

# APPORT DES IMAGES SATELLITAIRES À HAUTE RÉSOLUTION SPATIALE POUR L'ÉTUDE DES CORDONS D'AVANT-CÔTE SUR LE LITTORAL ATLANTIQUE DE TANGER (MAROC)

JAMAL EDDINE EL ABDELLAOUI<sup>1,a</sup> et ANDRÉ OZER<sup>2,b</sup>

<sup>a</sup> *Faculté des Sciences et Techniques, Département des Sciences de la Terre,  
B.P. 416, Tanger, Maroc  
Téléphone : +212 39 39 39 54 ; télécopieur : +212 39 39 39 53*

<sup>b</sup> *Université de Liège, Département de Géographie physique et Quaternaire,  
Allée de 6 Août, n° 2 (Bâtiment B11), 4000 Liège, Belgique  
Téléphone : +32 4 366 54 46 ; télécopieur : +32 4 366 57 22*

*Courriel (1,2) : [jdelaoui@fstt.ac.ma](mailto:jdelaoui@fstt.ac.ma) ; [aozer@ulg.ac.be](mailto:aozer@ulg.ac.be)*

*(soumis : 5 avril 2004 ; révisé : 20 juillet 2004 ; accepté 25 juillet 2005)*

La cartographie d'un littoral formé de cordons d'avant-côte et le suivi de son évolution, se justifient par la rapide évolution du profil de plage d'un tel système et l'étendu des changements qu'il induit puisqu'elle concerne plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres de ligne de rivage. Elle se justifie ensuite par la grande irrégularité de la topographie et le risque qu'elle engendre pour la navigation côtière ainsi que les forts courants de retour qui en résultent et leur danger pour les baigneurs.

Dans le but de caractériser la géomorphologie du littoral atlantique de Tanger et de cartographier la position des cordons d'avant-côte et des chenaux de retour, deux images à haute résolution spatiale de HRV de SPOT ont été traitées et analysées. Par l'application d'un filtre directionnel sur la première image, deux cordons d'avant-côte immergés ont été repérés. La deuxième image, prise à marée basse, a permis la caractérisation des cordons intertidaux émergés. Une cartographie de tout le système a ainsi été réalisée.

L'étude diachronique à partir de deux images TM de Landsat a permis d'évaluer le taux de migration des cordons à moyen terme. À long terme, l'évolution se fait en système fermé car, tout transport sédimentaire transversal se produisant dans un sens ou dans l'autre à court et moyen termes est compensé par un transport inverse.

Sur ce littoral, la configuration linéaire est prédominante, ce qui se justifie par la force des courants latéraux.

*Mots-clés : téledétection, cordons d'avant-côte, géomorphologie littorale, Tanger.*

## CONTRIBUTION OF HIGH-RESOLUTION SATELLITE IMAGERY TO STUDY NEARSHORE BARS OF THE ATLANTIC COASTLINE OF TANGIER (MOROCCO)

The mapping of barred beach shore and the study of its evolution are justified by the rapid evolution of beach profile of such a system and the extension of changes that induces on several tens to hundreds of kilometres of coastal line. It is also justify by the great topography's irregularity and the risk that is generated for the coastal navigation, and finally, by the resulting strong rip current derived and their danger for the swimmers.

In the aim to characterize the geomorphology of the Atlantic shore of Tangier and map the position of the bars and the rip channels, two high resolution images from SPOT HRV were analyzed. By the application of a directional filter on the first image, two subtidal bars were localised. The second image, taken during low tide, permitted the characterization of emerged intertidal bars. The mapping of all the system was realised.

The diachronic study starting from two Landsat TM images allowed the evaluation of the medium-term rate of migration of the bars. At long term, their evolution is in closed system because any cross-shore sedimentary transport occurring in a direction or another, with course and medium term, is compensated by an opposite transport.

On this shore, the linear configuration is prevalent which is justified by the velocity of the longshore currents.

*Keywords : remote sensing, nearshore bar, shore geomorphology, Tangier.*

### 1. INTRODUCTION

La gestion d'un système littoral doit se baser sur une connaissance approfondie des facteurs contrôlant son équilibre. Celle-ci nécessite des séries de mesures, sur des périodes de temps suffisamment longues, pour évaluer la stabilité morpho-sédimentaire de la côte, notamment dans le cas d'un

régime hydrodynamique énergétique à évolution morphodynamique rapide. En cas d'absence de longues séries de mesures, on a recours, le plus souvent, aux modèles morphodynamiques. Or ces derniers ne donnent pas toujours des résultats fiables pour prédire les changements géomorphologiques engendrés par des événements exceptionnels telles les tempêtes violentes (Cohen *et*

al., 2002). Dans ces conditions, l'imagerie satellitaire à haute résolution spatiale constitue une alternative pertinente. Elle permet de se rendre compte de la stabilité d'une côte sur une échelle spatio-temporelle raisonnable. En effet, les images satellitaires ont la capacité d'exposer une vue synoptique et répétitive d'une région et permettent donc de suivre l'évolution des littoraux (Grenier et Dubois, 1990). La télédétection satellitaire à haute résolution spatiale permet, entre autres, d'obtenir des cartes bathymétriques complètes et précises et également de valider les modèles morphodynamiques (Lafon *et al.*, 2000).

L'évolution géomorphologique des littoraux sableux est conditionnée par l'action hydrodynamique et par le transport sédimentaire. La géomorphologie d'un littoral meuble dont l'apport sédimentaire est important se caractérise, le plus souvent, par l'existence de cordons d'avant-côte. La variabilité temporelle d'un tel système est conditionnée par le régime hydrodynamique, la géomorphologie de l'avant-côte et par les conditions météorologiques.

Plusieurs facteurs sont cités dans la littérature pour expliquer la formation des cordons littoraux. Ceux qui reviennent le plus souvent sont : l'action des houles incidentes, des houles infragravitaires, le gabarit dans le champ d'écoulement entrant dans le système, la géomorphologie initiale, la pente et la disponibilité en matériaux meubles et leur granulométrie (Barusseau et Saint-Guily, 1981 ; Wright and Short, 1984 ; Howd *et al.*, 1992 ; Bryan and Brown, 1998 ; Paskoff, 1998 ; Héquette, 2001 ; Wijnberg and Kroon, 2002).

Dans le cas d'un littoral avec cordons et chenaux de retour, l'irrégularité du profil de la plage engendre la circulation d'un courant en direction de la côte au-dessus des cordons, en direction de la mer dans les chenaux de retour et le long de la côte, enfin en direction des chenaux de retour dans les creux parallèles aux cordons (Fredsoe and Deigaard, 1993).

Dans cet article, on retiendra la classification de Wright et Short (1984) pour caractériser la géomorphologie du littoral atlantique de Tanger. Dans leur modèle morphodynamique, ces auteurs distinguent six états de plage et de zone de déferlement : deux états extrêmes, très dissipatifs et très réfléchifs, et quatre états intermédiaires qui possèdent à la fois des éléments dissipatifs et réfléchifs et présentent une géomorphologie et des processus plus complexes. Ils présentent l'état modal (l'état le plus récurrent) d'une plage, en fonction de la valeur modale du paramètre adimensionnel «  $\Omega$  ». Ce dernier est fonction de la hauteur de déferlement  $H_b$  (m), de la période de l'onde  $T$  (s) et de la vitesse de chute des sédiments  $W_s$  (m.s<sup>-1</sup>) :  $\Omega = H_b / (W_s \cdot T)$ .

Quand la valeur de  $\Omega$  est au-dessus de 6, l'état modal de la plage est complètement dissipatif, quand elle est au-dessous de 1, la plage est réfléchive et quand la valeur de  $\Omega$  est comprise entre 1 et 6 l'état modal de la plage correspond à un des états intermédiaires. Si la variation de l'état se fait à l'intérieur des domaines de  $\Omega > 6$  ou  $\Omega < 1$ , aucun changement de la plage n'en résulte. Par contre, cette dernière présente une forte variation quand  $\Omega$  présente des valeurs modales intermédiaires entre 1 et 6.

Pour des raisons de simplification, on retiendra la terminologie utilisée par Shand *et al.* (2003) pour distinguer les quatre classes intermédiaires :

- configuration linéaire : équivalente à la classe *longshore bar and trough* du modèle de Wright et Short (1984) ;
- la configuration ondulée : équivalente à la classe *rhythmic bar and beach* de Wright et Short (1984) ;
- la configuration transversale : équivalente à la classe *transverse bar and rip* de Wright et Short (1984) ;
- la configuration douce (*subdued*) : largement équivalente à la classe *ridge and runnel / low tide terrace* de Wright et Short (1984).

D'autre part, dans leur classification, Wijnberg et Kroon (2002) distinguent les cordons intertidaux des cordons d'avant-côte. Selon ces auteurs, la position des cordons par rapport à la ligne rivage reflète intimement les caractéristiques de la profondeur de l'eau : en d'autres termes elle est liée au régime d'écoulement de la zone en question. Pour des fins méthodologiques, on distinguera dans cet article entre les cordons intertidaux et les cordons d'avant-côte.

Les objectifs de cet article sont de classer la côte atlantique de Tanger et d'identifier ses caractéristiques géomorphologiques ainsi que d'apprécier l'apport des données d'observation de la terre à la cartographie et au suivi d'un littoral à évolution rapide.

## 2. GÉOMORPHOLOGIE LITTORALE ET CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES ET MARINES DE LA CÔTE ATLANTIQUE DE TANGER

La côte atlantique de la province de Tanger appartient à la classe des côtes basses bordant des plaines alluviales à caractère estuarien. La ligne de rivage présente un trait rectiligne de 35 km de longueur (figure 1). Elle est caractérisée, du cap Achakar à la ville d'Asilah par une plage sableuse et par la présence de dunes côtières précédant des marais littoraux. La pente de l'estran est comprise entre 0,8 et 1 %.

CORDONS D'AVANT-CÔTE DE TANGER

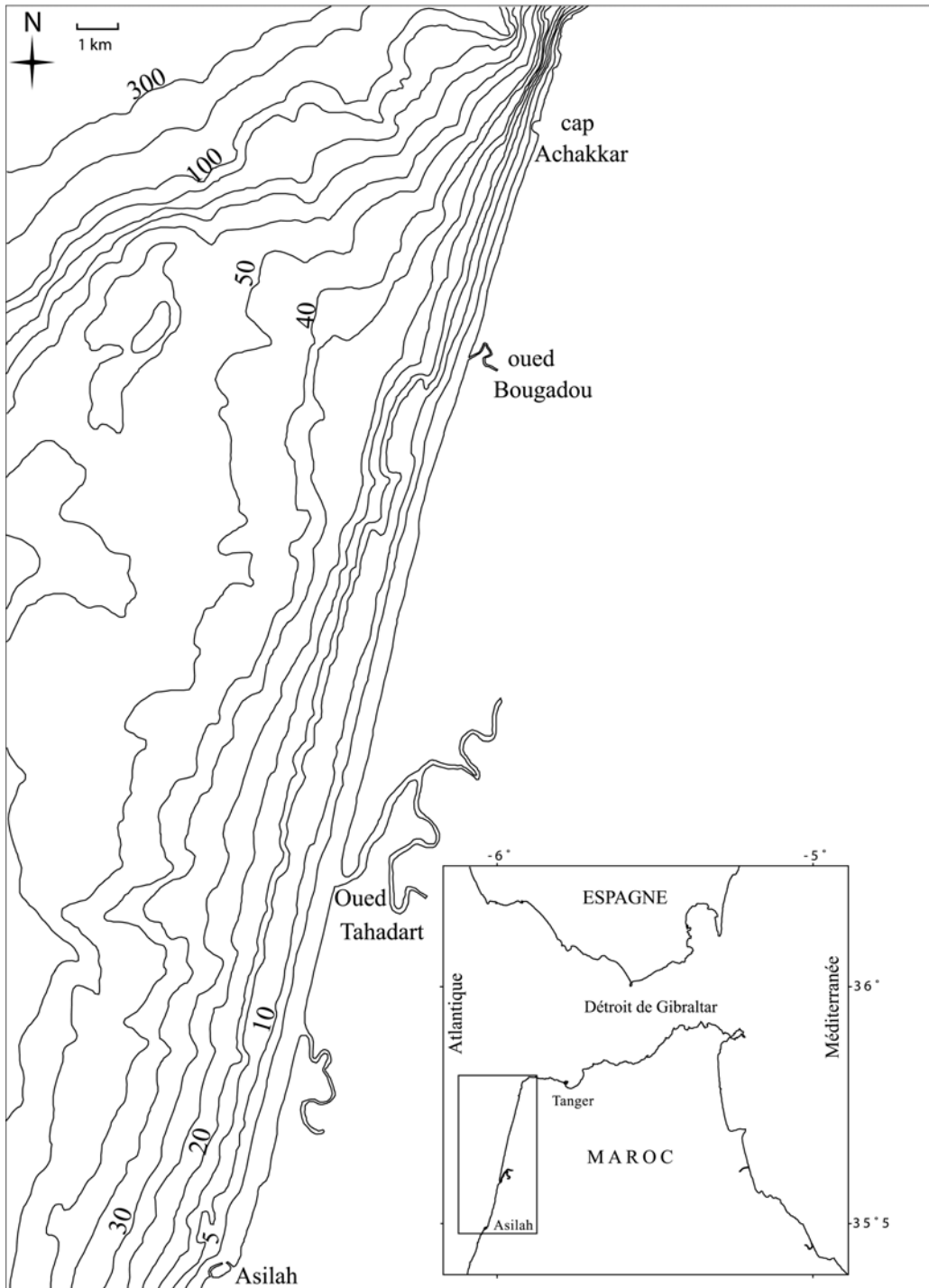


FIGURE 1 Côte Atlantique à découpage rectiligne. *Straight configuration of the Atlantic coast of Tangier.*

À Tanger, les vents dominants proviennent des secteurs ENE à est ou OSO à ouest. À la station de Tanger-Aérodrome, proche de ce littoral, les vents sont de forts à violents. En effet, sur la période de

1963-1983, la fréquence des vents supérieurs à 5 m/s est de 60 %, celle du temps calme inférieur à 2 m/s ne dépasse pas 2 % (Boughaba, 1992). Sur la période

de 1991-2000, la fréquence des vents supérieurs à 8 m/s est de 22 % (Sogreah, 2003).

Les agents hydrodynamiques les plus énergétiques sur la plate-forme continentale sont ceux induits par les conditions météorologiques régnant sur l'Atlantique. Celles-ci engendrent des houles d'ouest à NO dont les périodes varient de 7 à 18 s. Les plus fortes houles, de fréquence décennale, peuvent atteindre 7 à 9 m d'amplitude et sont susceptibles de mobiliser les sédiments jusqu'à 100 m de profondeur (Jaaïdi et Cirac, 1987). Sur la rive sud de l'entrée occidentale du détroit de Gibraltar, la houle décennale des secteurs ouest à NO a une hauteur significative de 7,8 m (Sogreah, 2003). La direction principale de la houle sur la côte atlantique est d'ouest à NO. La dérive littorale se fait vers du sud au SO, comme le montre bien la déviation de la flèche sédimentaire à l'embouchure de l'oued Tahadart (figure 1).

La marée est de type semi-diurne avec un régime mésotidal. Le marnage, qui est de l'ordre de 2 à 3 m, induit des courants de marée de faible niveau énergétique. En général, le flot porte du nord au NE et le jusant du sud au SO.

En général, les courants côtiers ont des directions d'écoulement du nord vers le sud, avec des vitesses variant de 10 cm/s à 50 cm/s. Ce sont des courants très irréguliers qui dépendent de la géomorphologie locale et des variations saisonnières. À l'entrée occidentale du détroit de Gibraltar, la marée est essentiellement semi-diurne avec une amplitude de 2 m. Le flot porte vers l'est et le jusant vers l'ouest (Cirac *et al.*, 1989).

Du nord d'Asilah jusqu'au cap Spartel, le sable est fin à moyen. Il est bien classé et présente une courbe unimodale. Il s'agit d'un sable moyen au nord et au sud de ce secteur côtier, et plus fin au centre (Duplantier et Lesueur, 1983).

### 3. MÉTHODE DE TRAVAIL

Avec l'objectif d'étudier les caractéristiques géomorphologiques du littoral atlantique de Tanger, une première image HRV (XS) de SPOT a été sélectionnée. Il s'agit de l'image « S », du 24 février 1998. Elle a été prise pendant le jusant, le niveau de la mer étant de 2,32 m au port d'Asilah. En premier lieu, l'image a été géoréférenciée et un masque a été créé sur le continent. La limite entre les eaux marines et le continent, au moment de la prise de vue, a été tracée en utilisant la caractéristique d'absorption de l'infrarouge par l'eau de la bande X3. La bande X1 a été utilisée pour la détection des objets immergés car elle possède une meilleure résolution spectrale. Sur la bande X1, la zone littorale a, par la suite, subi un filtrage directionnel (3 x 3) sous un angle  $\alpha = 30^\circ$ . Les objets qui ont une

direction normale à la direction du filtre sont accentués. Ceux qui sont parallèles à la direction du passage du filtre sont masqués. L'utilisation d'un filtre directionnel permet d'améliorer la visibilité des structures orientées, ce qui permet de les cartographier avec plus de précision. Le traitement de cette image a permis de détecter deux linéaments sous-marins, parallèles à la ligne de côte, d'une longueur totale de 25 km (figure 2).

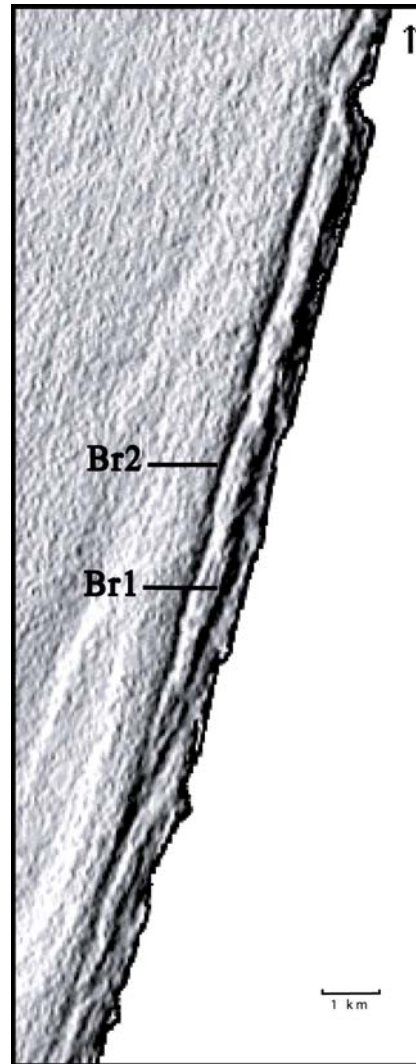


FIGURE 2 Filtrage directionnel de la bande XS1 de l'image S. Détection de deux cordons d'avant-côte immergés : Br1 et Br2. *Application of the directional filter on the XS1 channel of the image S. Two subtidal bars are detected : Br1 et Br2.*

Pour identifier la nature de ces linéaments et pour cartographier le système de toute la zone littorale, notamment au niveau de la zone intertidale, une deuxième image HRV (XS) « S' » a été sélectionnée.

## CORDONS D'AVANT-CÔTE DE TANGER

Elle a été choisie à marée basse, la hauteur de l'eau étant de 0,78 m au port d'Asilah. Pour éviter des changements géomorphologiques notables, on a retenu l'image du 3 mars 1998, soit une semaine plus tard que la première. Cette image a permis une meilleure détection de la géomorphologie de la zone intertidale et donc l'identification de la nature des linéaments. Il s'agit d'un système de cordons d'avant-côte sableux.

Ensuite, les deux images ont été superposées pour créer une composition colorée (figure 3). Celle-ci a permis la cartographie de l'ensemble du système de cordons d'avant-côte et l'appréciation des changements géomorphologiques qui ont affecté la zone

intertidale. À partir de cette image finale, on a produit une carte de l'ensemble du système avec l'emplacement des cordons et des chenaux de retour.

Dans le but d'apprécier l'évolution temporelle de la géomorphologie des cordons d'avant-côte, on a procédé à la collecte et à l'analyse des images satellitaires à haute résolution spatiale, disponibles sur une période de 15 ans (1987 à 2001) (tableau 1). La disponibilité de deux images TM de Landsat prise à trois mois d'intervalle (7 février et juillet 1987), a permis d'évaluer le taux déplacement transversal des cordons et de faire une comparaison géomorphologique entre le système de cordons de 1998 et celui de 1987.

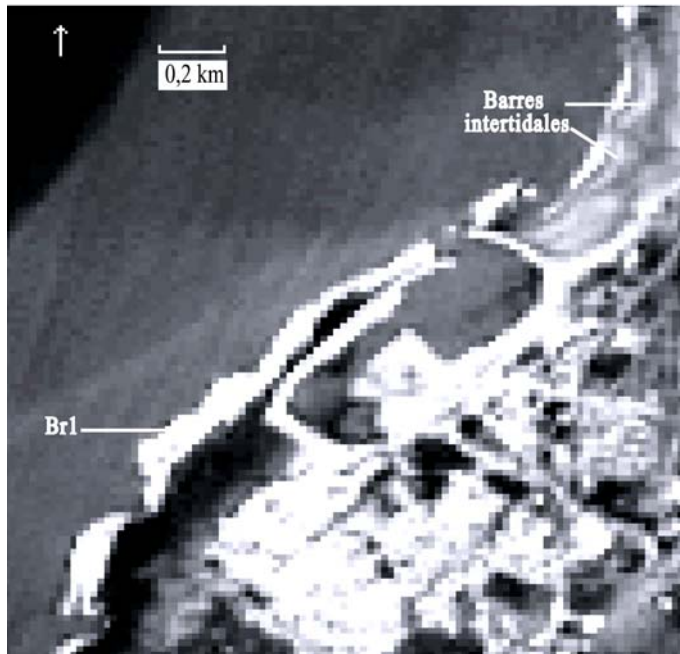


FIGURE 3 Le cordon d'avant-côte « Br1 » superposé contre la grande jetée du port d'Asilah et des cordons intertidaux ondulés (image S'). *Subtidal bar "Br1" superimposed against the harbour of Asilah and the intertidal bars with undulating configuration (image S').*

TABLEAU 1 Images à haute résolution utilisées. *High-resolution images used.*

Capteur	Date d'acquisition	Hauteur de marée (m)	Résolution spatiale (m)
HRV(P) de SPOT	21-07-1996	1,05	10
HRV(XS) de SPOT	24-02-1998	2,38	20
HRV(XS) de SPOT	03-03-1998	0,80	20
TM de Landsat	07-02-1987	2,03	30
TM de Landsat	07-05-1987	2,03	30
TM de Landsat	06-03-1988	0,74	30
TM de Landsat	13-07-1991	0,58	30
TM de Landsat	05-02-1992	0,93	30
ETM+ de Landsat	10-04-2001	?	30 à 15
ETM+ de Landsat	06-06-2001	?	30 à 15

#### 4. RÉSULTATS

L'application d'un filtre directionnel sur la zone littorale de l'image « S » masquée a permis une meilleure détection des linéaments sous-marins orientés NE-SO (figure 2). En fait, la forte turbidité des eaux sur le plateau continental crée une confusion sur la présence d'éléments sous-marins. Grâce au filtrage de l'image, l'organisation spatiale des objets au niveau de la zone infralittorale, est mieux visualisée. Deux cordons d'avant-côte immergés ont été détectés : le cordon interne « Br1 » et le cordon externe « Br2 ». Ce dernier se situe dans la zone infralittorale, approximativement entre les isobathes 5 m et 7 m. Le cordon interne se positionne à la limite entre la zone infralittorale et la zone intertidale. La largeur de ces cordons varie de 60 m à 120 m. Le sillon qui sépare les deux cordons est d'une largeur moyenne de 180 m. Latéralement, les cordons sont parfaitement parallèles à la ligne de rivage et ont pratiquement une forme rectiligne à partir du cap Achakar jusqu'à 6 km plus au sud. Encore vers le sud, les cordons présentent des

irrégularités géomorphologiques. Notamment, le cordon d'avant-côte interne qui montre une configuration légèrement ondulée. Sur l'image « S' » on constate que la géomorphologie de cordons d'avant-côte, s'étend jusqu'au-delà de la ville d'Asilah, sur une distance totale de plus de 40 km (figure 4). La crête du cordon d'avant-côte externe « Br2 », émerge en quelques points. Le cordon interne « Br1 » est entrecoupé par des chenaux de retour, c'est-à-dire la distance latérale entre les extrémités de deux cordons successifs. Latéralement, entre le cap Achakar et le port d'Asilah, on a dénombré 26 chenaux de retour incisant le cordon interne (figure 3). La largeur de ces derniers fluctue entre 55 m et 298 m, avec une moyenne de 120 m et un écart type de 71 m. La longueur latérale des cordons, prise comme la distance entre deux chenaux de retour, varie de 350 m à 1 800 m. La moyenne est de 910 m avec un écart type de 398 m. Ces valeurs montrent l'absence de régularité (rythmicité) dans le système cordons-chenaux.

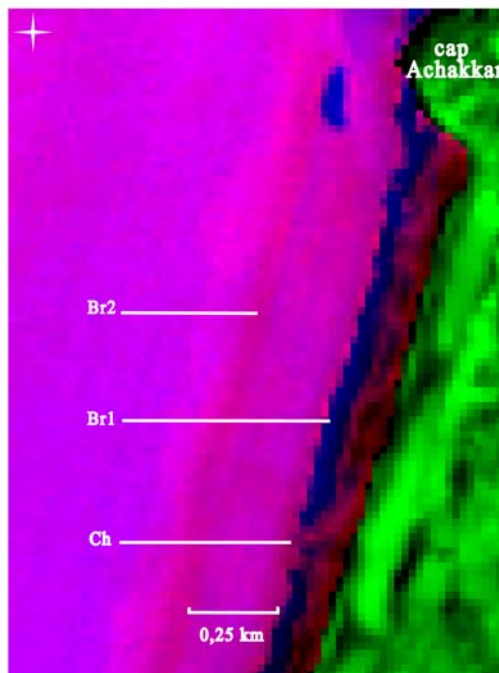


FIGURE 4 Composition colorée (RVB) des images S et S'. Br1 : cordon externe qui émerge à marée basse (en bleu) ; Br2 : cordon interne immergé ; ch : chenal de retour. La couleur verte présente la terre non atteinte par l'eau. *Color image (RGB) of the images S and S'. Br1 : The external bar emerged during the low tide (blue) ; Br2 : immersed bar ; ch: rip channel. The green color presents the non covered ground by water.*

Dans la zone intertidale, on distingue la présence de cordons intertidaux (figure 4). Selon les endroits, entre le cap Achakar et le port d'Asilah, leur nombre varie de un à deux et leur forme varie de linéaire à ondulée.

Au nord de la côte, au pied du cap Achakar, les caractéristiques géomorphologiques des cordons

varient, de la côte en direction du large. Les cordons intertidaux sont fragmentés et sont de plus faible dimension. En effet, la longueur des cordons entre deux chenaux de retour augmente vers la zone infralittorale. Elle varie d'environ 100 m à plus de 1,3 km. En d'autres termes, la fréquence des chenaux est plus élevée en zone intertidale

(figure 5). La largeur des cordons, ainsi que celle des sillons qui séparent les cordons, augmentent en direction du large. À titre de comparaison, on passe d'une largeur de 20 m à une largeur de 80 m pour les cordons et de 20 m à 180 m pour les sillons.

À la hauteur du port d'Asilah, les cordons viennent s'appuyer sur une grande jetée. Guidés par celle-ci, ils se superposent l'un contre l'autre donnant ainsi une géomorphologie originale en cordons superposés (figure 4).

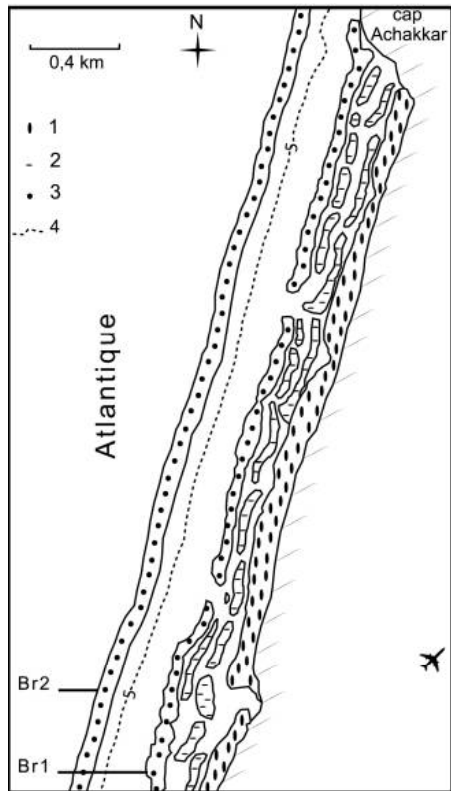


FIGURE 5 Carte géomorphologique, du système à cordons multiples, réalisée à partir des images « S » et « S' » de 1998 : 1 : arrière plage ; 2 : cordons intertidaux ; 3 : cordons d'avant-côte ; 4 : isobathe de -5 m. Les cordons intertidaux sont fragmentés. Ils forment un réseau de chenaux de retour en relation avec le cordon d'avant-côte Br1. *Geomorphological map of the multiple bars system, realized with the images « S » and « S' » of 1998 : 1 : back beach ; 2 : intertidal bars ; 3 : subtidal bars ; 4 : isobath of -5 m. The intertidal bars are fragmented. They form a network of rip channels in relation to the subtidal bar Br1.*

Les photographies prises sur le terrain en juillet 1998 montrent que les éléments géomorphologiques d'une côte de cordons intertidaux existaient encore.

Les chenaux de retour sont orientés obliquement à la ligne de côte. Sur le fond de ces derniers, les courants de retour ont produit des rides. Le matériel qui forme les cordons intertidaux est sableux à graveleux (figure 6) et la nature de la fraction grossière des grains, est prédominée par des fragments de coquilles et par un matériel gréseux.

L'analyse des images satellitaires multitudes montre fréquemment la présence d'un cordon interne, mais les caractéristiques géomorphologiques (dimension et forme des cordons, fréquence des chenaux de retour) ainsi que la position par rapport à la ligne de côte, sont temporellement variables. Le cordon est, le plus souvent, parallèle à la ligne de côte et présente habituellement une configuration linéaire, quoiqu'une configuration légèrement ondulée a été observée. Latéralement, on rencontre souvent des chenaux de retour, mais en général sans rythmicité. On n'a observé aucune configuration transversale.



FIGURE 6 Chenal de retour oblique avec des graviers sur son flanc (juillet 1998). *Rip channel with gravel material on its side (july 1998).*

D'autre part, l'analyse des valeurs radiométriques des objets de la plage montre que la réponse spectrale du matériel de surface qui forme les cordons d'avant-côte se distingue de celles du haut et moyen estran, et de celle de l'arrière plage. En effet, les profils radiométriques transversaux à la ligne de

côte se caractérisent tout au long de la côte par l'existence, dans le visible, d'un pic au niveau des cordons d'avant-côte. Cette caractéristique a été observée pour les systèmes de cordons de 1987 et de 1998. Les valeurs numériques du profil transversal (une ligne de pixels) de la bande XS1 de HRV (1998) montre quatre pics au niveau de la plage (figure 7). Le premier pic a une valeur numérique de 213. C'est la réponse spectrale du cordon d'avant-côte interne Br1. Le deuxième et troisième pics ont respectivement des valeurs numériques de 108 et 109. C'est la réponse des cordons intertidaux qui sont en nombre de deux. Le quatrième et dernier pic, qui est plus large, atteint la valeur de 115 : c'est la réponse spectrale de l'arrière plage. On remarque que la

différence de la valeur numérique entre ce dernier et celle des cordons intertidaux est faible. Elle est due notamment à la différence d'humidité entre les deux zones. Les cordons intertidaux, qui ont été recouverts par l'eau à marée haute, sont alors plus humides. Les caractéristiques du matériel sableux des cordons intertidaux ressemblent à celles de l'arrière plage. Par contre, les caractéristiques sédimentologiques des cordons d'avant-côte sont différentes des autres objets de la plage (figure 7). Le profil de réflectance du système de cordons de l'année 1987 montre aussi un pic au niveau du cordon d'avant-côte (figure 8). Il se distingue des réflectances de l'estran et de l'arrière plage.

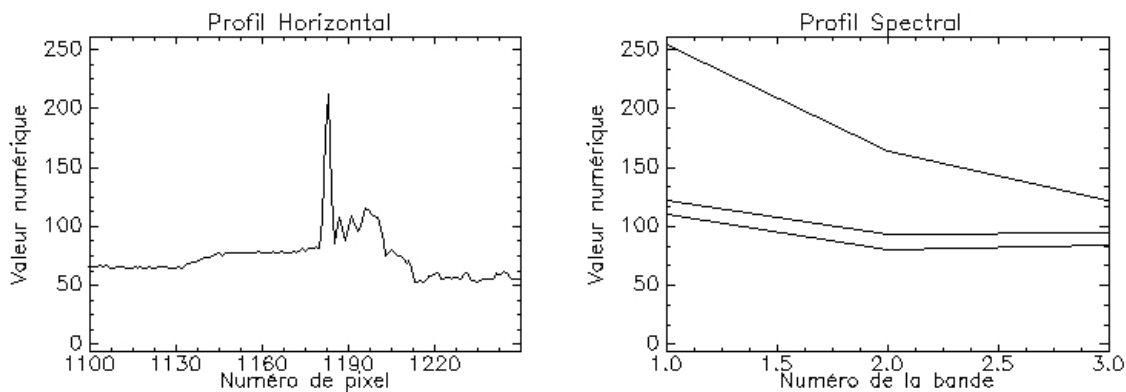


FIGURE 7 Réponse numérique des objets de plages. Graphique de gauche : profil horizontal XS1 de SPOT du 3 mars 1998 (ligne 1 615). De gauche à droite, la réponse de l'eau (de 1 100 à 1 185), suivi d'un premier pic qui est la réponse du cordon d'avant-côte interne, suivi par la réponse de deux cordons intertidaux et par celui de l'arrière plage qui possède un pic plus large. Graphique de droite : signatures numériques HRV(XS) de SPOT du cordon d'avant-côte (ligne du haut), suivi par celle de l'arrière plage enfin celle l'estran. *Numerical response of beach. Left graph : horizontal profile of SPOT HRV(XS1) of March 3 1998 (line 1 615). The left peak is the response of the subtidal bar, followed by the response of two intertidal bars and by the response of the back beach with large peak. Right graph : numerical signatures of SPOT HRV(XS) of the subtidal bar (top line), followed by the back beach response and finally by the response of intertidal beach.*

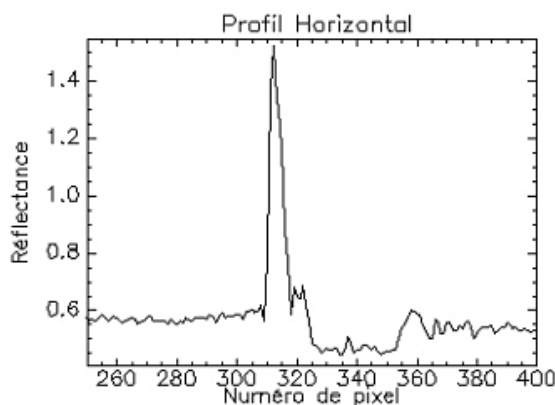


FIGURE 8 Profil de réflectance de TM1 de Landsat du 02-07-1987 (ligne 6 903). Le pic de réflectance du cordon interne est de 1,5 et il est suivi par la réponse de la plage. *Reflectance profile the image Landsat TM1 of the 02-07-1987 (line 6 903). The peak of reflectance of the internal bar is 1,5, and it is followed by the response of the beach.*



## CORDONS D'AVANT-CÔTE DE TANGER

Sur la côte atlantique de Tanger, les vents intenses de directions NO à SO accentuent l'action des houles et des courants qui en dérivent, particulièrement les courants latéraux. Par contre, les vents du NE au SE, exerçant une contrainte de cisaillement à la surface de l'eau, tendent à s'opposer à l'action des houles de surface. Ces vents ont des répercussions majeures sur le transport sédimentaire et la géomorphologie littorale.

De l'analyse des données de 1987 (6 janvier et 7 mai 1987), on constate que les vents de vitesse supérieure ou égale à 8 m/s (toutes directions) sont fréquents (41,4 %) (tableau 2). Ils dépassent

largement la valeur moyenne (21,6 %) observée sur la période de 1991-2000 (10 ans) (Sogreah, 2003), particulièrement les vents de directions NO à SO, dont la fréquence est pratiquement cinq fois plus élevée (19,8 % sur 4,1 %).

Les données de 1998 (3 mois) montrent que les fréquences des vents d'intensité supérieure à 8 m/s sont relativement proches de celles enregistrées sur la période de 1991-2000. Contrairement à ceux de 1987, les vents de direction NO à SO ont une fréquence légèrement en dessous de la moyenne (3,2 % sur 4,1 %).

TABLEAU 2 : Fréquence des vents de vitesse supérieure à 8 m/s à la station de Tanger-Aéroport. *Frequency of the wind speed higher than 8 m/s at the station of Tangier-Airport.*

Période	Directions	Vitesse moyenne (m/s)	Fréquence (%)
01-01-1987 au 07-05-1987	NE au SE	13,8	21,6
	NO au SO	11,4	19,8
	Toutes directions	12,6	41,4
01-01-1998 au 03-03-1998	NE au SE	10,4	24,2
	NO au SO	11,5	03,2
	Toutes directions	10,6	27,4
1991 à 2000	NE au SE	?	16,8
	NO au SO	?	04,1
	Toutes directions	?	21,6

## 5. DISCUSSION

La côte atlantique de formations meubles de Tanger se caractérise par la présence d'un système de cordons multiples avec une circulation en chenaux de retour. La géomorphologie des cordons subit des changements rapides. Ces derniers sont accompagnés par le transport des sédiments vers le large, vers la ligne de rochage et le long de la côte. Ces caractéristiques géomorphologiques sont identiques à celles d'une plage intermédiaire selon la classification de Wright et Short (1984). La plage intermédiaire est, spatialement et temporellement, la forme de plage la plus dynamique et dont les différents états présentent une géomorphologie et des processus complexes. Le système de cordons multiples de la côte atlantique de Tanger est composé par des cordons d'avant-côte et des cordons intertidaux.

### 5. 1. Cordons d'avant-côte

La géomorphologie en cordons d'avant-côte est prédominée par la configuration linéaire, avec la

présence de chenaux de retour et elle est présente sur l'ensemble des images satellitaires qui ont été analysées. Les chenaux de retour sont plus au moins développés. Ces caractéristiques sont semblables à la configuration *longshore bar and trough* du modèle morphodynamique de Wright et Short (1984). La présence de la configuration linéaire reflète intimement les caractéristiques d'une côte ouverte, exposée aux effets d'un régime hydrodynamique énergétique. En fait, la hauteur moyenne significative de la houle dominante de direction ONO, mesurée à l'entrée du détroit au cours des années 1987 et 1988, était de 2,8 m (SNED *in* Boughaba 1992). La configuration ondulée est relativement moins fréquente sur la côte atlantique de Tanger. Celle-ci apparaît sous des conditions de faible énergie de houle (Wright and Short, 1984 ; Lippmann and Holman, 1990 ; Short and Aagaard, 1993 ; Van Enckevort and Ruessink, 2003).

La migration transversale des cordons d'avant-côte s'effectue dans deux sens : de la côte vers le large et du large vers la ligne de rivage. Le système de cordons de l'année 1987 montre bien cette

dynamique (figure 9). En effet, l'analyse de deux images TM, celles du 7 février 1987 (hauteur de la marée = 2,03 m au port d'Asilah et 1,56 m au port de Tanger) et du 7 mai 1987 (hauteur de marée = 2,03 m au port d'Asilah et 1,57 m au port de Tanger) montrent, qu'entre les deux dates, le cordon interne a connu un démaigrissement général (figure 9). Au nord de l'oued Bougadou, il a complètement disparu et, au sud de celui-ci, il apparaît en quelque endroit mais avec une largeur réduite. Le taux d'érosion sur les trois mois a été de 1 à 2 m/j selon les endroits.

Soit un démaigrissement transversal total de 90 m à 180 m. La plus grande partie du matériel qui a été prélevé des cordons a été transférée vers la zone infralittorale pour former un autre cordon. De même, Aagaard *et al.* (1998) trouvent qu'il y a une forte relation qualitative entre le flux sédimentaire, mesuré in situ, et la migration du cordon. Ce transport conduit à la formation du nouveau cordon à la place du premier.

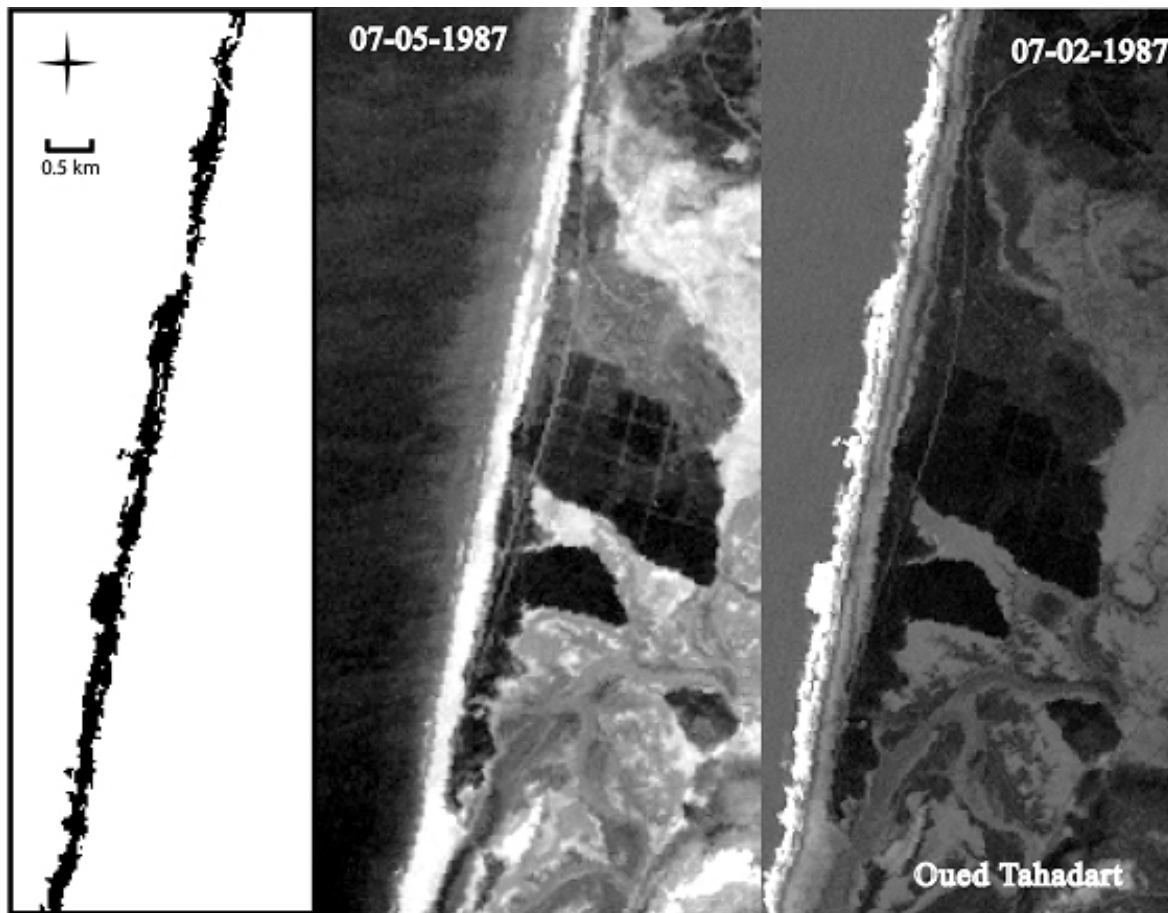


FIGURE 9 Migration du cordon interne entre le 7 février 1987 et le 7 mai 1987 (3 mois). À droite, le cordon bien développé. Au centre la situation après 3 mois : le cordon a pratiquement disparu. À gauche, la différence entre les deux images montre la zone qui a été érodée. *Migration of the internal bar between the February 7 1987 and May 7 1987 (3 months). On the right, the bar well developed. In the centre, the situation after 3 months : the bar practically disappeared. On the left, the difference between the two images shows the zone which was eroded.*

Latéralement, l'image TM du 7 février 1987 montre une variabilité spatiale des caractéristiques géomorphologiques du cordon interne. En effet, la largeur de celui-ci présente une variabilité latérale entre le secteur de Achakar/Bougadou, au nord, dont

la moyenne est de 93 m, et le secteur de Bougadou/Tahadart, plus au sud, dont la moyenne est de 172 m. Cette disparité entre les caractéristiques morphosédimentaires du cordon est fort probablement due à la différence de pente entre ces

deux secteurs. En effet, la pente de la plate-forme continentale proche est relativement plus forte au nord, entre le cap Achakar et l'oued Bougadou, et, par conséquent, le taux d'accrétion est plus fort au niveau du secteur sud. Grunnet et Hoekstra (2004) ont établi une forte relation de cause à effet, entre la pente et le taux de migration transversale des cordons. En effet, les deux paramètres sont inversement proportionnels.

Le matériel qui constitue les cordons d'avant-côte présente des caractéristiques spectrales différentes de celles de l'estran et de l'arrière plage. Sur la figure 7, on montre le comportement numérique de HRV(XS) de l'arrière plage, du cordon intertidal et du cordon d'avant-côte. La réponse numérique relativement élevée des cordons d'avant-côte montre que leurs caractéristiques sédimentologiques de surface sont différentes de celles de l'estran. L'étude de la réflectance des sédiments de l'estran effectué par Zbinden (1985) montre que la réflectance des sables littoraux augmente avec le taux de la fraction carbonatée présente sous forme de coquilles et avec la taille de ces fragments. L'absence de données sur la sédimentologie des cordons d'avant-côte et la difficulté de réaliser des observations directes sur le terrain ne permet pas de tirer de conclusions sur la nature, la taille et la forme des grains. Néanmoins, cette différence dans le comportement numérique des objets de plage montre que le système des cordons d'avant-côte est soumis à des conditions hydrosédimentaires différentes de celles des cordons intertidaux. Cette conclusion n'exclut pas un éventuel échange sédimentaire entre les deux zones.

## 5. 2. Cordons intertidaux

Dans la zone intertidale, on distingue la présence de deux configurations géomorphologiques.

La première, qui est fréquente, se caractérise par une topographie douce. Elle se compose de cordons sous forme de terrasses relativement larges et des chenaux de retour réduits. Ces derniers communiquent souvent avec des bâches qui se situent à l'arrière des terrasses. Le nombre de cordons se restreint en un seul cordon. Cette configuration est comparable à la configuration *ridge and runnel / low tide terrace* de Wright et Short (1984).

La deuxième configuration présente une géomorphologie relativement prononcée. Les cordons intertidaux sont bien identifiés en termes de hauteur. Le réseau de chenaux de retour est relativement développé en nombre et en taille. C'est le cas présenté par l'image HRV(XS) du 3 mars 1998 (figure 5). Le système de cordons multiples présente un réseau de chenaux de retour relativement dense et des cordons fragmentés. La variation des caractéristiques des cordons entre les zones infralittorale et intertidale, provient du fait que les cordons

intertidaux sont sous l'influence du processus de jet de rive et du retour des vague. Ces processus sont absents en zone infralittorale. Dans cette dernière, le champ d'écoulement induit par l'incidence et le déferlement des vagues est dominant (Wijnberg and Kroon, 2002).

Le matériel qui constitue les cordons intertidaux de 1998 présente des caractéristiques radiométriques semblables à celles de l'estran et de l'arrière plage (figure 7). Il provient donc de ces deux dernières sources (estran et arrière plage). La construction des cordons intertidaux traduit donc une redistribution sédimentaire locale. Un apport sédimentaire du large doit être limité dans ce cas. À partir des données de vents de janvier et de février 1998, on peut conclure que le degré d'agitation de l'eau n'a pas atteint les conditions de fortes tempêtes. La formation des cordons intertidaux se produit, fort probablement, lors de longues périodes d'agitation modérées (Stépanian et Levoy, 2003). Cette conclusion est d'autant plus vraie que, dans le cas d'un système de cordons multiples comme c'est le cas à Tanger, les cordons répondent essentiellement à une séquence de fortes houles plutôt qu'à un événement individuel (Van Enckevort and Ruessink, 2003).

La formation des cordons intertidaux est accompagnée par un changement profond de la géomorphologie de la plage. L'auto-organisation du système, formé par de cordons et de chenaux de retour, assure le transfert des sédiments en direction du large.

## 5. 3. Comparaison entre les systèmes de 1987 et de 1998

Le système de cordons de 1998 se caractérise par un réseau de chenaux de retour développé et par une légère ondulation des cordons vers le sud de la côte. Le système est dit à trois dimensions (3D) (Van Enckevort and Ruessink, 2003). Au contraire, le réseau des chenaux de retour de 1987 est relativement restreint. Le système se présente sous forme d'un seul cordon quasi continu et sans ondulation. Le système est dit alors à deux dimensions (2D).

Cette différence de géomorphologie entre les deux systèmes provient du fait que les vents forts de direction NO à SO, qui sont susceptibles d'engendrer de forts courants longitudinaux, étaient fréquents au cours de 1987 (19,8 % de l'ensemble des vents de toutes vitesses et directions confondues). Leur intensité était de 11,4 m/s en moyenne (tableau 2). Ces conditions favorisent l'apparition d'une configuration à deux dimensions (2D). En effet, la linéarité des cordons le long d'un littoral, croît avec la force des courants longitudinaux (Shand *et al.*, 2004). Au cours de la période du 1<sup>er</sup> janvier 1998 au

3 mars 1998, la fréquence des vents de direction NO à SO et de vitesse supérieure à 8 m/s, était faible (3,2 %). Dans ces conditions de faibles houles, et donc de faibles courants longitudinaux, une configuration en trois dimensions s'installe. Ainsi, les cordons prennent une forme ondulée avec développement des chenaux de retour. L'augmentation de l'influence des courants de retour entraîne alors l'affaiblissement de la force des courants latéraux et, par conséquent, le transport sédimentaire latéral, lequel diminue fortement en fonction de la diminution de la distance entre deux chenaux de retour (Fredsoe and Deigaard, 1993). Ceci montre l'effet de la rétroaction géomorphologique sur l'action hydrodynamique.

#### **5. 4. Source d'alimentation en sable et évolution à long terme du système de cordons**

Sur la côte atlantique de formations meubles de Tanger, l'apport en sable par les émissaires continentaux est négligeable. Les seuls sédiments fins amenés en suspension par les cours d'eau sont soumis à la prédominance de l'influence marine dans les estuaires (Duplantier et Lesueur, 1983). La dérive littorale, se faisant du nord vers le sud, est limitée par le détroit de Gibraltar au nord (figure 1) et, par conséquent, elle n'introduit dans le système côtier qu'une fraction négligeable de sédiments. Cette dernière est produite par l'érosion des grès biocalcarénitiques d'Achakkar sous l'action de la houle venant du nord-ouest. Le volume important de sable mis en jeu par la dynamique du système à cordons d'avant-côte, et le taux de migration élevée enregistré par ce dernier au cours de certaines périodes, renforcent l'idée d'un rétablissement sédimentaire interne au système marin côtier. En fait, la plate-forme continentale renferme un stock sableux terrigène relativement important. Il s'est constitué en période de bas niveaux marins pendant les périodes régressives du Quaternaire (Duplantier et Lesueur, 1983). L'évolution morphosédimentaire des cordons se fait donc en système fermé. Le volume du stock sableux ne change pratiquement pas. Il en découle, qu'à long terme, le système côtier est en équilibre sédimentaire. Tout transport sédimentaire transversal se produisant dans un sens ou dans l'autre, à court et à moyen termes, est compensé par un transport inverse.

En d'autres termes, la migration transversale des cordons vers la zone infralittorale, pendant les périodes de forte énergie, est compensée par un apport en sable de la zone infralittorale vers la zone intertidale. Cette migration se fait fort probablement sous forme de cordons qui migrent en direction de la ligne de rivage sous des conditions de faible énergie et qui peuvent fusionner avec la plage en formant des bermes de plage si ces conditions persistent pendant un temps suffisamment long (Wright and

Short, 1984 ; Aagaard *et al.*, 1998 ; Van Enkevort and Ruessink, 2003). Une partie des sédiments va se stabiliser au niveau de la plage en comblant les sillons et les bâches, l'autre partie regagnera le large sous l'action des courants de retour.

#### **5. 6. Intérêt de la cartographie des cordons d'avant-côte**

La configuration rectiligne de la côte atlantique de Tanger augmente son exposition à l'action hydrodynamique. Celle-ci est relativement plus énergétique sur la façade atlantique que sur la côte du détroit de Gibraltar. La conjugaison d'une énergie de houle moyenne à forte à une géomorphologie en cordons et chenaux de retour, donne naissance, au niveau de ces derniers, à de très forts courants dirigés vers le large. Cette situation hydrodynamique constitue un grand danger pour les baigneurs. D'autre part, la variabilité spatio-temporelle de la hauteur des cordons est une source de danger pour les skieurs nautiques. Une des conséquences directes de l'existence de ces risques potentiels est la concentration de l'activité touristique sur la côte du détroit. Mais, l'étendue limitée des plages sableuses sur cette dernière et les aménagements balnéaires et portuaires qui ne cessent de se multiplier rend sa vulnérabilité de plus en plus grande. En effet, l'enquête menée par Boughaba (1992), au cours de l'été 1989, montre que 10 000 visiteurs ont fréquenté la côte atlantique entre le cap Spartel et l'oued Tahadart contre 35 000 visiteurs sur la côte du détroit de Tanger.

D'autre part, la géomorphologie en cordons perturbe la navigation côtière. Le cas du port de pêche d'Asilah est parlant. Les bancs de sable qui barrent l'entrée du port perturbent le trafic des chalutiers (figure 4).

La répétitivité des images satellitaires, leur vue synoptique et leur mode multibande, offrent la possibilité de cartographier avec précision un système de cordons d'avant-côte et de suivre son évolution spatio-temporelle. La production de cartes de risque de noyade, qui mettent en évidence l'emplacement des cordons et des chenaux de retour, est d'un intérêt incontestable pour la protection civile et pour la navigation côtière. Sur la figure 5, on présente un exemple de carte géomorphologique à l'aide des images HRV(XS) de 1998. Ce genre de carte peut servir de base pour des cartes de risque. À moyen et long termes, ces cartes sont très utiles dans les études diachroniques, ce qui permet de comprendre le comportement cyclique des cordons et sert à la réalisation des études de faisabilité de l'exploitation des sables côtiers.

## 6. CONCLUSIONS

La côte atlantique de formations meubles de Tanger présente un état modal intermédiaire avec une variabilité spatiotemporelle élevée. Elle se caractérise par la présence d'un système de cordons multiples, dont le nombre, la position et la configuration sont variables en fonction des conditions de houles, de vent et de la géomorphologie antécédente. Les cordons d'avant-côte présentent une configuration linéaire légèrement ondulée avec des chenaux de retour. Ils sont souvent présents quand le niveau d'eau permet de les distinguer. La zone intertidale présente souvent une géomorphologie atténuée avec de larges terrasses et des chenaux réduits, mais une géomorphologie prononcée, avec une configuration de cordons et de chenaux de retour relativement développés, est exceptionnellement rencontrée.

L'évolution morphosédimentaire des cordons se fait en système fermé. À long terme, le système côtier est en équilibre sédimentaire. Le volume du stock sableux est pratiquement stable. Tout transport sédimentaire transversal se produisant dans un sens ou dans l'autre, à court et à moyen termes, est compensé par un transport dans le sens inverse.

La gestion adéquate des côtes meubles à évolution rapide et dont les caractéristiques géomorphologiques varient latéralement, nécessite un suivi continu de l'ensemble de la côte surveillée. La cartographie géomorphologique à partir de l'imagerie satellitaire répond efficacement à ce besoin. Elle permet de suivre l'évolution morphosédimentaire d'un système côtier sur une échelle spatiotemporelle raisonnable et, par-là, elle contribue à la compréhension des processus hydrosédimentaires. D'autre part, la cartographie géomorphologique est très utile pour la protection civile et pour la navigation côtière.

Le nombre grandissant de satellites d'observation mis en orbite et la répétitivité des prises de vue mettent à la disposition des spécialistes du génie littoral une banque de données de grande valeur. Elle est particulièrement très utile dans le cas de côtes mal connues et où l'analyse fréquentielle des événements exceptionnels est nécessaire.

### Remerciements

Les images HRV(XS) de SPOT du 3 mars 1998 et HRV(P) de SPOT du 21 juillet 1996 ont été obtenues à tarif réduit dans le cadre de « Données SPOT/Programme ISIS, © CNES (2001), distribution Spot Image S.A. ».

### Références

Aagaard, T., Nielsen, J. and Greenwood, B. (1998) Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach. *Marine Geology*, vol. 148, p 203-225.

- Barousseau, J.P. et Saint-Guily, B. (1981) Disposition, caractères et formation des barres d'avant côte festonnées du Golf du Lion. *Oceanologica Acta*, vol. 4, n° 3, p. 297-304.
- Boughaba, A. (1992) Les littoraux meubles septentrionaux de la péninsule de Tanger (Maroc) : géomorphologie et effet de l'intervention anthropique sur leur environnement. Thèse de doctorat, Université de Nantes, France, 348 p.
- Bryan, K.R. and Bowen, A.J. (1998) Bar-trapped edge waves and longshore currents. *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, n° C12, p. 27,867-27,884.
- Cirac, P., Resseguier, A et Weber, O (1989) Situation courantologique et hydrologique sur le plateau continental atlantique Nord-marocain (mission GEOMAR II). *Bulletin de l'Institut géologique du bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, n° 46, p. 81-95.
- Cohen, O., Dolique, F., Anthony, E.J. et Héquette, A. (2002) L'approche morphodynamique en géomorphologie littorale. *Le littoral : regards, pratiques et savoirs*. Éditions Rue d'Ulm / Presses de l'École normale supérieure, Paris, 230 p.
- Duplantier, F. et Lesueur, P. (1983) Les sables littoraux atlantique Nord-marocain : origines et modes de mise en place. *Bulletin de l'Institut géologique du bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, n° 33, p. 5-24.
- Fredsoe, J. and Deigaard, R. (1992) Mechanics of coastal sediment transport. *Advanced Series on Ocean Engineering*, vol. 3, World Scientific, 356 p.
- Grenier, A. et Dubois, J.-M.M. (1990) Évolution littorale récente par télédétection : synthèse méthodologique. *Photo-interprétation*, n° 90-6, p. 3-16.
- Grunnet, N.M. and Hoekstra, P. (2004) Alongshore variability of the multiple barred coast of Terschelling, The Netherlands. *Marine Geology*, vol. 203, p. 23-41.
- Héquette, A. (2001) Courants et transports sédimentaires dans la zone littorale : le rôle des courants orbitaux et de downwelling. *Géomorphologie*, n° 1, p. 5-16.
- Howd, P.A.H., Bowen, A.J. and Holman R.A. (1992) Edge waves in the presence of strong longshore currents. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, n° C7, p 11,357-11,371.
- Jaaïdi E.B. et Cirac, P. (1987) La couverture sédimentaire meuble du plateau continental atlantique marocain entre Larache et Agadir. *Bulletin de l'Institut géologique du bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, n° 42, p. 33-51.
- Lafon, V., Froidefond, J.M. et Castaing, P. (2000) Méthode d'analyse de l'évolution morphodynamique d'une embouchure tidale par imagerie satellite. Exemple du bassin d'Arcachon (France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, vol. 331, p. 373-378.
- Lippmann, T.C. and Holman, R.A. (1990) The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, n° C7, p. 11575-11590.
- Paskoff, R. (1998) Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution. 3<sup>e</sup> édition, A. Colin, Paris, 260 p.
- Shand, R.D., Hesp, P.A. and Shepherd, M.J. (2004) Beach cut in relation to net offshore bar migration. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 39.
- Shand, R.D., Bailey, D.G., Hesp, P.A. and Shepherd, M.J. (2003) Conceptual beach-state model for the inner bar of a storm dominated, micro/meso tidal range coast at Wanganui, New Zealand. *Proceeding of coasts, Coastal sediments 2003*.
- Sogreah (2003) Étude de la faisabilité des émissaires en mer de la zone de Tanger. Rapport R3: Définition des critères de projet, calage du modèle hydrodynamique tridimensionnel. Société de l'eau et de l'électricité du Nord, Amendis, Tanger, Maroc, 87 p.
- Stéphanian, A. et Levoy, F. (2003) Séquence d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale : l'exemple d'Omaha Beach (Normandie, France). *Oceanologica Acta*, vol. 26, p. 167-177.
- Van Enckevort, I.M.J and Ruessink, B.G (2003) Video observations of nearshore bar behaviour. Part 1 : Alongshore uniform variability. *Continental Shelf Research*, vol. 23, p. 501-512.
- Van Enckevort, I.M.J and Ruessink, B.G (2003) Video observations of nearshore bar behaviour. Part 2 : Alongshore non-uniform variability. *Continental Shelf Research*, vol. 23, p. 513-532.

- Wijnberg, K.M. and Kroon, A. (2002) Barred beaches. *Geomorphology*, n° 48, p. 103-120.
- Wright, L.D. and Short, A.D. (1984) Morphodynamic variability of surf zones and beaches, a synthesis. *Marine Geology*, vol. 56, n° 1-4, p. 93-118.
- Zbinden, R.M. (1985) Les réflectances de sédiments d'estran : résultats de mesures in-situ et d'une simulation SPOT en baie du Mont Saint-Michel. *Proceeding of the 3<sup>rd</sup> International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing*, Les Arcs, France, 16-20 décembre 1985 (ESA SP 247).