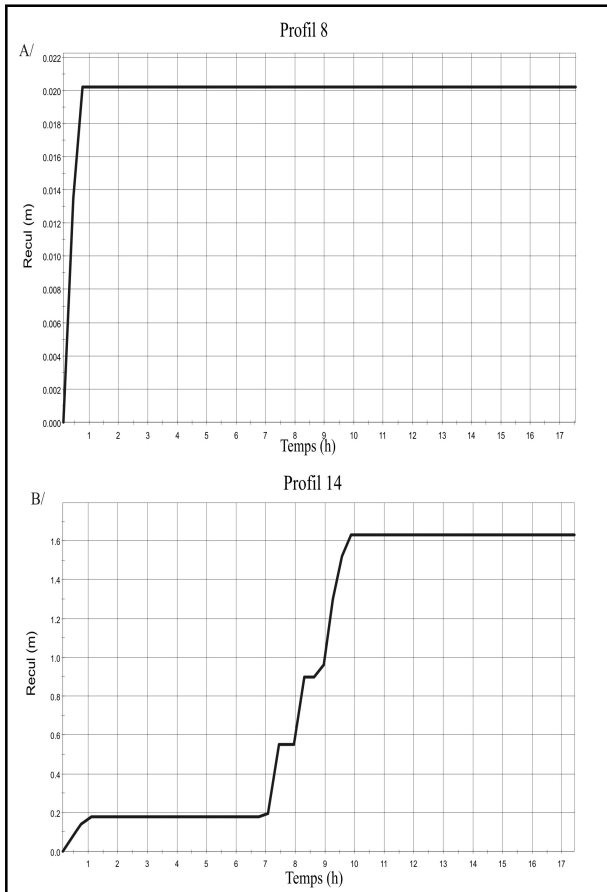


Figure 13. Evolution de la ligne de côte au cours de la tempête (A) au niveau du profil 8 au centre de la baie et (B) du profil 14 au sud la baie.

Figure 13. Shoreline evolution under storm condition A/ at the profile 8 (center of the bay) and B/ at the profile 14 (southern bay).

déferlantes par les deux barres sous marines est suffisante pour que le trait de côte reste stable pendant le reste de la modélisation (Fig. 13A). Sur le profil 14, le recul commence de la même façon, mais, s'accroît considérablement à partir de 7h (Fig. 13B) caractérisant les conditions de début de tempête avec une amplitude de H_s égale à 1m et une période de 10s (Tab. 2). Cela signifie que l'agressivité de cette houle au rivage est devenue plus forte, probablement en raison du recul de la barre nettement observé à partir de 9h (Fig. 12B). En effet, la figure 8 B montre qu'à 9 h, la houle conserve à l'approche du rivage une hauteur notable de 0,50m, le recul est environ de 1,60m.

Morphodynamique de l'avant côte

Les résultats de simulation de la propagation de houle à la côte de Mahdia obtenus par le module PETRA décrivent la réponse morphodynamique des profils de plage dans les conditions exceptionnelles.

En effet, les mouvements événementiels de la plage sont décrits en fonction des différentes conditions de la tempête (énergie croissante et décroissante de la houle). Ils confirment l'analyse diachronique de la morphologie des barres au cours des 40 dernières années. Celle-ci illustre une instabilité de la barre externe à plus long terme (Amrouni *et al.* 2007 et 2008). Les levées bathymétriques de 2004 et 2006 montrent la présence d'une barre interne complexe localisée entre -2 à -2,5 m et -1,5 m (Fig. 14 a). Cette dernière peut être séparée du rivage par une fosse de lévigation. En fait, elle apparaît sous la forme d'un épaulement qui peut être localement altéré par des accumulations festonnées. Les pentes vers la terre (fronts) sont plus faibles que celles du versant vers le large (revers). La barre externe est présente au nord de la baie de façon discontinue ; elle est rectiligne au centre et disparaît dans sa partie sud. Dans le secteur sud de la baie de Mahdia, une barre interne est segmentée en tronçons obliques au rivage avec une orientation variable en 2006, alors qu'en 2004, elle formait essentiellement un épaulement large de 50 à 100 m (Fig. 14 b) et marquée par des tronçons de barre festonnés. Un profil 13, réalisé en 2004, montre une morphologie similaire au profil 14 de 2006 et adopté pour la simulation du modèle PETRA dans cette étude. La campagne de 2004 n'a pas atteint la limite des transects des mesures effectuées en 2006. D'une manière générale, le profil de 2006 semble plus régulier et simple que le profil de 2004. Ce dernier montre en effet dans cinq profils sur six un exhaussement des fonds entre la côte -3 et -4 m et un abaissement au-delà de ces profondeurs. Seul le profil 13 montre dans son ensemble un exhaussement du fond en 2004. Dans la mesure où la bathymétrie de 2006 a été réalisée après un événement singulier de forte tempête estivale, les profils présentent des morphologies à caractère plus exceptionnel que ceux de 2004. Il semble d'ailleurs logique d'admettre que la tempête a occasionné l'érosion des sables qui constituent l'épaulement et a provoqué un étalement de sédiment déplacé vers les zones plus profondes. L'alternance entre un profil différencié (de 2004) et un autre plus régulier (de 2006) semble indiquer la présence d'une interaction en boucle négative de «self organisation» tel démontré par Werner & Fink (1993). Le caractère apparemment différent du profil 13 entre dans cette logique puisque l'érosion y affecte la totalité du profil. L'observation dans ce secteur du découverture systématique d'un ouvrage d'évacuation des eaux corrobore cette hypothèse. Les résultats obtenus à partir de la modélisation de la réponse morphodynamique de l'avant plage sont confirmés par l'évolution observée sur le terrain. D'après la simulation, les barres s'écartent vers le large au cours d'événements paroxysmique ; le rivage est alors érodé. Dans ce dernier cas, le modèle rend compte d'une sensibilité différente selon que l'on soit dans des secteurs à pente forte et à une seule barre (cas du profil 14), ou à pente plus faible et à deux barres (cas profil 8). Dans le premier cas, la progression de la tempête ($H_s = 2,60$ m) induit une reprise de l'érosion du rivage puisque le profil 14 joue dans ce cas un rôle moins efficace dans l'atténuation de l'énergie de la houle comparé au profil 8 à pente plus faible et à deux barres sableuses. Ce même diagnostic a été noté dans des études antérieures, au sud de la baie de Mahdia (Amrouni 2002), soit un recul du trait de côte en moyenne de -0,3m/an à 0,6 m/an durant 35 ans.

Les dynamiques ponctuelle et événementielle des deux barres sédimentaires se marquent par des remaniements au niveau de la barre interne. Cependant, ces corps sédimentaires ont montré une capacité de se positionner en

échelon, après la rupture du cordon linéaire et sa réorientation, témoignant d'un volume sédimentaire restreint, plus mobile qu'une entité volumineuse (Amrouni

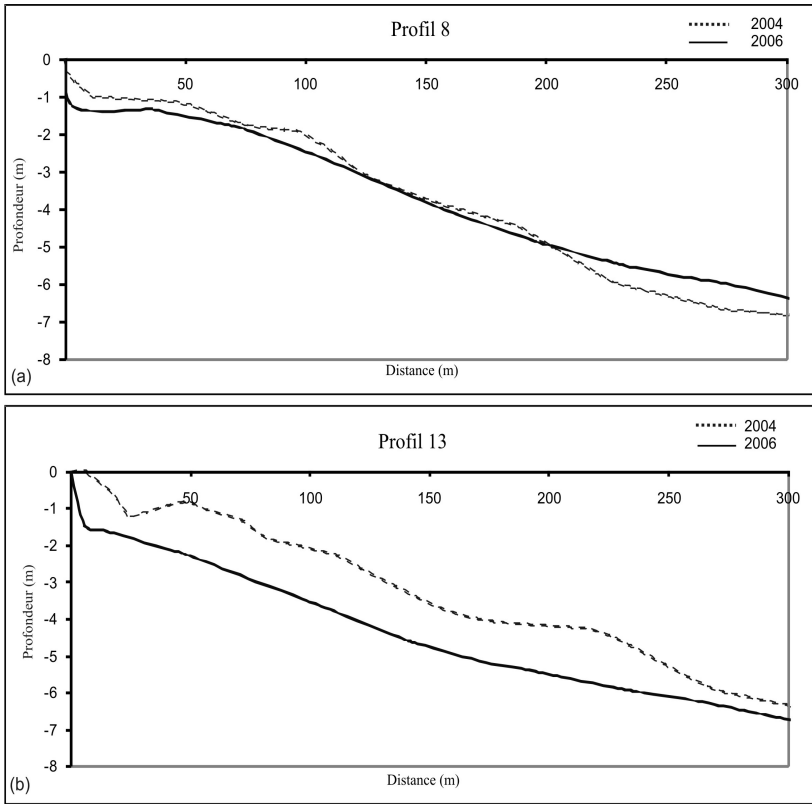
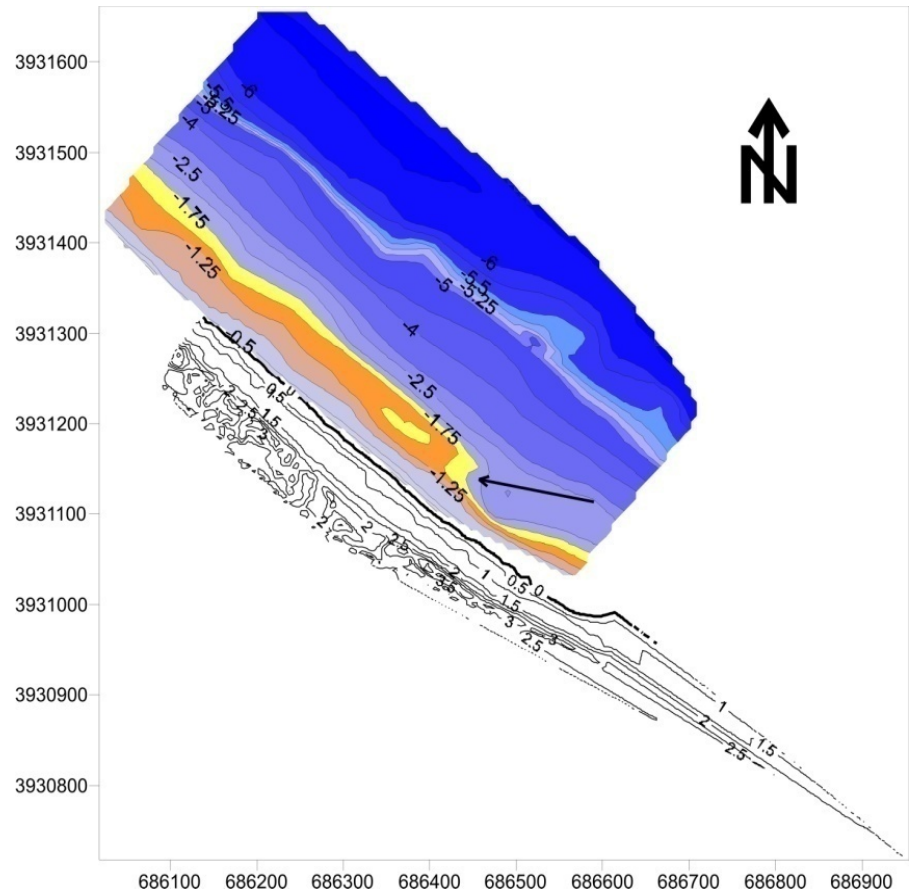


Figure 14. Evolution temporelle morphologique des profils de l'avant plage de la baie de Mahdia (Campagne bathymétrique 2004 et 2006); (a) Profil 8 au centre de la baie (b) Profil 13 au sud de la baie.

Figure 14. Temporal morphological evolution of the shoreface profile in the Mahdia bay. Bathymetric survey 2004 and 2006; (a) Profile 8 in the center of the bay (b) Profile 13 in the southern bay.

Figure 15. Bathymétrie de la plage sous marine au sud de la baie de Mahdia (avril 2004) associée à la topographie de la plage aérienne. L'accolement de la barre interne au centre du site coïncide avec l'élargissement du haut de plage.

Figure 15. Bathymetric map of the nearshore bedform of the southern bay of Mahdia (april 2004) associated to the backshore beach. The junction of the inner bar intertidal area in the center part of the site coincides with the widening of the backshore.



et al. 2007). Cette diversité typologique n'est pas prise en compte dans les classifications habituelles des barres subtidales ; elle conduit à suggérer une distinction entre les littoraux abondamment pourvus en matériel sableux et ceux qui souffrent d'une pénurie sédimentaire. Elle souligne aussi l'utilité de l'observation de la versatilité typologique temporelle des formes de barres comme indicateur de la sensibilité des zones littorales sableuses à l'érosion. En outre, le sondage bathymétrique réalisé en avril 2004 révèle vers l'extrémité sud de la baie un accolement de la barre interne à la berme de plage qui peut être attribué à une barre d'avant côte occasionnellement formée, pour renforcer la protection de la ligne de rivage soumise à l'attaque des vagues déferlantes (Fig. 15).

Cependant, certaines faiblesses du modèle doivent être notées ; en effet, l'évolution du transport sédimentaire au cours de la tempête (9h) (Fig. 12A), montre une convergence de courant vers l'abscisse 120-130 m au niveau du profil 14 mais ne provoque pas la formation d'une barre à une profondeur correspondante à -5 m (Fig. 12 B). Il conviendrait de faire des mesures de courantométrie pour essayer de mieux comprendre les relations entre le courant au fond, le transport sédimentaire et la morphologie qui en est induite. Les relations de formulation théoriques sont déjà dans le module PERTA, il faut l'améliorer ou faire des mesures in-situ.

CONCLUSION

La dynamique des corps sableux de l'avant côte de Mahdia est une forme d'adaptation de la plage aux conditions d'événements hydrodynamiques marins de forte énergie. La réponse morphologique de la plage sous marine est différente suivant la pente du profil. En effet, le centre de la baie de Mahdia est caractérisé par une plage dissipative à deux barres subtidales qui s'orientent vers un état d'équilibre occasionnel pendant la tempête. Alors qu'au sud de la baie, où la plage présente une pente forte avec une seule barre sédimentaire sous marine, l'action de la réfraction des vagues causerait une érosion du rivage. En outre, la mobilité des barres sous marines de la baie de Mahdia s'intègre dans une dynamique d'équilibre (boucle négative). En effet, soumis à des conditions de tempête, ces corps sédimentaires migrent vers le large puis reviennent vers la côte. La résultante de cette morphodynamique est un rapprochement des barres du rivage associé à un engraissement de la plage sous des conditions de forte houle. Cette modalité semble caractériser une phase d'oscillation de la barre de déferlement autour d'une position d'équilibre «dynamique» (O.P.E) selon Certain (2002). Cette forme d'adaptation aux agents de forçages hydrodynamiques marins pourrait en outre, témoigner d'une pénurie en sédiments sableux au niveau du prisme littoral de la baie de Ras Dimas-Cap Africa.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été élaborée dans le cadre de travaux de recherches de thèse de doctorat à l'Université de Tunis El Manar, Tunisie (Amrouni 2008). L'acquisition du modèle SMC_TUN était dans le cadre d'un projet bilatéral entre l'APAL, Tunisie (Agence de Protection et d'Aménagement du Littoral) et l'équipe GIOC de

l'Université de Cantabria, Espagne. Les évaluateurs anonymes sont remerciés pour leurs remarques et suggestions.

REFERENCES

- Akouango E. 1997. *Morphodynamique et dynamique sédimentaire dans le golfe du Lion. Contribution à l'étude de la zone côtière dans l'actuelle et le quaternaire récent*. Thèse Université de Perpignan, 200p.
- Amrouni O. 2002. *Réhabilitation et stabilisation des dunes bordières de la côte nord de Mahdia*. DEA. Faculté des Sciences El Manar, 200p.
- Amrouni O. 2008. *Morphodynamique d'une plage sableuse microtidale à barres : côte nord de Mahdia (Tunisie orientale)*. Thèse doctorat. Faculté des Sciences El Manar, 297p.
- Amrouni O. & Abdeljaouad S. 2009. Etude de la dynamique sédimentaire spatio-temporelle à court terme du système dune/plage de la côte nord de Mahdia (Sahel Tunisien) : rôle des agents de transport et de la granulométrie. *Revue Méditerranéenne de l'Environnement*, 1, 3, 581-595.
- Amrouni O., Souissi R., Barusseau J.P. *et al.* 2007. Grain-size and morphodynamical state of the bay-of-Mahdia shoreface (Tunisia). Contribution to the assessment of Coastal sensitivity. *GeoEco Marina*, 13, 5-19.
- Anthony E.J., Levoy F. & Mofort O. 2004. Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, northern France. *Marine Geology*, 208, 73-100.
- Anthony E.J., Levoy F., Mofort O. *et al.* 2005. Short term intertidal bar mobility on a ridge-and-runnel beach, Merlimont, Northern France. *Earth Surf. Processes Landf*, 30, 81-93.
- Bailard J.A. & Inman D.L. 1981. An energetics bedload model for a plane sloping beach: local transport. *Journal of Geophysical Research*, 86 C3, 2035-2043.
- Balouin Y., Desbiendras L., Gervais M., *et al.* 2012. Dynamique à haute fréquence des barres d'avant-côte en milieu microtidal : suivi vidéo du Lido de Sète, Golfe du Lion. *XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil*, Cherbourg. DOI:10.5150/jngcgc.2012.019-B.
- Bardi I. 2010. *Morphodynamique de la côte sableuse microtidale à barres le long de la frange littorale « Gabès – Oued Ferd » (Golfe de Gabès -Tunisie)*. Thèse de Doctorat. Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar, 202p.
- Barusseau J.P. & Saint-Guilly B. 1981. Disposition, caractères et mode de formation des barres d'avant-côte festonnées du littoral du Languedoc-Roussillon (France). *Oceanologica Acta.*, 4, 3, 297-304.
- Battjes J.A. & Janssen, J.P.F.M. 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. In: *Proceedings 16th International Conference Coastal Engineering*, Vol. 1, Houston, TX, ASCE, New York, 569-589.
- Bernabeu A.M. 1999. *Desarrollo, validación y aplicaciones de un modelo general de perfil de equilibrio en playas*. Thesis doctoral, Universidad de Cantabria.
- Bernabeu A.M., Medina R. & Vidal C.P. 2002. An equilibrium profile model for tidal environments. *Scientia Marina*, 66, 4, 325-335.
- Castelle B. 2004. *Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle : application à la côte aquitaine*. Ph.D. thesis, University Bordeaux I, unpublished, 340p.
- Certain R. 2002. *Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le golfe du Lion (Languedoc-Roussillon)*. Thèse de doctorat Spécialité Océanologie-Géologie. Université de Perpignan, 209 p.
- COADS 1964. Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, Release 1. NOAA Environmental Research Laboratories, Climate Research Program, Boulder, CO, 268p.

- Cowell P.J. & Thom B.G. 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In *coastal evolution*, edited by Catrer R.W.G & Woodroffe C.D Cambridge University Press, 33-86.
- De Vriend H.J. & Stive M.J.F. 1987. Quasi-3D Modelling of Nearshore Currents. *Coastal Engineering*, 11, 565-601.
- Dean R.G. 1977. Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf coasts. Department of Civil Engineering, *Ocean Engineering Report*, n° 12, University of Delaware, Newark, DE.
- Desmazes F. 2005. *Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la côte aquitaine. Exemple de la plage du Truc Vert*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1, 292p.
- Direction Générale des Services Aériens et Maritimes. D.G.S.A.M. 1995. Etude de la protection de la falaise de Mahdia contre l'érosion. *Activité 4 «Etudes techniques complémentaires»: Etude hydraulique*. Phase II, 3-8.
- Dolan T. J. & Dean R. G. 1985. Multiple Longshore Sand Bars in the Upper Chesapeake Bay. *Estuarine Coastal and Shelf Science*. 21, 727-743.
- Garcia N., Medina R., Lomònaco P. *et al.* 2003. Impact du port sur la plage de Gijon. *Revue Française de Génie Civil*, 9, vol. 7, 1117-1137.
- Gervais M., Y. Balouin Y., Belon R., *et al.* 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*, DOI:10.5150/jngcgc.2010.032.
- G.I.O.C. 1998. *Documento Temático de Regeneración de Playas*. Ministerio de Medio Ambiente. www.smc.unican.es.
- G.I.O.C. 2003a. 2DV-Process-based Cross-shore Evolution Model. *State Coastal Office-Spanish Environmental Ministry and University of Cantabria*, 55. Spécial Génie Côtier, 9, n° 7, 1117-1137.
- G.I.O.C. 2003b. Wave Induce Currents Model in the Surf Zone (Copla-SP). *State Coastal Office-Spanish Environmental Ministry and University of Cantabria*, 61.
- G.I.O.C. 2003c. 2DH-Morphodynamic Evolution Model for Near Shore Areas (MOPLA). *State Coastal Office-Spanish Environmental Ministry and University of Cantabria*, 262.
- Goldsmith V., Bowman D., Kiley K. *et al.* 1982. Morphology and dynamics of crescentic bar systems. *Proceedings 18th Conference on Coastal Engineering*, 941-953.
- González M. & Medina R. 2001. On the application of static equilibrium bay formulations to natural and man-made beaches. *Coastal Engineering*, 209-225.
- González M., Medina R., González-Ondina A. *et al.* 2007. An integrated coastal modelling for analyzing beach processes and beach restoration projects, SMC. *Computers & Geosciences*, 33, 916-931.
- González M., Medina R. & Losada M.A. 1999. Equilibrium beach profile model for perched beaches. *Coastal Engineering*, 343-357.
- Gourley M. 1968. Beach and dune erosion test. *Delft Hydraulics Laboratory*, report n° M935/M936.
- Greenwood B. & Davidson-Arnott R.G.D. 1979. Sedimentation and equilibrium in wave formed bars: a review and case study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, 312-332.
- Hèquettea A. & HILL P.R.1993. Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy shoreface, Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea. *Marine Geology*, 113, 283-304.
- IPCC 2007. Bilan 2007 des changements climatiques : Rapport de synthèse. Contribution du Groupe de travail I, II, III au quatrième. *Rapport d'évaluation du GIEC. Core Writing Team*, Pachauri, R.K. and Reisinger, A. (Eds.) IPCC, 104 p.
- Kirby JT & Özkan H.T. 1994. Combined refraction/diffraction model for spectral wave conditions. REF/DEF Version 1.1. *Documentation and user's manual. Report N0 CaCR 9404. Center Applied Coastal research*. University of Delaware.
- L.C.H.F. 1978. *Etude des ports de pêche côtiers en Tunisie*. Rapport. Int. O.N.P.T., 187p.
- Larson M. 1995. Model for decay of random waves in the surf zone. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 121, 1, 1-12.
- Levoy F. 2000. *Morphodynamique des plages sableuses et trait de côte à différentes échelles spatio-temporelles*. Vol I. Mémoire d'habilitation. UFR des Sciences de la Terre et de l'Aménagement Régional, 150p.
- Longuet Higgins M.S. 1970. Longshore currents generated by obliquely incident seawaves. *Journal of Geophysical Research*, 75, 6778-6801.
- Louati M. 2014. *Analyse de données spatiale et la mise en place d'un système d'Information Géographique pour le suivi des évolutions morpho-sédimentaires des plages sableuses dans le Golfe de Tunis*. Thèse de doctorat. Faculté des Sciences de Tunis, 188p.
- Manuel de l'utilisateur, SMC. 2005. *Modèle d'évolution du profil transversal de plage. PETRA 2.5*. <http://www.smc.ihcantabria.com/>.
- 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.
- Masselink G. & Short A.D. 1993. The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model. *Journal of Coastal Research*, 9, 785-800.
- Medina R., Bernabeu A.M., Vidal C. *et al.* 2000. Relationship between beach morphodynamics and equilibrium profiles. *Proc. 27th International Coastal Engineering Conference*, A.S.C.E., 3, 2589-2600.
- Medina R. 2005. Analyse de la stabilité des plages et conception de rechargements au moyen du système de modélisation côtière (SMC). *Congrès International MAMERN*, Oujda, Maroc.
- Oueslati A. 1993. *Les côtes de la Tunisie. Géomorphologie et environnement et aptitudes à l'aménagement*. Série 2, Publication de la Faculté des Sciences humaines et sociales de Tunis, Géographie, Université de Tunis I. 387p.
- Ranasinghe R., Pattiaratchi C. & Masselink G. 1999. A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets. *Coastal Engineering*, 37, 1-36.
- Paskoff R. & Sanlaville P. 1983. Les côtes de la Tunisie. Variations du niveau marin depuis le Tyrhénien, *Coll. Maison Orient Médit.* 14sér. Géographie et Préhistoire, 2, 192p.
- Paskoff R., Slim H. & Troussset P. 1991. Le littoral de la Tunisie dans l'Antiquité : cinq ans de recherches géo- archéologiques. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres*. Volume 135, 3, 515-546.
- Paskoff R. 1993. *Côtes en danger*, Paris, Masson, 250p.
- Raabe A.L.A., Klein A.H.F., González M. *et al.* 2010. MEPBAY and SMC: Software tools to support different operational levels of headland-bay beach in coastal engineering projects. *Coastal Engineering*, 57, 213-226.
- Rattanapitikon W. & Shibayama T. 1998. Energy dissipation model for regular and irregular breaking waves. *Coastal Engineering* 40, 4, 327-346.
- Ruessink B. G., Van Enkevort K. S. K. & Davidson M. A. 2000. Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour. *Marine Geology*, 169, 161-183.
- S.O.G.R.E.A.H. 1992. *Réhabilitation de la protection des plages sud de Tunis et de Mahdia*. Rapport Inédit. Extrait de notes de services-Ministère de l'équipement et de l'habitat.
- Saidi H., Souissi R. & Zarghouni F. 2012. Environmental impacts of single and successive breakwaters along the Mediterranean coastline at Rade's-Ezzahra, NE Tunisia. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 71, 3, 519-527.
- Saidi H. 2013. *Etude sédimentologique et morphodynamique des côtes sableuses du golfe de Tunis (Tunisie nord-orientale)*. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de Tunis, 217p.

- Sedrati M. & Anthony E.J. 2007. Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Marine Geology*, 244, 209-229.
- Short A.D. 1978. Waves power and beaches-stages. A global model. *Proceeding 16th International Conference on Coastal Engineering. ASCE*, 1145-1162.
- Short A.D. & Aagaard T. 1993. Single and multi bar change models. *Journal of Coastal research*. Special issue, 15, 141-157.
- Short A. D. 1999. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Wiley & Sons Ltd, 379p.
- Soulsby R. L. 1997. Dynamics of Marine Sands: a Manual for Practical Applications, *Thomas Telford Publications*, London.
- Thornton E. & Guza R.T.1983. Transformation of Wave Height Distribution. *Journal of Geophysical Research*, 88, C10, 0148-0227.
- Van Rijn L.C. 1998. Principles of coastal morphology. *Aqua Publications*, Amsterdam, the Netherlands.
- Wise R. A., Smith S. R. & Larson M. 1996. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Report 4: cross shore transport under random waves and model validation with supertank and field data. Technical Report CERC-89-9, US Army Engineer Waterways Experiment Station, *Coastal Engineering Research Center*, Vicksburg, MI, USA, 135p.
- Werner B.D. & Fink T.M. 1993. Beach cusps as self-organized patterns. *Sciences*, 260, 968-970.
- Wright L.D. & Short A.D. 1984. Morphodynamic variability surf zone and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.
- Wright L.D. & Thom B.G. 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, 1, 412-459.

Manuscrit reçu le 15/02/2017

Version révisée acceptée le 23/02/2018

Version finale reçue le 27/02/2018

Mise en ligne le 02/03/2018