

N° 126

d'ordre

Ismail AOUICHE

DYNAMIQUE MORPHOSEDIMENTAIRE DE LA BAIE D'AGADIR,  
APPROCHE MULTI-METHODES ET PRECONISATIONS POUR UNE GESTION  
INTEGREE DE LA ZONE COTIERE

2016 G

UNIVERSITE CADI AYYAD  
FACULTE DES SCIENCES  
SEMLALIA - MARRAKECH

N° d'ordre : 126

\*\*\*\*\*

# THESE

## EN COTUTELLE

Présentée à la Faculté pour obtenir le grade de :

**Docteur**

CED : Sciences, Techniques et Ingénierie

Spécialité : Hydrodynamique maritime

### DYNAMIQUE MORPHOSEDIMENTAIRE DE LA BAIE D'AGADIR, APPROCHE MULTI-METHODES ET PRECONISATIONS POUR UNE GESTION INTEGREE DE LA ZONE COTIERE

Par

**Ismail AOUICHE**

(Master sciences et techniques : Eau et environnement)

soutenue le **20 Mai 2016**, devant la commission d'examen :

**Président** : ZOURARAH Bendahhou, PES, Univ. Choib Doukkali Fac. Sc. Eljadida

**Examineurs** : DAOUDI Lahcen, PES, Univ. Cadi Ayad Fac. Sc et Tech Marrakech,

ANTHONY Edward j, PES, Aix Marseille Univ

SEDRATI Mouncef, MCF, Université de Bretagne Sud

RHOJJATI Ali, PES, Univ. Cadi Ayad Fac. Sc et Tech Marrakech,

CASTELLE bruno, HDR, Université Bordeaux 1

<b><u>FICHE PRESENTATIVE DE LA THESE</u></b>	
<b>Nom et prénom de l'auteur</b>	AOUICHE Ismail
<b>Intitulé du travail</b>	DYNAMIQUE MORPHOSEDIMENTAIRE DE LA BAIE D'AGADIR, APPROCHE MULTI-METHODES ET PRECONISATIONS POUR UNE GESTION INTEGREE DE LA ZONE COTIERE
<b>Spécialité</b>	Hydrodynamique maritime
<b>Directeur</b>	<b><u>Lahcen DAOUDI :</u></b> Professeur d'enseignement supérieur Laboratoire de Géo-sciences et Environnement, Faculté des sciences et techniques-Université Cadi ayyad, Marrakech.
<b>Co-directeurs</b>	<b><u>Edward J ANTHONY :</u></b> Professeur (Classe Exceptionnelle II) Aix Marseille Univ, Institut Universitaire de France, CEREGE, UM 34, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, B.P. 80, 13545 Aix en Provence, France. <b><u>Mounef SEDRATI :</u></b> Maître de conférences Université de Bretagne Sud, Equipe GMGL-Domains Océaniques UMR 6538, Vannes, France.
<b>Lieux de réalisation des travaux</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Laboratoire de Géosciences et Environnement (LGSE), Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences et Technique –Marrakech,</li> <li>• Centre Européen de Recherche en Géosciences et Environnement (CEREGE), Institut Universitaire de France, Université Aix Marseille,</li> <li>• Equipe Géosciences Marine et Géomorphologie Littorale (GMGL), Université de Bretagne Sud, France.</li> </ul>
<b>Période de réalisation des travaux de thèse</b>	Trois ans et demi : Janvier 2013 à Mai 2016
<b>Cadres de coopération et soutien</b>	- Bourses d'excellence de recherche octroyée par le centre national de la recherche scientifique et technique. - Projet d'action intégrée PHC-Toubkhal, N°29179XH
<b>Stages de recherche scientifique réalisés dans le cadre de cette thèse</b>	- Du 13/11/2012 au 20/12/2012 Stage de recherche scientifique au département d'architecture, géologie, environnement, et construction de l'Université de Liège (Belgique). - Du 01/01/2013 au 16/01/2013 Stage de recherche scientifique à l'université de Sousse (Tunisie). - Du 23/09/2013 au 21/12/2013 Stage de recherche scientifique à l'Institut Universitaire de France CEREGE (Aix en Provence -France-). - Du 24/06/2014 au 23/07/2014 Stage de recherche scientifique à l'Institut Universitaire de France CEREGE (Aix en Provence -France-). - Du 07/11/2014 au 31/12/2014 Stage de recherche scientifique au GMGL –Université Bretagne Sud (Vannes -France-). - Du 26/09/2015 au 26/09/2015 Stage de recherche scientifique au GMGL –Université Bretagne Sud (Vannes -France-).

### Articles publiés dans des revues internationales

- Aouiche, I., Daoudi, L., Anthony, E., Sedrati, M., Ziane, E. and Harti, A. (2015b). Anthropogenic effects on shoreface and shoreline changes: Input from a multi-method analysis, Agadir Bay, Morocco. **Geomorphology** , 254, 16-31. (Impact factor 3,25).
- Aouiche, I., Daoudi, L., Anthony, E., Sedrati, M., Ziane, E., & Harti, A. (2015c). The impact of storms in the morphodynamic evolution of a human-impacted semi-sheltered beach (Agadir Bay, Morocco).. **Journal of African Earth Sciences** , 115, 32-47. (Impact factor 1,75).
- Aouiche, I., Daoudi, L., Anthony, E., Sedrati, M., Ziane, E., Harti, A., (2016). Alongshore variations in morphology and incident wave energy on a human-impacted coast: Agadir, Morocco. **Journal of coastal research, In press** (Impact factor 0,98).
- Aouiche, I., Daoudi, L., Ziane, E., Harti. Apport de l'étude diachronique dans l'évolution spatio-temporelle de la baie d'Agadir (Maroc). **Journal of Materials and Environmental Science**. 6 (11) (2015) 3307-3318 (Impact factor 1,21)
- Aouiche, I., Omdi, F., Daoudi, L., Anthony, E., Sedrati. Réponse d'une plage fortement anthropisée en milieu semi-aride à une série de tempêtes (cas de la baie d'Agadir, Maroc atlantique). **Paralia**. XIII<sup>èmes</sup> Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, pp. 215-224.
- Aouiche, I., Daoudi, L., Ziane, E., Harti., Ouahman, B (2016). Impact des aménagements côtiers sur l'évolution du littoral de la baie d'Agadir (Maroc atlantique). **Proceeding Quatenaire du nord-ouest de l'Afrique (In press)**.

### Communications présentées dans des congrès nationaux et internationaux

- Ismail AOUCHE, Lahcen DAOUDI, Abderrzak HARTI, Elhassane ZIANE. Impact des aménagements côtiers sur l'évolution du littoral de la baie d'Agadir (Maroc atlantique) Journées Internationales de Géosciences de l'Environnement (JIGE7) 13 au 15 novembre 2013 à benimellal.
- Ismail AOUCHE, Lahcen DAOUDI, Abderrzak HARTI. Elhassane ZIANE & Brahim OUAHMAN. Méthodologie multidisciplinaire pour étudier l'impact des aménagements côtiers sur l'évolution du littoral de la baie d'Agadir. 7ème rencontre des quaternaristes marocains 5 (RQM7) 19 au 22 novembre 2013 à Agadir.
- Ismail AOUCHE, Fatima Ezzahra OMDI, Lahcen DAOUDI, Edward J. ANTHONY, Mouncef SEDRATI. Réponse d'une plage fortement anthropisée en milieu semi-aride à une série de tempêtes (cas de la baie d'Agadir, Maroc atlantique). XIII<sup>èmes</sup> JOURNÉES INTERNATIONALES GÉNIE CÔTIER - GÉNIE CIVIL 2 au 4 juillet 2014 à DUNKERQUE-France-.
- Abdelhadi ELMIMOUNI, Lahcen DAOUDI. Larbi LAHMADI et Ismail AOUCHE Impact de l'anthropisation sur les systèmes littoraux en milieu naturel aride : cas de la station balnéaire d'Essaouira. 7ème rencontre des quaternaristes marocains 5 (RQM7) 19 au 22 novembre 2013 à Agadir.
- Ismail AOUCHE. Mes travaux de thèse. Travaux de la 11ème édition des Doctoriales du Maroc – Université Cadi ayyad Marrakech-. 27 Avril au 03 Mai 2014 à Marrakech
- Ismail AOUCHE, Lahcen DAOUDI et Abdelhadi ELMIMOUNI Apport du SIG dans l'étude de l'évolution spatio-temporelle du shoreface (Cas de la baie d'Agadir, Océan atlantique). Colloque International, Application des Technologies Géospatiales en Géosciences, 21-22 Octobre 2015.
- Ismail AOUCHE, Fatima-zahra IHBACH, Lahcen DAOUDI. Caractérisations minéralogique et

granulométrique des sédiments littoraux actuels de la baie d'Agadir : dynamique sédimentaire et sources des sédiments. 8ème rencontre des quaternaristes marocains 5 (RQM7) 10 au 12 novembre 2015 Nador-Maroc-.

- Ismail AOUCHE, Lahcen DAOUDI. The impact of engineering structures on shoreface and shoreline changes: Multi-method analysis -Case of Agadir Bay Morocco-. The first International Joint on Science and Technology 2016. 09 au 11 février 2016.
- Ismail AOUCHE., Lahcen DAOUDI., Anthony, E., Sedrati, M., Ziane, E., Harti, A., (2016). Alongshore variations in morphology and incident wave energy on a human-impacted coast: Agadir, Morocco. International Coastal Symposium 2016. 6 – 11 March 2016.
- Abdelhadi ELMIMOUNI. ; Lahcen DAOUDI. ; Anthony E.; Omd F. Z. et Ismail AOUCHE. (2014). - The role of estuaries in the morphosedimentary dynamic balance of the anthropized coastline in arid/semi-arid areas: The event of wadi Ksob estuary, Essaouira. Morocco. Estuaries & Coastal Protected Areas “ ECPA 2014. 04 - 06 November 2014, Izmir – Turkey.
- Abdelhadi ELMIMOUNI. ; Lahcen DAOUDI. ; Naimi K. ; Omd F. Z. et Ismail AOUCHE : Transformations des zones littorales en milieu semi aride. Entre l'anthropisation L'aménagement et l'environnement. Cas du littoral d'Essaouira (Maroc). 5ème journées géographiques algériennes prévues le 10-11 décembre 2014.

# SOMMAIRE

<b>FICHE PRESENTATIVE DE LA THESE .....</b>	<b>1</b>
<b>SOMMAIRE.....</b>	<b>4</b>
<b>AVANT PROPOS.....</b>	<b>6</b>
<b>RESUME.....</b>	<b>8</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>9</b>
<b>INTRODUCTION GENERALE .....</b>	<b>11</b>
<b>CHAPITRE I. CONTEXTE GENERAL.....</b>	<b>16</b>
<b>I.1 Hydrodynamique côtière .....</b>	<b>16</b>
I.1.1 Marée .....	16
I.1.2 Houle .....	18
I.1.3 Courants .....	33
<b>I.2 Morphodynamique des plages .....</b>	<b>37</b>
I.2.1 Zonation littorale.....	37
I.2.2 Classification morfo-dynamique des plages.....	38
<b>CHAPITRE II. SECTEUR D'ETUDE : LE LITTORAL D'AGADIR.....</b>	<b>41</b>
<b>II.1 Description physique et géologique du site .....</b>	<b>42</b>
II.1.1 Localisation géographique.....	42
II.1.2 Géologie du site.....	43
II.1.3 Hydrologie .....	46
<b>II.2 Contexte historique et socioéconomique .....</b>	<b>49</b>
II.2.1 Historique.....	49
II.2.2 Potentialités socioéconomiques .....	53
<b>II.3 Conditions climatiques et météorologiques générales .....</b>	<b>54</b>
II.3.1 Températures et précipitations.....	54
II.3.2 Vent .....	55
<b>II.4 Conditions hydrodynamiques générales .....</b>	<b>57</b>
II.4.1 Marée .....	57
II.4.2 Houle .....	59
II.4.3 Courants .....	61
<b>CHAPITRE III. APPROCHE METHODOLOGIQUE .....</b>	<b>62</b>
<b>III.1 Evolution de la baie d'Agadir (analyse à long-terme) .....</b>	<b>62</b>
III.1.1 Evolution et cinématique du trait de côte .....	62
III.1.2 Evolution des petits-fonds.....	71
<b>III.2 Caractérisation et évolution de la zone intertidale -Analyse multi échelle- .....</b>	<b>78</b>
III.2.1 Caractérisation sédimentologique .....	78
III.2.2 Caractérisation hydrodynamiques par mesure in-situ.....	85
III.2.3 Evolution de la zone intertidale.....	88
<b>III.3 Simulation numérique hydrodynamique .....</b>	<b>94</b>
III.3.1 Description générale du MIKE 21 .....	95
III.3.2 Description des modules du logiciel MIKE 21.....	96
III.3.3 Paramétrage des modèles.....	97
<b>CHAPITRE IV. APPORT DE LA TELEDETECTION ET DU SIG DANS L'EVOLUTION DU TRAIT DE COTE ET DES PETITS-FONDS .....</b>	<b>100</b>

<b>IV.1</b>	<b>Evolution du trait de côte.....</b>	<b>100</b>
IV.1.1	Analyse diachronique par photos aériennes.....	100
IV.1.2	Analyse diachronique par images satellitaires (1978-2004) .....	108
<b>IV.2</b>	<b>Evolution bathymétrique .....</b>	<b>110</b>
IV.2.1	Évolution entre 1972 et 1993.....	111
IV.2.2	Évolution entre 1993 et 2012.....	116
<b>IV.3</b>	<b>Synthèse et conclusion .....</b>	<b>121</b>
<b>CHAPITRE V. CARACTERISATION ET ÉVOLUTION MORPHO-SEDIMENTAIRE DE LA ZONE INTERTIDALE.....</b>		<b>123</b>
<b>V.1</b>	<b>Conditions de la houle durant le suivi.....</b>	<b>124</b>
V.1.1	A moyen terme.....	124
V.1.2	A court terme .....	125
<b>V.2</b>	<b>Caractérisation sédimentaire, hydrodynamique et morphologique .....</b>	<b>127</b>
V.2.1	Caractérisation sédimentaire .....	127
V.2.2	Caractérisation hydrodynamique.....	135
V.2.3	Variabilité spatiale de la morphologie de la zone intertidale .....	140
V.2.4	Evolution à long terme de la zone intertidale .....	144
V.2.5	Evolution à moyen terme de la zone intertidale .....	151
V.2.6	Evolution à court terme de la zone intertidale .....	159
<b>V.3</b>	<b>Synthèse et conclusion .....</b>	<b>165</b>
<b>CHAPITRE VI. APPORT DE LA SIMULATION DANS LA CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DU SITE D'ETUDE A DIFFERENTES ECHELLE TEMPORELLE- .....</b>		<b>169</b>
<b>VI.1</b>	<b>Modélisation numérique et statistique de la dynamique littorale .....</b>	<b>169</b>
VI.1.1	Modélisation de la dynamique littorale et calcul de la capacité du transport sédimentaire.....	169
VI.1.2	Détermination du potentiel de transport sédimentaire (méthode des vecteurs granulométriques de Gao et Collins, 1994).....	180
<b>VI.2</b>	<b>Simulation numérique : Analyse multi-échelle.....</b>	<b>183</b>
VI.2.1	Simulation à long terme .....	183
VI.2.2	Simulation à moyen terme en régime quasi-stationnaire.....	189
VI.2.3	Simulation à court terme : Impact des tempêtes.....	196
VI.2.4	Discussion des solutions d'aménagement préconisées .....	202
<b>VI.3</b>	<b>Synthèse et conclusion .....</b>	<b>206</b>
<b>CHAPITRE VII. CONCLUSION GENERALE.....</b>		<b>208</b>
<b>VII.1</b>	<b>Aspects méthodologiques .....</b>	<b>208</b>
VII.1.1	Evolution du trait à partir de photos aériennes verticales et de modèles numériques du terrain.....	208
VII.1.2	Relation entre hauteur significative de la houle et pente des profils .....	210
VII.1.3	Relation entre hauteur significative de la houle et évolution du trait de côte .....	210
<b>VII.2</b>	<b>Synthèse morpho-dynamique .....</b>	<b>211</b>
<b>REFERENCES.....</b>		<b>220</b>
<b>LISTE DES FIGURES.....</b>		<b>232</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX .....</b>		<b>237</b>

## AVANT PROPOS

Toutes les bonnes choses ont une fin, voici venu le moment de saluer et de remercier tous *ceux qui m'ont soutenu à dépasser ce défi qui est la thèse. La thèse est un long parcours fait de bons souvenirs et d'instantanés difficiles, mais comme dans toute aventure on ne conservera que les bons moments qui nous font évoluer. Ce fût un réel plaisir de vivre cette expérience. Cette page est sûrement une des plus enviables à écrire car sa rédaction me replonge dans plus de trois ans de souvenirs.*

Je tiens tout *d'abord à adresser ma reconnaissance et mes remerciements les plus sincères à mes directeurs de thèse, dont l'encadrement a été réalisé de façon complémentaire et en parfaite harmonie :*

*M. Lahcen DAOUDI, professeur d'Enseignement Supérieur à la Faculté des Sciences et Techniques de l'Université Cadi Ayyad de Marrakech et Directeur du Laboratoire Géosciences et Environnement, à qui je veux exprimer ma reconnaissance. Sans cet homme, ce travail n'aurait jamais pu voir le jour. Je le remercie pour son encadrement, pour sa présence régulière et permanente durant toute la période de la thèse. Je le remercie pour tout ce qu'il a fait pour moi, pour m'avoir toujours poussé vers le haut, vers le mieux, n'hésitant jamais à m'envoyer en colloque ou à me confier des responsabilités.*

*M. Edward J. ANTHONY, Professeur à l'Université d'Aix-Marseille 1, homme de la géomorphologie littorale. Je le remercie pour avoir accepté de codiriger ce travail et de m'avoir accepté et accueilli dans son équipe, pour sa confiance, pour la qualité de son encadrement. Ses compétences, sa disponibilité, son grand cœur et sa gentillesse ont abouti à une direction de thèse exemplaire. Je le remercie pour son soutien depuis ma venue en France pour avoir mis à ma disposition les moyens nécessaires pour mener à bien cette thèse.*

*M. Mouncef SEDRATI, Maître de conférences à l'Université Bretagne sud. Je le remercie pour avoir accepté de codiriger ce travail et de m'avoir accepté et accueilli dans son équipe GMGL, pour sa confiance, pour la qualité de son encadrement. Je le remercie pour sa permanente bienveillance et sa grande disponibilité aux moments cruciaux. Je remercie également Madame Maha Sedrati pour sa gentillesse et son grand cœur. Merci de m'avoir reçu chaleureusement chez vous.*

Je remercie *M. Abdelhadi ELMIMOUNI, Professeur assistant à L'université Cadi Ayyad, pour m'avoir initié au terrain.* Je voudrais remercier vivement M. Philippe DUSSOUILLEZ et M. Jules FERRY, ingénieurs au CEREGE, pour leur aide précieuse.

Je tiens également à remercier *L'équipe GMGL de l'UBS, Je remercie tout spécialement mes amis Olivier et Effi.*

Je tiens également à remercier les membres du *laboratoire public d'études et d'essais – Centre expérimental d'hydraulique- qui ont permis à cette thèse d'aboutir* : Je commence par remercier M. Abderrazak HARTI Directeur du CEH et M. Elhassane ZIANE chef division des structures maritimes au sein du CEH pour nous avoir fourni les données (topobathymétrie, photos aériennes....) *ainsi que pour leurs conseils. Merci également à M. Abderrahim BENABAD, assistant Ingénieur en cartographie, pour son aide précieuse et inconditionnelle*

Je voudrais remercier chaleureusement les membres du jury *qui m'ont fait l'honneur d'évaluer et de juger ce travail.*

Il me reste aussi à remercier ma famille et mes amis, sans qui *tout ce travail n'aurait pas pu aboutir* : *Un grand Merci à mes parents et ma sœur pour tout ce que vous avez fait pour moi. Merci pour votre confiance et votre soutien aussi bien matériel que financier. Vous qui avez sacrifié votre vie et tout ce que vous possédez pour faire de moi ce que je suis aujourd'hui. Merci Beaucoup. C'est à vous que je dédie ce travail.*

Je tiens à remercier *chaleureusement mes amis qui m'ont aidé sur le terrain* : Hamza SALMI, Fatima Ezahra OMDI, Jules DEMOMENT, Fatima Ezzahra IHBACH, Soufyane SABIR, Abdelhakim TOUNSI, Ahmadi ELARABI.

Je tiens à remercier mes amis au laboratoire de Géosciences et Environnement à Marrakech : Soufyane SABIR, Abdelali GOURFI, Abdellah AZHARI, Abdelfattah AZIZI, Imane MANANI, Khaoula KOURAIS, abdelhafid EL-ALAOUI EL-FELS, Lamya KACEM, Hicham ELBOUDOUR IDRISSE, Soukaina ELIDRISSI, Fatima Ezahra OMDI, Fatima ezzahra AITATTO, Youssef TAIB, Omaila BENANI.

Ce travail est réalisé par le soutien 1) de *l'action intégrée PHC-Toubkhal (n° MA/13/290)* 2) du CNRST (Centre national de la recherche scientifique et technique) dans le cadre de la *bourse d'excellence*, 3) du *laboratoire public d'études et d'essais à Casablanca.*

## RESUME

Dans de nombreuses situations, les liens entre les fluctuations du trait de côte et l'évolution côtière ne sont pas toujours bien compris. Ainsi, les échanges sédimentaires entre l'avant-côte et le littoral, considérés comme importants sur les côtes dominés par la houle, sont difficiles à identifier surtout à moyen et à long terme (quelques années à plusieurs décennies). Les systèmes côtiers, où le transport sédimentaire est perturbé par les aménagements côtiers sur la côte et l'avant côte, fournissent généralement d'excellents exemples permettant de mettre en lumière ces liens. Cela est faisable lorsque l'ensemble des données bathymétriques d'avant-côte, qui ne sont pas toujours disponibles, sont recueillies au fil du temps. La baie et la ville d'Agadir forment ensemble un des pôles de développement économique le plus important de la côte atlantique du Maroc. En utilisant une approche méthodologique basée sur la modélisation de la houle et des courants, le différentiel de levés topo-bathymétriques, la détermination de l'évolution du trait de côte et le suivi topographique de la zone intertidale, nous mettons en évidence les liens étroits entre les variations des petits fonds et la ligne du trait de côte. Ces liens impliquent à la fois les voies de transport cross-shore et longshore, les variations du budget sédimentaire et la détermination de cellules sédimentaires.

Au cours de cette étude, nous avons pu montrer que les changements qui ont touché le trait de côte et l'avant côte depuis 1978 reflètent clairement les impacts anthropiques notamment le blocage de la dérive littorale par les fondements du port d'Agadir qui se situent bien au-delà de la profondeur de fermeture de la houle. La construction du port d'Agadir, achevée en 1988, a conduit à la création d'une plage en accrétion au niveau d'Anza et à des pertes de sable excédant  $145\,000\text{ m}^3/\text{an}$  au niveau de l'avant côte de la baie d'Agadir, entre 1978 et 2012. Le recul de la ligne de rivage a été aggravé par l'extraction du sable au niveau des dunes et par leur aplatissage pour mettre en place des infrastructures touristiques. Les modèles numériques de terrain réalisés sur une partie de la plage d'Agadir entre 2012 et 2015 confirment cette perte de sable. Les variations saisonnières de la zone intertidale ont été suivies mensuellement sur une période de 2 ans (Avril 2013 à Janvier 2015). Pendant cette période le nord de la baie d'Agadir a enregistré une accrétion, alors qu'une récession a été enregistrée dans la partie sud. Ces changements ont entraîné la création de deux cellules divergentes de transport sédimentaire au centre de la baie au lieu d'une cellule unidirectionnelle qui a existé auparavant. Nous avons également suivi l'évolution morphologique de la zone intertidale de la baie en réponse à huit tempêtes qui ont lieu entre Janvier 2014 et Mars 2014. Les résultats obtenus par les simulations numériques montrent que

les deux premières tempêtes sont responsables des changements morphologiques majeurs au niveau de la zone intertidale. Trois secteurs ont pu être identifiés en fonction de la dynamique sédimentaire de la plage : i) Le secteur nord protégé de la houle par le port d'Agadir est caractérisé par une perte nette d'environ 21% des sédiments totaux. ii) Le secteur sud exposé à la houle est caractérisé par une perte nette de l'ordre de 74% des sédiments totaux. iii) Le secteur de dune localisé à l'extrême sud de la baie d'Agadir qui n'a enregistré aucun changement significatif au cours des tempêtes.

## **ABSTRACT**

In many situations, the links between shoreline fluctuations and larger-scale coastal change embracing the shoreface are not always well understood. In particular, meso-scale (years to decades) sand exchanges between the shoreface and the shoreline, considered as important on many wave-dominated coasts, are rather poorly understood and difficult to identify. Coastal systems where sediment transport is perturbed by engineering interventions on the shoreline and shoreface commonly provide fine examples liable to throw light on these links. This is especially so where shoreface bathymetric datasets, which are generally lacking, are collected over time, enabling more or less fine resolution of the meso-scale coastal sediment budget. Agadir Bay and the city of Agadir together form one of the two most important economic development poles on the Atlantic coast of Morocco. Using a combined methodological approach based on wave–current modelling, bathymetric chart-differencing, determination of shoreline fluctuations, and beach topographic surveying, we highlight the close links between variations in the bed of the inner shoreface and the bay shoreline involving both cross-shore and longshore sand transport pathways, sediment budget variations and new sediment cell patterns. We show that the significant changes that have affected the bay shoreline and shoreface since 1978 clearly reflect anthropogenic impacts, notably blocking of alongshore sand transport by Agadir harbour, completed in 1988, and the foundations of which lie well beyond the depth of wave closure. Construction of the harbour has led to the creation of a rapidly accreting beach against an original portion of rocky shoreline updrift and to a net sand loss exceeding 145,000 m<sup>3</sup> /year between 1978 and 2012 over 8.5 km<sup>2</sup> of the bay shoreface downdrift. Shoreline retreat has been further exacerbated by sand extraction from aeolian dunes and by flattening of these dunes to make space for tourist infrastructure. Digital elevation models of part of the bay beach between 2012 and 2015 confirm this on-going sand loss. Seasonal variations were monitored monthly over a period of 2 years (From April 2012

to January 2015), also during this period the northernmost of the Agadir bay recorded accretion, while recession has been recorded in the southern part. These changes have involved the establishment of two divergent longshore bay sediment cells instead of the original single unidirectional cell. This work discusses also the morphological changes and evolution of Agadir Bay beach (Morocco) in response to eight storms between January 2014 and March 2014. A comparison is carried out of the evolution and variability of the beach in a sector of the bay protected by the commercial harbour of Agadir relative to a sector down drift of the harbour that is more exposed to waves, and changes affecting the beach following these storms are examined. Wave influence is evaluated using numerical simulations. The results show that despite being of relatively low intensity, the two first storm events, and especially storm 1, are responsible for major beach morphological changes. Three zones were identified as a function of the beach sediment dynamics: (i) a northern zone, representing the sector of the beach protected by Agadir harbour, with a net loss of about 21% of the total sediment, (ii) a southern zone, corresponding to the exposed sector with a net loss reaching 74% of the total sediment, and (iii) a sector of residual dune that recorded no significant change during the storms. A prospective view of these changes suggests that perturbation of longshore drift and the on-going bay sediment budget deficit will eventually directly pose threats to the harbour access and to coastal tourism on which the economic growth of Agadir has been built.

## INTRODUCTION GENERALE

Le littoral représente un espace d'interface fragile entre la mer et la terre; il est le siège d'un équilibre souvent précaire résultant de différents facteurs naturels ou humains. Ainsi, son importance dans notre environnement et sa sensibilité aux différentes interventions qui peuvent avoir lieu nécessitent de le protéger et de l'aménager avec respect (Tlili et Ayari, 2006). Vu son rôle stratégique et économique, il est nécessaire de l'étudier pour comprendre son comportement au fil des saisons et des années, notamment en cas d'érosion, de modifications d'origine anthropique ou de remontée du niveau marin à plus long terme. A l'interface entre mer et continent, les littoraux sableux représentent environ 34 % du linéaire côtier mondial (Hardisty, 1994), dont 80 % sont en retrait à des taux de l'ordre du centimètre à la dizaine de mètres par an (Pilkey et Hume, 2001).

Les études menées ces dernières années sur les différents littoraux du monde montrent que la régression des côtes sableuses est un phénomène universel. En Europe, l'érosion affecterait 40 % des plages (Commission European, 2004). En Amérique, au moins 66 % du linéaire côtier sableux du Golfe du Mexique seraient en recul (Morton et al., 2004), 45 % des plages de la Floride à la Caroline du nord (Morton et Sallenger, 2003) et 40 % des plages californiennes (Hapke et al., 2006). Sur le continent asiatique, des phénomènes d'érosion ont été également mis en évidence sur les plages indiennes dans la Baie du Bengale (Gopinath et Seralathan, 2005). En Afrique, l'érosion côtière est exacerbée par les aménagements réalisés sur les deux rives méditerranéenne et atlantique, à savoir les ports et les ouvrages de protection qui représentent les principaux facteurs de la dégradation de l'environnement littoral (El asmar et White, 2002 ; El-raey et al., 1999).

Les aménagements, tels que les jetées des ports, qui sont fréquents le long d'un grand nombre de côtes à travers le monde perturbent la dynamique sédimentaire. L'implantation de ces ouvrages longitudinaux et transversaux entraîne une modification du système plage et de la dynamique générale des secteurs où ils sont mis en place. De nombreuses études ont été réalisées afin de déterminer les modifications induites par l'implantation de ce type d'ouvrage. L'impact des ouvrages longitudinaux a été étudié par la modélisation (Komar, 1970 ; Bertier, 2009) et par des observations et des mesures in situ (Sedrati, 2006 ; Bertier, 2009).

Dans de nombreux pays développés, les gouvernements ont mis en place des plans de sécurité intégrant les zones côtières. La mise en œuvre de ces plans pose d'énormes problèmes de gestion impliquant plusieurs intervenants de gouvernance et faisant intervenir des négociations à plusieurs niveaux (Gonzalez et al., 2009). Les zones côtières sont des points d'attraction touristique qui disposent souvent d'infrastructures denses pour répondre aux exigences de la demande. Pour assurer un développement durable de ces domaines, la gestion intégrée des zones côtières (GIZC) suggérée la première fois à la conférence des Nations Unies sur l'environnement et le développement (Brésil en 1992) a été mise en œuvre dans de nombreux pays développés. Le but de la GIZC est de maximiser les avantages offerts par les zones côtières et de minimiser les conflits dans ces zones et les effets néfastes des activités touristiques ou commerciales sur les ressources et sur l'environnement (Post et Lundin, 1996).

Les zones côtières et leurs écosystèmes sur les côtes marocaines disposent d'atouts importants en matière de tourisme et d'opportunités d'emplois. Du fait de sa position stratégique et de sa richesse en ressources naturelles, la côte marocaine constitue un pôle prioritaire de développement pour le gouvernement marocain. Depuis l'accession du Roi Mohammed VI au trône en 1999, une série d'initiatives et de programmes côtiers ont été lancés, tels que ; l'Initiative Royale pour le Développement de la Région de l'Oriental (2003) et le Programme de Développement de la Lagune de Nador (2008). Au Maroc, les intervenants dans la gestion du littoral se sont déjà engagés pour mettre en place des outils permettant de réduire la dégradation des ressources naturelles. Les actions réalisées sur le terrain, se sont heurtées à des obstacles majeurs au processus de conservation, principalement ceux d'ordre institutionnel et juridique. En effet, on signale que l'espace côtier ne fait pas l'objet d'une législation spécifique conçue pour le sauvegarder dans son ensemble en tant qu'écosystème particulier. L'outil juridique en relation avec ce milieu reste faible et se caractérise par une pluralité de textes fragmentaires et souvent très anciens et non dissuasifs, et par une carence de mesures de coordination, d'incitation, de sensibilisation et d'éducation. Actuellement, un projet de loi sur le littoral, qui vient d'être établi le 15/10/2015 (Loi n° 81-12 relative au littoral), va permettre de structurer la Gestion Intégrée des Zones Côtières au Maroc. Cette loi a pour objet de définir les principes et les règles de protection et de mise en valeur durable du littoral.

Le littoral marocain comme la plupart des littoraux du monde n'échappe pas à la problématique de l'érosion. Ce littoral est caractérisé, avec ces deux domaines marins (Méditerranéen et Atlantique), par une longueur étendue de plus de 4000 km. Depuis 40 ans,

le basculement de la majorité des activités économiques du pays de l'intérieur vers les rivages continue jusqu'à nos jours à un rythme accéléré (DPDPM, 2007). Actuellement on compte plus de 30 ports répondant aux besoins du commerce et de l'exportation des produits miniers et de fruits et légumes. Ce développement s'effectue souvent dans un climat de connaissances scientifiques insuffisantes surtout à l'égard du contexte hydrosédimentaire de l'endroit de la mise en place des ouvrages portuaires. Plusieurs études ont montré que les ouvrages construits sur des côtes meubles ont eu pour effet d'aggraver le déficit en sédiments de la côte et donc d'accélérer davantage l'érosion des plages (El Abdellaoui et Ozer, 2005 ; Idrissi et al., 2004 ; Sedrati et Anthony, 2007 ; Chaibi et al., 2009 ; Hakkou et Castelle, 2011 ; Aouiche et al., 2015a, Aouiche et al., 2015b). La prise de conscience environnementale et l'impact à long terme des ouvrages lourds ont suscité de nombreuses questions. Dans ce contexte, la compréhension du fonctionnement hydrodynamique du littoral, la connaissance de la quantité des sables mobilisés transversalement et parallèlement à la côte par les courants et l'étude de son évolution en fonction des conditions environnementales constituent l'une des démarches indispensables à toute analyse prévisionnelle de gestion de l'érosion marine le long de la plage.

L'étude que nous avons entreprise dans cette thèse concerne la baie d'Agadir située sur la façade atlantique du Maroc ; elle évoque un dilemme à qui sont confrontés de nombreux pays en voie de développement. Il s'agit de choisir entre le développement économique et le respect de l'environnement. Les activités économiques exercent une mainmise de plus en plus forte sur les ressources côtières, rendant ainsi la côte vulnérable à l'érosion et à la perte en sédiments. La ville d'Agadir et sa région côtière ont de plus été frappées en 1960 par un tremblement de terre (5,7 sur l'échelle de Richter) détruisant pratiquement la ville et entraînant plus de 20000 morts. La reconstruction rapide et les efforts fournis pour atteindre un développement économique dans la région suite à ce séisme ont eu un lourd impact sur la stabilité de la côte. En pleine expansion démographique (600 000 habitants en 2012 et croissance annuelle > 10%) et économique, cette baie souffre d'une diminution des réserves en sédiments engendrée par la construction des ports, la destruction des dunes éoliennes et la construction des barrages sur les cours d'eau. Par ailleurs, la baie d'Agadir est soumise à un régime hydrodynamique très complexe ; les ouvrages édifiés (ports, brises lames, épis) ainsi que l'agressivité de la houle constituent les causes principales agissant sur l'évolution de ce domaine côtier. La disponibilité d'un ensemble de données de surveillance du trait de côte et

des petits fonds rend cette baie une unité particulièrement intéressante pour étudier les liens entre les différentes composantes de ce système côtier.

Dans la perspective de prévoir l'évolution précise des zones côtières, il apparaît aujourd'hui primordial de mieux comprendre comment fonctionne le domaine pré-littoral et plus spécialement de mieux cerner les facteurs déterminants qui contrôlent ses variations et forcent l'intensité et la direction des échanges sédimentaires avec les systèmes adjacents. La prédiction de l'évolution future du littoral doit être fondée sur l'étude des changements côtiers qui ont eu lieu dans le passé en tenant compte des différentes techniques. La technique la plus utilisée est le suivi par modèle numérique de terrain, répétée à des intervalles réguliers, permettant de mesurer les variations annuelles du volume de la plage (Morton et Speed, 1998 ; Carter, 1988 ; Komar, 1970 ; Short, 1999). Ces mesures sur le terrain sont indispensables pour l'analyse et la compréhension de l'évolution morphodynamique d'une plage. La modélisation représente aussi un outil essentiel pour avoir des mesures in situ actualisées de bonne qualité (Ferreira et al., 2006). L'étude morphodynamique d'un système côtier consiste à établir à tout moment l'ajustement mutuel entre la topographie et la dynamique des fluides entraînant le mouvement des sédiments. La rétroaction entre la topographie et l'écoulement du fluide implique que cet ajustement ne prend pas une forme stable où il faut intégrer les composantes à différentes échelles de temps et d'espace. Du point de vue temporelle, trois échelles sont pris en considération dans l'étude de l'évolution d'une zone côtière; le long terme (au-delà de 10 ans), le moyen terme (des mois à des années) et le court terme (l'échelle des tempêtes) (Van Rijn et al., 2003 ; Larson et al., 1999 ; Muñoz-Perez et Medina, 2010).

Comme tous les littoraux du Sud du Maroc, la baie d'Agadir est très peu étudiée. Au cours de cette thèse nous envisageons de comprendre l'évolution morphodynamique de cette espace fortement anthropisé et appréhender l'impact des différents ouvrages sur la circulation hydro-sédimentaire et la morphologie de la plage. Les résultats de cette thèse peuvent avoir des implications en terme d'aménagement du littoral, d'aide à la gestion de la zone côtière et pour la prise de décision. Dans notre cas d'étude, nous avons combiné l'évolution du trait de côte tirée des images satellitaires de haute résolution sur une période de 36 ans avec les changements topo-bathymétriques de l'avant-côte tirés des points sondes sur une période de 40 ans et le suivi par des levés topographiques de la zone intertidale sur une période de 2 ans. Pour relier les différents changements morphologiques avec le régime hydrodynamique en

vigueur, nous avons effectué une simulation de la variation de niveau d'eau et de la propagation de la houle du large à la côte. Ainsi, les résultats tirés à partir de la capacité du transport sédimentaire, associée au modèle de cellule sédimentaire, vont fournir une base solide pour une vision prospective de l'évolution morphologique de la baie d'Agadir.

Cette thèse s'organise autour de huit chapitres. Le premier chapitre fournit une introduction générale des principales notions sur l'hydrodynamique et la morphodynamique des zones côtières. Le deuxième chapitre présente le site d'étude et les caractéristiques environnementales générales. Le troisième chapitre décrit l'approche méthodologique retenue pour mener ce travail. Le quatrième chapitre présente l'évolution du trait de côte et des petits fonds entre 1972 et 2012 ; cette évolution est basée sur l'analyse diachronique des photographies aériennes verticales, des images satellitaires et des cartes topobathymétriques. Le cinquième chapitre présente l'évolution morphologique de la zone intertidale de la baie d'Agadir réalisée à l'aide d'un suivi topographique à trois échelles temporelles ; long, moyen et court terme. Le sixième chapitre concerne une étude hydrodynamique et hydrosédimentaire du milieu d'étude à l'aide du modèle MIKE 21 (houle / courantologie / transport sédimentaire). Le dernier chapitre synthétise la morphodynamique et les spécificités hydrodynamiques de la baie d'Agadir ; il présente aussi une discussion des solutions techniques de défense côtière qui peuvent être envisageables pour contrer les phénomènes d'érosion détectés dans le secteur d'étude.

## **CHAPITRE I. CONTEXTE GENERAL**

Ce chapitre consiste à une synthèse des processus physiques agissant sur les plages sableuses soumises à l'action des forçages hydrodynamiques (houle, marée, courants). Nous introduisons en particulier des notions concernant la marée, la houle et les courants moyens ainsi que l'état de l'art de la morphodynamique des plages sableuses.

### **I.1 Hydrodynamique côtière**

Les conditions atmosphériques (vent, dépression) sont les moteurs des déplacements de la surface des océans (vagues, courants). Les effets planétaires (attraction de la lune, rotation de la terre) génèrent des ondulations très lentes de la surface des océans, appelées les marées. Ces différents forçages sont caractérisés par des échelles de temps et d'espace très variées ; de la seconde au siècle et du millimètre au kilomètre.

#### **I.1.1 Marée**

##### **I.1.1.1 Mécanismes de la formation de la marée**

La marée océanique d'origine astronomique est définie comme étant la variation périodique du niveau des océans due aux seules actions des corps célestes qui se déplacent autour de la terre, dont les mouvements peuvent être calculés avec précision sur des périodes de plusieurs centaines, voire de plusieurs milliers d'années. L'attraction de ces astres a pour conséquence de déplacer les océans ; l'attraction de la lune est 2,2 fois plus élevée que celle du soleil. Cette différence est liée à l'éloignement du soleil par rapport à la terre et ce malgré la masse importante du Soleil (Lefèvre et Provost, 1999).

Plusieurs termes courants permettent de mieux définir les états de la marée en fonction de son évolution au cours du temps : son tracé donne la courbe de marée (Fig I-1). Le niveau des océans et des mers varie le long des côtes au cours du temps. Quand il monte, on parle de flot, (ou flux ou montant) jusqu'à un niveau maximum, la pleine mer. Quand il descend on parle de jusant (ou reflux ou perdant) jusqu'à un niveau minimum, la basse mer. La différence de hauteur entre une basse mer et une pleine mer consécutive est le marnage. Le marnage est maximal après les syzygies (nouvelles et pleines lunes) : c'est la vive-eau. Puis il diminue durant le déchet (phase de diminution de l'amplitude) jusqu'aux quadratures (périodes intermédiaires entre les nouvelles et les pleines lunes) pour former la morte-eau. Puis le marnage augmente à nouveau durant le revif. L'écart de temps entre une vive-eau et une

syzygie, de même qu'entre une morte-eau et une quadrature, est approximativement constant : c'est l'âge de la marée (Lefèvre et Provost, 1999).

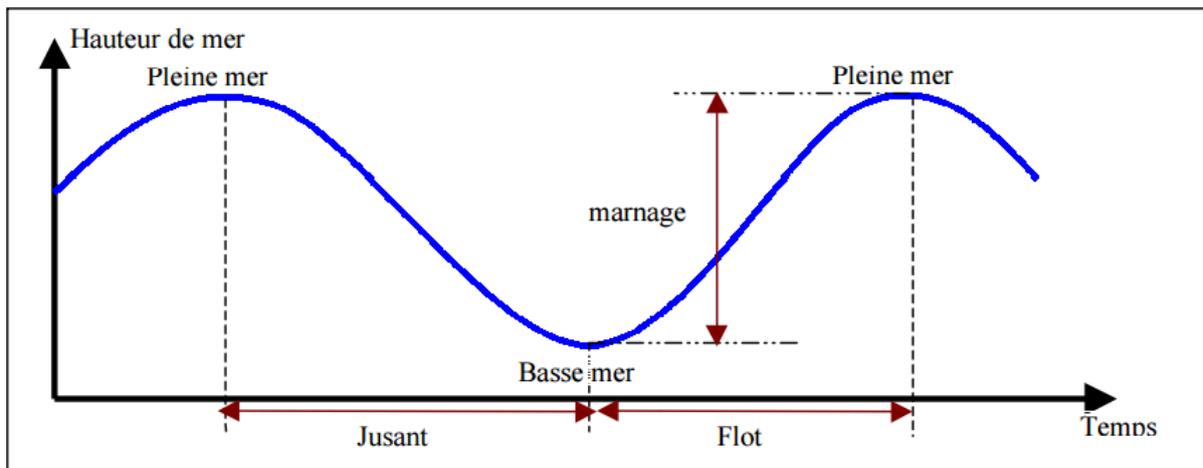


Fig I- 1 : Courbe de la marée (Lefèvre et Provost, 1999)

L'étude des marées revient à s'intéresser aux mouvements des particules liquides des océans et des mers du globe terrestre dans un repère de coordonnées géocentriques. En effet, ces particules sont à la fois soumises aux forces gravitationnelles de l'attraction terrestre et aux forces d'attraction des astres en révolution autour de la Terre. Ces astres qui sont la cause des marées sont nommés astres perturbateurs. Les forces qu'ils exercent sur les particules d'eau entraînent des variations du niveau des océans et des mers du globe qui varient dans le temps et qui forment les ondes de propagation de la marée (Lefèvre et Provost, 1999).

#### **I.1.1.2 Coefficient de marée C et unité de hauteur U :**

Les deux coefficients C et U sont des données majeures car elles permettent de calculer rapidement la hauteur d'eau en un lieu et à une heure donnée. Le coefficient de marée C caractérise le marnage pour un jour donné. Ce coefficient sans dimension, compris entre 20 et 120, peut être calculé théoriquement à partir de la formule de Laplace qui donne la hauteur d'eau en fonction des positions sur le ciel du soleil et de la lune en un lieu donné (voir la formule), pour les ports où la courbe de marée est assez régulière. En pratique, on admet en première approximation que le coefficient d'une même marée est le même qu'à Brest pour tous les ports français. Par définition, le coefficient de marée est le rapport (exprimé en centième) entre l'amplitude M du marnage théorique de la marée et l'amplitude moyenne 2U des marées de vives-eaux :

$$C = \frac{M}{2U} 100$$

Pour une marée donnée (marée de vives-eaux d'équinoxe, marée de vives-eaux moyennes, marées moyennes etc.) C est connu, fourni dans le tableau I-1. U est fourni et est caractéristique du port où l'on veut calculer la marée. A partir de cela on peut évaluer l'amplitude de marnage M par la relation:

$$M = \frac{2UC}{100}$$

U est l'unité de hauteur du port : c'est la demi-amplitude de la plus forte marée de vives-eaux après une syzygie d'équinoxe

Tab I- 1 : Coefficients de la marée

<b>Coefficient de marée</b>	<b>État de marée correspondant</b>
C = 120	Marées extraordinaires de vives-eaux d'équinoxe
C = 100	Marées de vives-eaux d'équinoxe
C = 95	Marées de vives-eaux moyennes
C = 70	Marées moyennes
C = 45	Marées de mortes-eaux moyennes
C = 20	Marées de mortes-eaux les plus faibles

## **I.1.2 Houle**

### **I.1.2.1 Notions et formation de la houle**

Le transfert de quantité de mouvement et d'énergie de l'air vers l'eau est à l'origine de la formation des trains de houle. Les tensions de cisaillement et les gradients de pression locale vont contraindre la surface libre et conduire à la formation d'une superposition d'ondes propagatives qui vont s'amplifier ou se dissiper selon les conditions atmosphériques. Classiquement, la présence du vent est due à la présence d'une dépression induite par les conflits de masses d'air polaire (froid) et subtropical (chaud). La figure I-2 montre une schématisation de la formation des vagues en présence d'une dépression (Castelle 2004).

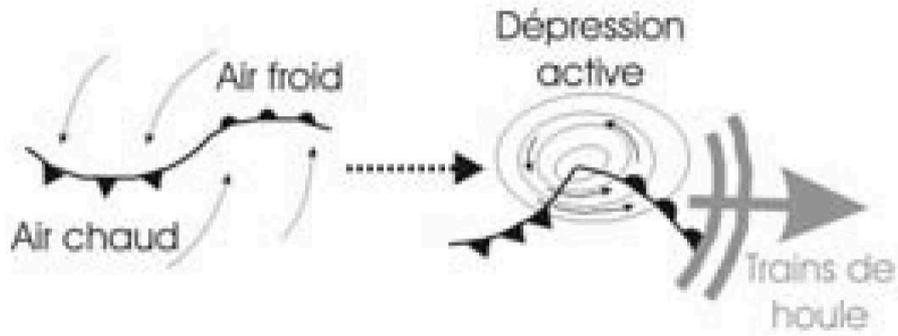


Fig I- 2 : Formation d'une dépression à partir d'un conflit entre masses d'air chaud et froid générant des trains de houle (Castelle, 2004)

L'onde de la houle a une hauteur  $H$  ( $H = 2a$ , où  $a$  est l'amplitude), cette hauteur est définie comme la différence entre l'élévation maximale et l'élévation minimale de la surface de la mer (hauteur de la vague entre la crête et le creux). La durée de la houle est appelée période ( $T$ ) dans le domaine temporel et longueur d'onde ( $L$ ) dans le domaine spatial (Fig. I-3). L'expression fondamentale qui relie la longueur d'onde  $L$ , la période  $T$  de la houle et la profondeur  $h$  est représentée dans l'équation suivante (Cetmef, 2009).

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh 2\pi \frac{h}{L}$$

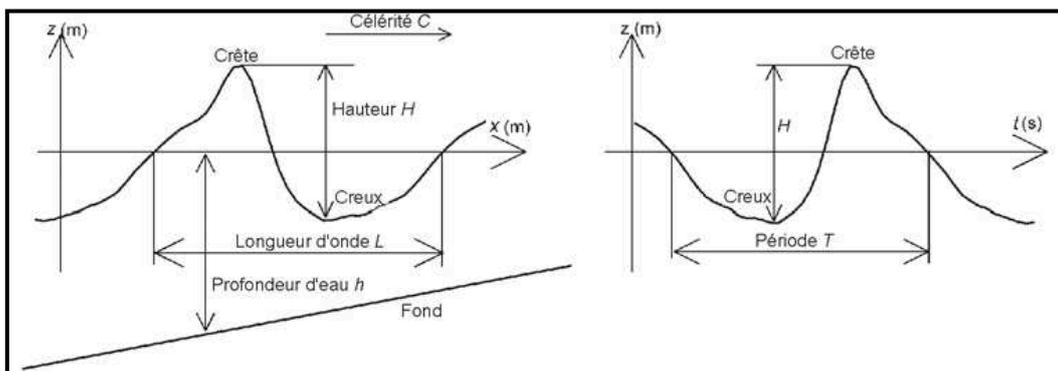


Fig I- 3 : Schéma explicatif des paramètres d'une vague individuelle (Cetmef, 2009), (a) profil de la surface dans l'espace, (b) profil de la surface dans le temps.

La houle est un phénomène beaucoup plus aléatoire, aussi bien dans le temps qu'en direction et intensité, puisqu'il est lié aux situations météorologiques. Elle ne peut donc être connue que statistiquement dans une zone donnée. Sa déformation au voisinage des côtes nécessite qu'elle soit mesurée à une certaine distance du rivage. Depuis une vingtaine d'années, plusieurs

appareils enregistreurs ont été utilisés. Malgré l'effort entrepris, hormis certaines zones spécialement explorées, les mesures ne sont souvent que fragmentaires et ne peuvent permettre l'établissement de statistiques fiables sont la plupart du temps limitées à la hauteur et à la période. Pour compenser ce manque, d'autres mesures systématiques sont utilisés : i) Les observations effectuées à bord des navires et rassemblées par les organismes météorologiques. ii) Les observations des états de la mer obtenus soit à partir des sémaphores, soit visuellement près de la côte par un observateur terrestre, donc relativement imprécises. iii) Il est aussi possible d'utiliser des modèles de prédiction pour déterminer la houle dans une zone à partir de cartes météorologiques des situations données (Cetmef, 2009).

### **I.1.2.2 Les modèles de houle**

Pour étudier la propagation de la houle, il est souvent pratique de leur associer un modèle mathématique (Kinsman, 1965 ; Le Blond et Mysak, 1978 ; Komen, 1994). Il existe différentes théories permettant de décrire la propagation de la houle à la surface de l'océan : Le modèle linéaire, les modèles de Stokes à différents ordres ou encore le modèle de la houle cnoïdale.

#### **La houle monochromatique et monodirectionnelle**

La modélisation de la houle consiste à considérer une onde sinusoïdale simple appelée houle régulière. Il s'agit d'une onde caractérisée par une seule période et une seule direction de propagation. L'élévation de surface libre, notée  $\eta$  est fonction de la position spatiale du point considéré et du temps  $t$ . L'élévation de surface libre ( $\eta$ ) une suite indéfinie d'ondulations parallèles presque identiques qui se propagent de façon sensiblement uniforme vers le rivage (Abadie, 2004). On appelle houle cet ensemble d'ondulations ou de vagues. Elle s'écrit sous la forme :

$$\eta(x, y, t) = a \cos [k(x \sin\theta + y \cos\theta) - \omega t + \varphi]$$

Où les notations suivantes sont employées :  $a$  est l'amplitude de la houle et correspond à la distance entre la crête de la vague et le niveau moyen au repos.  $\omega$  est la pulsation de la houle.  $k$  est le nombre d'onde qui est donné par la relation de dispersion linéaire des ondes de surface libre, en fonction de la pulsation et de la profondeur  $h$  :  $\omega^2 = gk \tanh(kh)$ .  $\theta$  est la direction de propagation de la houle.  $\varphi$  est la phase de la houle (Abadie, 2004).

L'énergie par unité de surface de cette houle progressive est égale à :

$$E = \frac{1}{2} \rho g a^2; a = \frac{H}{2}$$

Avec les notations suivantes :

- g est l'accélération de la pesanteur.
- ρ est la masse volumique de l'eau.

### **La houle aléatoire**

L'expression sinusoïdale précédente permet une première représentation des houles à la surface de l'océan. Cependant, un état de mer réel est composé de vagues qui n'ont pas les mêmes caractéristiques. La houle réelle n'est pas monochromatique, c'est à dire définie par une seule période. Elle se propage aussi selon plusieurs directions plus ou moins proches. La représentation dite régulière de la houle n'est donc pas toujours réaliste. Il faut donc utiliser une représentation irrégulière de la houle que l'on appelle encore houle aléatoire ou houle réelle. Les ondes de la houle ne se propagent pas toutes avec la même célérité ni dans la même direction. Au contraire, l'énergie des ondes est répartie sur une gamme de fréquences et sur un intervalle de directions de propagation ; on parle alors de houle aléatoire ou irrégulière et multidirectionnelle (Abadie, 2004). Le calcul de houle aléatoire est réalisé en deux étapes. Un premier calcul fournit une série de champs de houle régulière, puis un second calcul détermine la houle aléatoire à partir de la série précédente et du spectre incident. La houle aléatoire est considérée comme étant la superposition de plusieurs houles monochromatiques de périodes différentes et déphasées aléatoirement les unes par rapport aux autres. L'énergie de la houle réelle est la somme des énergies des houles monochromatiques qui la composent. L'irrégularité de la houle se traduit en écrivant qu'un état de mer résulte de la superposition d'une infinité de composantes sinusoïdales élémentaires (Abadie, 2004). Dans ce cas, un champ de houle aléatoire multidirectionnelle est modélisé de la manière suivante :

$$\eta(x, y, t) = \sum_{M=1}^M a_m \cos[k_m (x \sin \theta_m + y \cos \theta_m) - \omega_m t + \varphi_m]$$

L'énergie par unité de surface libre d'une houle irrégulière multidirectionnelle est alors égale à :

$$E = \sum_{M=1}^M \frac{1}{2} \rho g a_m^2$$

Cependant, cette représentation ne permet pas de modéliser les déformations du profil des vagues en faible profondeur. En effet, lorsque la profondeur d'eau diminue, les vagues se cambrent et deviennent dissymétriques. Une modélisation fine de ces effets non linéaires requiert de considérer des théories de houle non linéaires (houle de Stokes de 3<sup>ème</sup> ordre ou de 5<sup>ème</sup> ordre, houle cnoïdale...) et/ou des modèles de propagation dits à résolution de phase. Ces modélisations de l'évolution de chaque vague d'un train d'onde sont fondées sur la résolution des équations de Boussinesq (Bonnetille, 1992) dont l'abaque permet de définir les domaines d'utilisation des différents modèles de houle existants (Fig I-4).

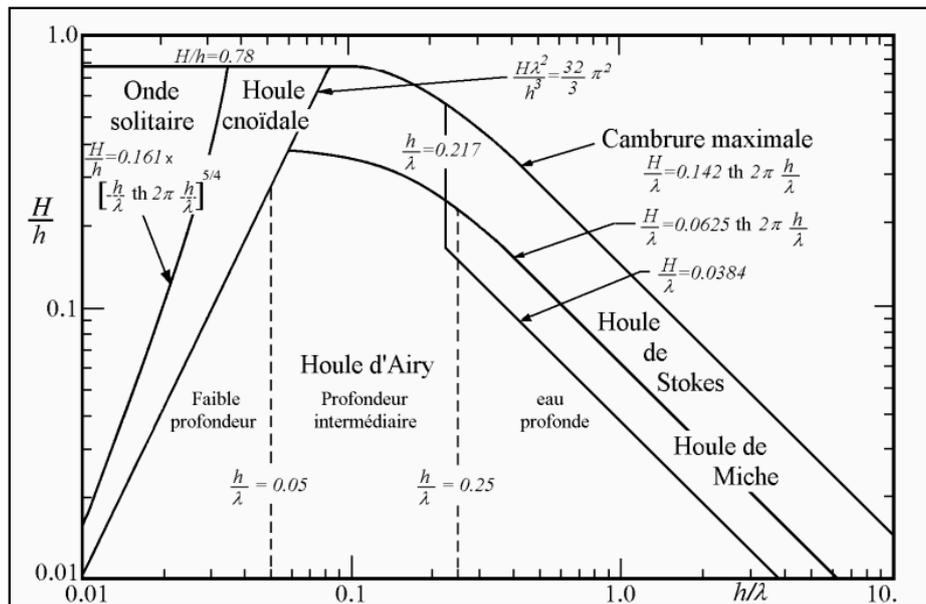


Fig I- 4: Domaines d'applications des différentes théories de houle en fonctions de la profondeur (h) et de la longueur d'onde  $\lambda$  (Bonnetille, 1992)

La figure I-4 montre que les différents modèles de Stokes peuvent s'appliquer à tout ordre lorsque  $h/\lambda > 0,04$ . La théorie de houle cnoïdale (ou elliptique) permet de décrire la propagation de la houle en dessus de cette limite. D'autres auteurs ont choisi de définir, de manière équivalente, les domaines de validité des différents modèles en s'appuyant sur le nombre adimensionnel d'Ursell défini par :  $(H \times \lambda^2) / h^3$ . Ce nombre compare la non linéarité (la cambrure de la houle =  $H/d$ ) et la profondeur relative du milieu. (Isobe et al., 1982) ont montré que les solutions obtenues par les différents modèles de Stokes ne sont valides que pour des valeurs du nombre d'Ursell inférieures à 25 et que le modèle de houle cnoïdale est valable pour des valeurs du nombre d'Ursell supérieures à 10 (Cetmef, 2009).

### I.1.2.3 Propriétés statistiques et distribution des vagues dans un état de mer

En ingénierie portuaire et côtière, les statistiques relatives à la houle jouent un rôle majeur dans la détermination des actions de dimensionnement et dans l'évaluation des risques. Il est donc nécessaire d'expliquer certaines des propriétés statistiques de base ainsi que les paramètres représentatifs de la houle.

La figure I-5 décrit un enregistrement typique de l'élévation de la surface de la mer. Cette figure illustre également la définition de la méthode du passage au niveau moyen qui permet de séparer les vagues individuelles ; chaque fois que le signal de la houle traverse le niveau moyen de l'eau, on compte une nouvelle vague. La période individuelle,  $T_j$ , de la vague  $j$  est le temps qui s'écoule entre deux passages successifs au niveau moyen (dans le même sens) et la hauteur correspondante entre le creux le plus bas et la crête la plus élevée définit la hauteur,  $H_j$ , de cette vague individuelle. Il existe deux variantes de cette méthode : le passage au niveau moyen par valeurs croissantes (en anglais « up crossing ») et le passage au niveau moyen par valeurs décroissantes (en anglais « down crossing ») (Aipcn et Airh, 1986). C'est cette dernière méthode qui est recommandée, dans la mesure où les vagues isolées par cette approche ont plus de signification sur le plan physique (Cetmef, 2009). Les vagues individuelles sont alors composées du creux et de la crête suivante.

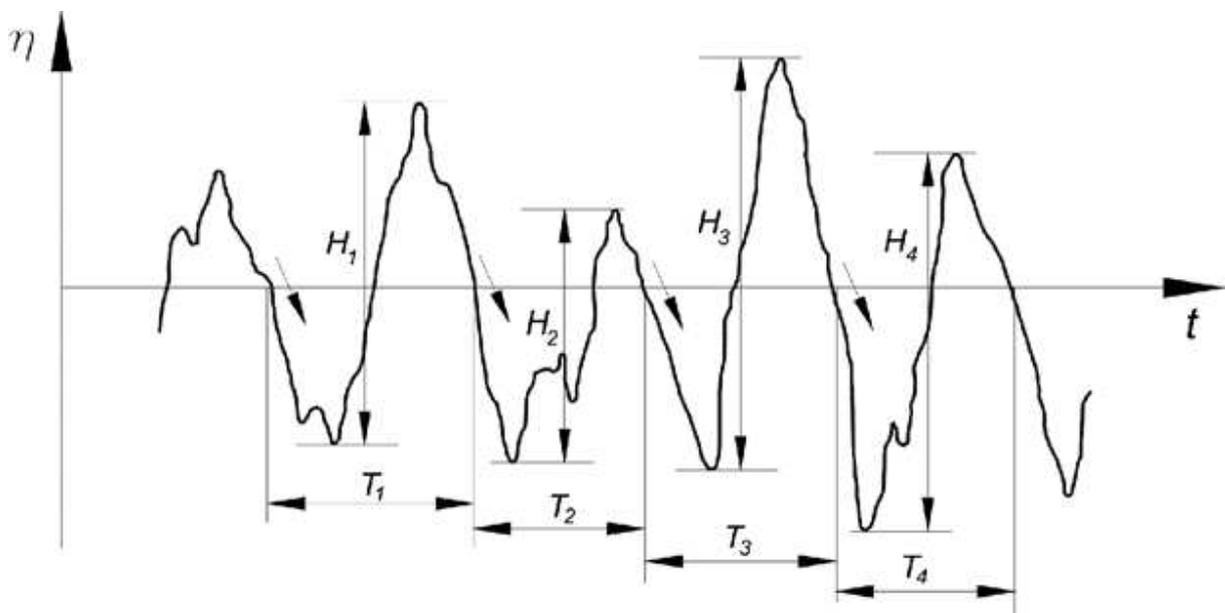


Fig I- 5 : Enregistrement typique d'une mer irrégulière et principe du passage au niveau moyen par valeurs décroissantes (Cetmef, 2009)

La période d'enregistrement standard est de 20 minutes à 1 heure (toutes les trois heures ou toutes les heures), mais l'enregistrement peut également être continu. Il faut savoir que l'état de mer est stationnaire pour une certaine durée seulement, ce qui fait que l'analyse d'un enregistrement continu doit être restreinte à une durée sur laquelle on peut supposer que les conditions sont statistiquement stationnaires. D'un autre côté, pour que les statistiques soient justes, il faut un nombre minimal de vagues dans l'enregistrement, généralement au moins 200 à 300, mais de préférence 500.

À partir des enregistrements, les séries de  $N$  vagues  $(H_j, T_j)$  ( $j = 1, \dots, N$ ) sont triées par hauteurs de houle décroissantes et l'on peut alors déterminer un certain nombre de hauteurs et périodes caractéristiques de la houle (Aipcn et Airh, 1986). En particulier, on utilise deux définitions pour calculer certaines hauteurs de houle représentatives d'un état de mer d'une durée donnée :

- $H_{P\%}$  est la hauteur dépassée par  $P\%$  des hauteurs des vagues de l'état de mer. On utilise en particulier  $H_{2\%}$  dans le processus de dimensionnement d'une digue (en particulier pour prévoir le run-up et le franchissement)
- $H_{1/Q}$  correspond à la valeur moyenne des  $1/Q$  supérieurs des hauteurs de vagues de l'état de mer. Pour le dimensionnement des ouvrages portuaires où de calcul de la capacité du transport sédimentaire, les hauteurs de ce type les plus importantes sont la hauteur significative de la houle  $H_{1/3} = H_s$  (moyenne du  $1/3$  supérieur des hauteurs de vagues de l'état de mer).

Pour obtenir des estimations fiables des hauteurs de houle importantes (c'est-à-dire des valeurs de  $P$  basses pour  $H_{P\%}$  et des valeurs de  $Q$  élevées pour  $H_{1/Q}$ ), les séries chronologiques des mesures de l'élévation de la surface doivent contenir un nombre de vagues suffisamment important. Par exemple, l'estimation stable de  $H_{1/250}$  exige un enregistrement très long ; pour un état de mer composé de 500 vagues, ce qui est déjà un nombre important,  $H_{1/250}$  sera déterminé comme la moyenne des deux plus grandes hauteurs de vagues seulement de cet enregistrement. La même remarque s'applique à la hauteur maximale de la houle dont la variabilité est grande d'un enregistrement à l'autre pour un état de mer donné. C'est pourquoi il est préférable d'avoir recours à des hauteurs de houle plus stables (bien que supérieures à la hauteur moyenne de la houle) telles que  $H_{1/3}$  ou  $H_{1/10}$  pour caractériser l'état de mer (Cetmef, 2009)

#### I.1.2.4 Spectre de la houle

Le spectre de la houle permet de décrire l'état de la mer au-delà de la hauteur significative et de la direction moyenne. Le spectre dans la Fig I-5 montre l'énergie relative des différents trains d'ondes qui composent l'état de la mer, venant de directions différentes avec des périodes différentes. En règle générale, un champ de houle observé peut être décomposé en un certain nombre de composantes sinusoïdales individuelles, chacune avec leur propre hauteur  $H$ , fréquence  $f$  et direction  $\theta$ . La densité spectrale unidimensionnelle de l'énergie de la houle symbolisée par  $E_{\eta\eta}(f)$  est la représentation de la distribution de l'énergie de la houle en fonction de la fréquence de la houle (Bougis, 2008).

#### Spectre de Pierson-Moskowitz (PM)

Le spectre PM correspond à une mer complètement formée en eau profonde. Ce spectre est un cas particulier du spectre de Bretschneider. Il a été proposé par (Pierson, 1964), après l'analyse d'un grand nombre d'enregistrements réalisés en Atlantique nord, sur les navires météorologiques, par la méthode de Tucker. Seuls les enregistrements des états de mer considérés comme complètement développés ont été traités. Il est donc, par construction, adapté aux états de mer complètement développés. Il s'écrit sous la forme générale :

$$\Phi_{\eta\eta}(\omega) = \frac{Ag^2}{[\omega]^5} \exp\left(-B \left[\frac{g}{U_{19.5}\omega}\right]^4\right)$$

Expression dans laquelle  $A=8.1 \cdot 10^{-3}$  désigne la constante de Phillips,  $g$  la constante de la gravité terrestre,  $B=0.74$  et  $U_{19.5}$  la vitesse du vent à 19.5 mètres d'altitude. La pulsation de pic est alors reliée à la vitesse du vent et, sous l'hypothèse de Rayleigh, à la hauteur significative par les relations (Bougis, 2008):

$$\omega_p = 0.877 \frac{g}{U_{19.5}} \text{ et } \omega_p = 0.4 \sqrt{\frac{g}{H_s}}$$

#### Spectre de Jonswap

Le spectre de JONSWAP (Joint North Sea Wave Project)) a été proposé en 1973 par Hasselmann et al, après avoir dépouillé des mesures faites lors de la formation de tempêtes en Mer du nord et qui correspond à des états de mer à fetch limité, c'est-à-dire à une mer en formation (Bougis, 2008) (Fig I-6). Il est donc, par construction, adapté aux états de mers qui se développent sur des fetchs limités. Il s'écrit sous la forme générale :

$$\phi_{\eta\eta}(\omega) = \frac{A}{(\omega)^5} \exp\left(-\frac{A}{(\omega)^4}\right) (\gamma) \exp\left(-\frac{(\omega - \omega_p)^2}{2\sigma^2\omega_p^2}\right)$$

Les différents paramètres et constantes sont alors définis dans le tableau I-2.

Tab I- 2 : Données définissant un spectre de la houle (Bougis, 2008)

paramètre	Désignation	auteur	coefficient
A = αg <sup>2</sup>		Phillips	α=8.10 10 <sup>-3</sup>
		Hasselmann	α= 0.076 $\left[\frac{gF}{U_{10}^2}\right]^{-0.22}$
		Sarpkaya	α= 0.066 $\left[\frac{gF}{U_{19.5}^2}\right]^{-0.22}$
B = $\frac{5(\omega_p)^4}{4}$			
ω <sub>p</sub> = ω <sub>m</sub>	Pulsation de pic (modal circular frequency)	Hasselmann	ω <sub>p</sub> =7π $\frac{g}{U_{10}} \left[\frac{gF}{U_{10}^2}\right]^{-0.33}$
		Sarpkaya	ω <sub>p</sub> =5.68π $\left[\frac{gF}{U_{19.5}^2}\right]^{-0.33}$
γ	coefficient de forme du spectre		γ = 7 spectre à fort pic γ = 3.3 valeur standard γ = 1 Pierson-Moskowitz
σ			σ = 0.07 pour ω ≤ ω <sub>p</sub> σ = 0.09 pour ω > ω <sub>p</sub>
F	Fetch		
U <sub>10</sub>	vitesse du vent à 10 mètres d'altitude		
U <sub>19.5</sub>	vitesse du vent à 19.5 mètres d'altitude		
g	constante de la gravité.		

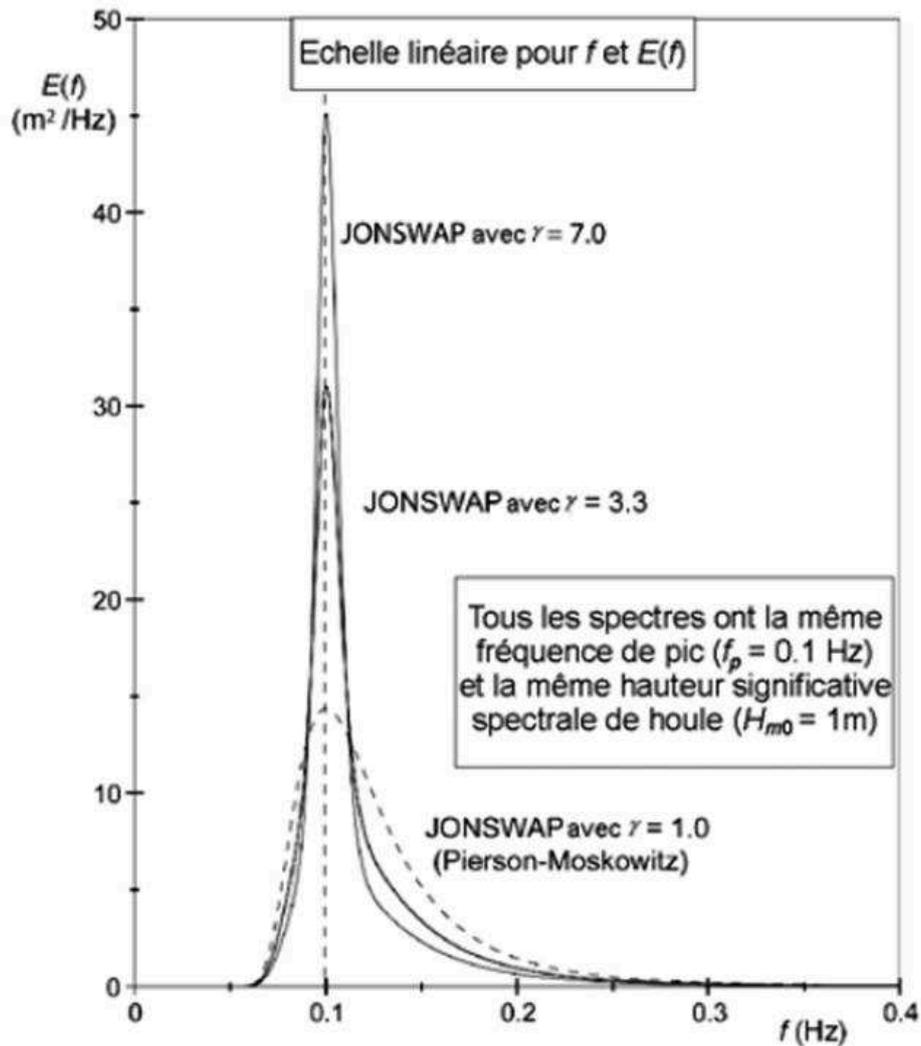


Fig I- 6 : Spectres de Pierson-Moskowitz et de Jonswap (Cetmef, 2009)

Au niveau de la figure I-6 la fréquence du pic est de 0,1 Hz, la période étant  $T_p=1/f_p$  soit à peu près 10s dans ce cas, elle s'agit du temps moyen entre deux grandes vagues. La hauteur significative des vagues ( $H_{m0}$ ) est proportionnelle à la racine carrée de l'énergie totale  $E$  ;  $H_{m0} = 4 [E / (\rho g)]^{-1/2}$ , à peu près 1m dans ce cas, avec  $\rho$  la masse volumique de l'eau et  $g$  la constante de la gravité terrestre. Ce  $H_{m0}$  est à peu près la hauteur moyenne du 1/3 des plus grosses vagues ( $H_s$ ), soit la hauteur généralement donnée par un observateur visuel (passage au niveau moyen ; zéro crossing method).

### I.1.2.5 Déformations de la houle

#### Réfraction

Lorsque la houle arrive près des côtes, les crêtes des vagues (lignes de phase) ont tendance à s'aligner avec les lignes d'iso profondeur (isobathes). Ce phénomène de réfraction se

généralise à toutes les ondes qui se propagent dans un milieu inhomogène lentement variable. Les rayons, qui sont perpendiculaires aux lignes de phase pour les ondes de surface, convergent les uns vers les autres à l'approche des caps et divergent dans les baies (LCHF, 1976).

Le long d'une côte non rectiligne, il est ainsi possible de déterminer les zones de houle forte (concentration des orthogonales sur les caps) et les zones de houle plus faible (épanouissement des orthogonales au fond des baies (Fig I-7).

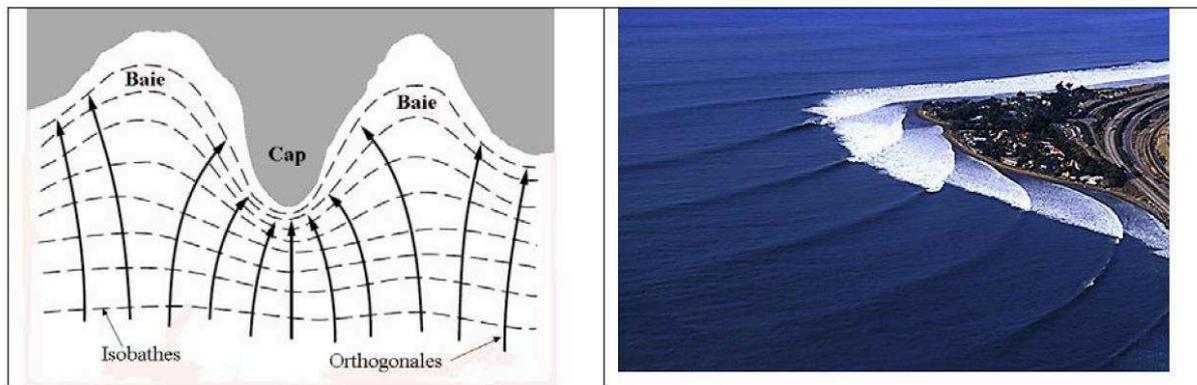


Fig I- 7: Exemple de réfraction (Concentration des orthogonales en caps et épanouissement en baie) (LCHF, 1976)

Si  $b_0$  est l'espacement entre deux orthogonales au large et si  $b$  est l'espacement des deux mêmes orthogonales par profondeur  $d$ , on peut écrire  $(H_{ref}/H_0) = \sqrt{(b_0/b)}$ . La réfraction apparaît surtout dans les zones de faible profondeur, où la célérité  $C$  décroît avec la profondeur.

### Diffraction

La diffraction de la houle est un phénomène dans lequel l'énergie est transférée latéralement le long des crêtes, c'est-à-dire quand la loi de propagation rectiligne de la houle par profondeur constante se trouve infirmée. Cela se produit en particulier quand la houle rencontre une jetée : de façon simplifiée, la houle "émise" dans l'ombre de la jetée à partir du musoir présente des crêtes en arc de cercle, l'amplitude de la houle diminuant de façon exponentielle le long de ces crêtes (Fig I-8). La connaissance des effets de diffraction est importante, non seulement pour définir les ouvrages de protection d'un port contre l'agitation, mais aussi pour déterminer les modifications du mouvement des sédiments consécutives à la mise en place d'ouvrages marins tels que jetées, épis, brise lames (LCHF, 1976). Des diagrammes théoriques de diffraction ont été établis dans des cas simples par différents auteurs en supposant une profondeur constante

(Penney et Price, 1952): ils donnent, dans la zone diffractée, les courbes d'égal coefficient de diffraction  $K = H/H_i$  (Fig I-8),  $H_i$  étant l'amplitude de la houle incidente.

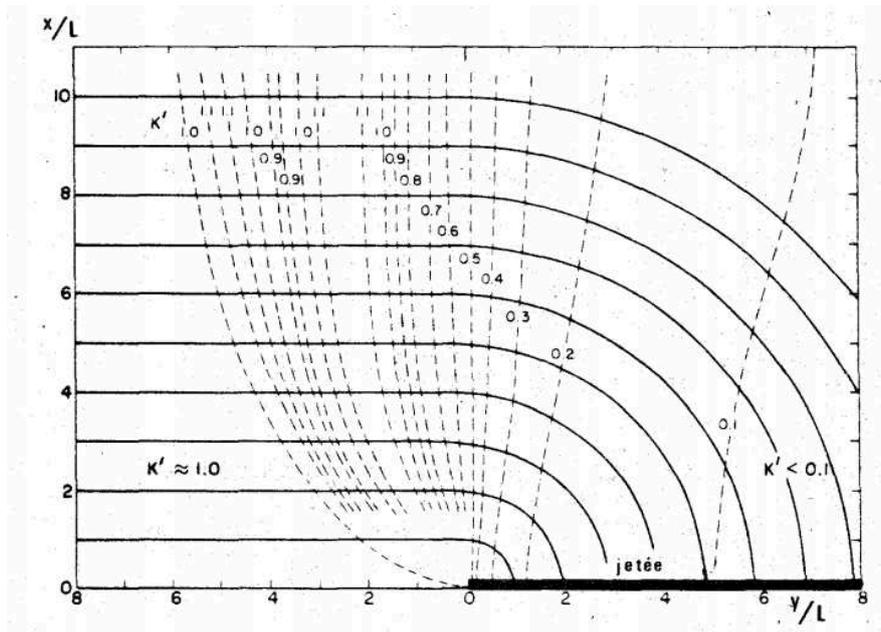


Fig I- 8 : Diagramme de diffraction (Penney et Price, 1952)

### Réflexion

Conformément aux lois de Descartes de l'optique géométrique, le rayon d'onde réfléchi est symétrique de l'incident par rapport à la normale à la paroi, ce qu'illustre le schéma suivant :

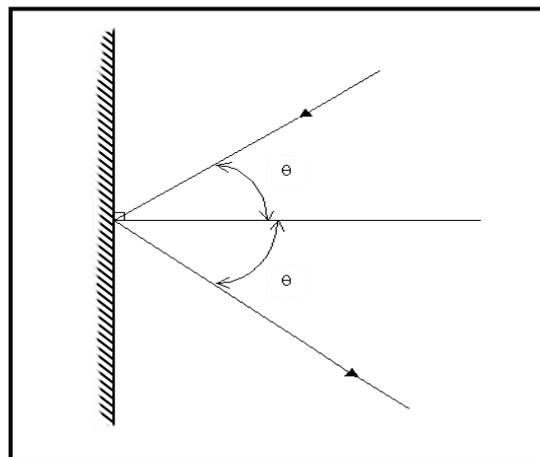


Fig I- 9 : Phénomène de réflexion – Lois de Descartes- (Cetmef, fudaa Vag 2005)

Lorsque l'angle d'incidence  $q$  devient important, l'onde réfléchie tend à courir le long des ouvrages. Dans certains cas et ce même pour des parois verticales, on voit apparaître une

réflexion en avant de la paroi et une crête perpendiculaire à celle-ci court le long du mur. Ce phénomène, connu sous le nom d'onde de Mach, est illustré par la figure I-9. Il existe des abaques pour déterminer le coefficient de réflexion d'une paroi qui dépend de nombreux paramètres comme la pente, la rugosité de l'obstacle. Il peut également varier en fonction de la période de la houle. La combinaison de la houle incidente et de la houle réfléchie donne naissance à un système d'ondes stationnaires appelé "clapotis" (LCHF, 1976).

### **Déferlement**

Pour une houle de période  $T$  qui se propage par une profondeur d'eau  $d$ , il existe une valeur limite de l'amplitude  $H$  au-delà de laquelle il n'y a plus stabilité de l'onde : C'est le déferlement. La relation proposée par Sunamura et Horikawa (1974) de calcul de la hauteur de déferlement ( $H_b$ ) donne les meilleurs résultats puisque la pente de l'avant-côte ( $\beta$ ) est considérée.  $(H_b/H_0) = (\tan \beta)^{0,2} (H_0/L_0)^{-0,25}$ , avec  $H_0$  la hauteur significative de la houle au large et  $L_0$  la longueur d'onde de la houle au large. La littérature, distingue généralement quatre types de déferlement (Fig I-10) (Galvin, 1968 ; Komar, 1970).

Le déferlement glissant : le déferlement "à déversement" ou "glissant" ("spilling breaking") est caractérisé par des lames d'eau à peine dissymétriques et dont la crête s'accompagne d'une petite cascade d'eau bouillonnante qui glisse vers le rivage avec elle. Le déferlement glissant est en général peu visible et survient rapidement. La transition du mouvement irrotationnel en mouvement rotationnel sur la colonne d'eau est lente. La figure I-10 montre un cas typique de déferlement glissant (Cetmef, 2009).

Le déferlement plongeant : Le déferlement "en volute", "en cataracte", "basculant" ou "plongeant" ("plunging breaking") est caractérisé par une grande volute d'eau dissymétrique très visible avec une face antérieure concave lisse presque verticale que la crête finit par surplomber avant de retomber brutalement en nappe déversante en formant un grand tourbillon. Une transition soudaine et violente du mouvement irrotationnel en mouvement rotationnel s'étend sur toute la colonne d'eau. La formation du jet plongeant et puis du tourbillon nécessite une distance et un temps identifiable et mesurable. La figure I-10 montre un cas typique de déferlement plongeant. L'évolution d'un déferlement plongeant a été décrite par (Peregrine et al., 1980) qui a montré que l'existence du système d'éclaboussements est possible lorsqu'un jet plongeant pénètre complètement dans l'eau, il se comporte comme une masse solide qui pousse une partie de la masse d'eau antérieurement non perturbée à former

un nouveau jet. Le jet plongeant forme également un noyau ou un tube d'air intérieur. L'air piégé est rapidement comprimé par le mouvement du mur d'eau verte au voisinage de la crête et rejaillit parfois à travers la surface. La circulation d'eau autour de ce tube d'air provoque une accélération centrifuge qui s'équilibre avec un gradient centripète de pression. Ce phénomène retarde l'écroulement du tube d'air, alors que sa forme non circulaire et les instabilités hydrodynamiques tridimensionnelles tendent à réduire le temps d'existence du tube (Cetmef, 2009).

**Le déferlement frontal :** Le déferlement "à gonflement" ou "frontal" ("surging breaking") est caractérisé par une face antérieure des lames qui prend une forme dissymétrique de plus en plus bombée dans les hauts et se résout en masses d'eau fortement tourbillonnantes à mi-hauteur. Les déferlements à gonflement forment de faibles vagues stationnaires qui arrivent sur la plage avec des turbulences générées par le frottement sur les fonds. La figure I-10 montre un cas typique de déferlement frontal (Cetmef, 2009).

**Le déferlement à effondrement :** Le déferlement "à effondrement" ("collapsing breaking") représente un type intermédiaire entre le déferlement plongeant et le déferlement frontal. La figure I-10 montre un cas typique de déferlement à effondrement (Cetmef, 2009).

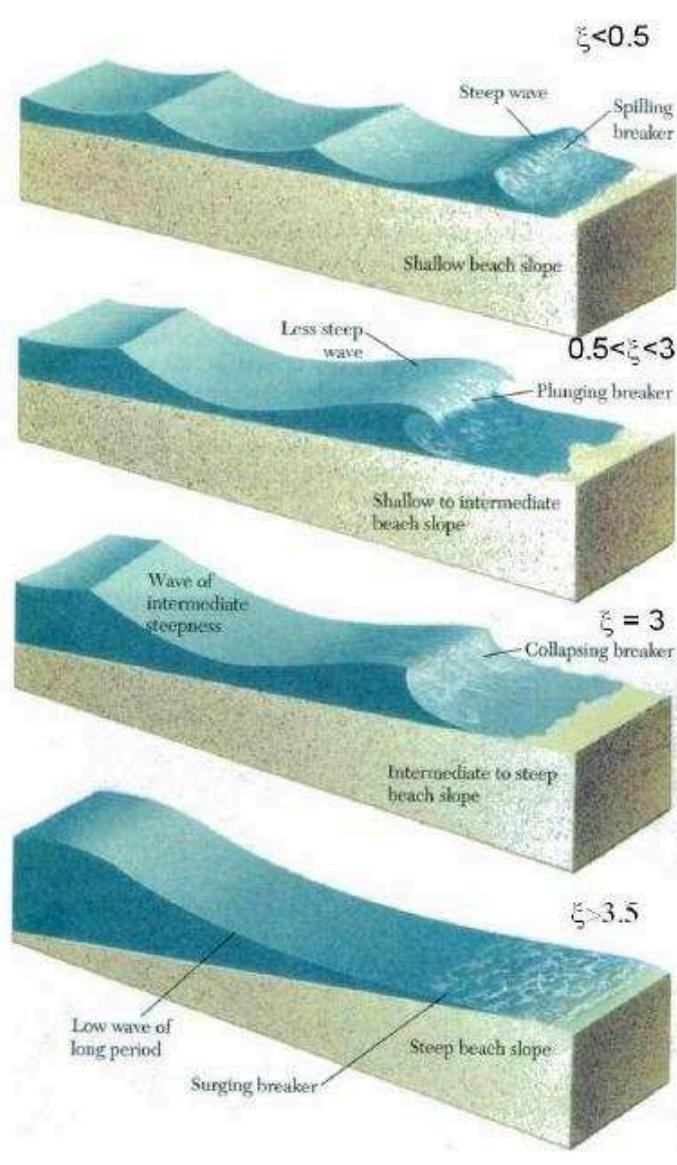


Fig I- 10 : Profils longitudinaux des quatre types de déferlement (échelles différentes)  
(Galvin, 1968)

De nombreux auteurs ont cherché à relier le type de déferlement avec les caractéristiques de houle au large et la pente locale (Tab I-3). Galvin (1968) a utilisé les nombres d'Iribaren  $\xi_0$  et  $\xi_d$  respectivement au large et au point de déferlement pour décrire les différents types de déferlement.  $\xi_0$  et  $\xi_d$  sont donnés par :

$$\xi_0 = \frac{\tan\beta}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}} \quad \xi_d = \frac{\tan\beta}{\sqrt{\frac{H_d}{L_0}}}$$

Où  $\beta$  est la pente locale du fond,  $H_0$  la hauteur de houle au large,  $L_0$  la longueur d'onde de la houle au large et  $H_d$  la hauteur des vagues au point de déferlement.

Tab I- 3 : Type de déferlement en fonction des nombres d'Iribaren, d'après (Galvin, 1968)

Déferlement	$\xi_0$	$\xi d$
Glissant	$\xi_0 < 0,5$	$\xi d < 0,4$
Plongeant	$0,5 < \xi_0 < 3,3$	$0,4 < \xi d < 2$
A effondrement	$\xi_0 = 3,3$	$\xi d = 2$
Frontal	$3,3 < \xi_0$	$2 < \xi d < 4$
Aucun		$4 < \xi d$

À partir de nombreux essais au laboratoire, Goda (1970) a présenté des courbes permettant d'obtenir les caractéristiques de la houle au point de déferlement (Fig I-11). Il a en outre délimité trois régions à l'intérieur desquelles doit se produire un type de déferlement déterminé suivant la classification qu'on avait donnée (Tab I-3).

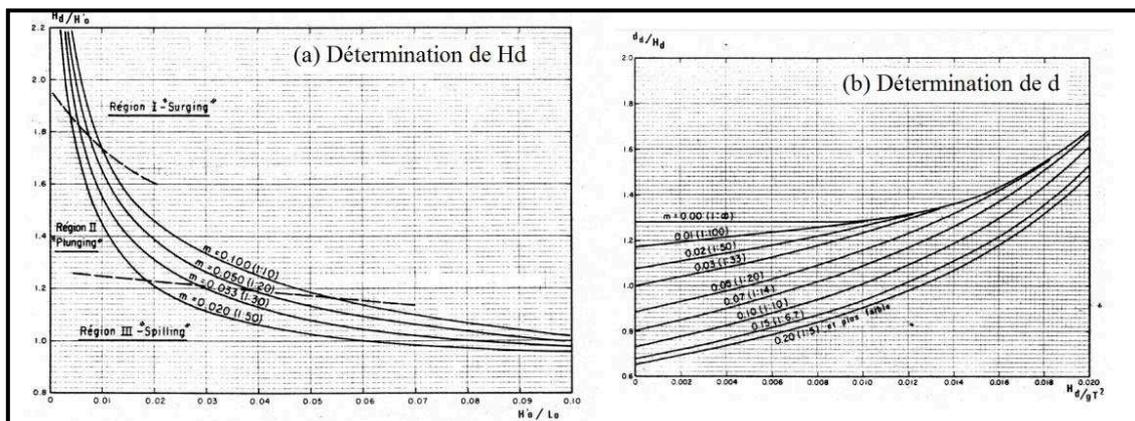


Fig I- 11 : Abaques caractérisant le déferlement d' après Goda (1970), ( $H_d$ ) hauteur de déferlement et ( $d$ ) la profondeur de déferlement

### I.1.3 Courants

Plusieurs types de courant peuvent être générés au niveau de la frange littorale. Cependant, leur importance et leur influence sur le transit des sédiments varient d'un type à un autre.

#### I.1.3.1 Courants généraux

Les courants généraux sont des courants océaniques qui sont souvent d'une grande importance hydrologique marine et climatologique. Dans l'hémisphère nord, le Gulf-Stream

est le courant le plus remarquable. Ce courant prolonge le courant équatorial (courant de Guyane), qui dans la mer des Caraïbes prend le nom de courant des Caraïbes et s'extrait du golfe du Mexique sous le nom de Courant de Floride, via le détroit de Floride. Parvenu dans l'Atlantique, il est rejoint par le courant des Antilles, un courant qui longe ses îles par le nord. C'est à partir de ce moment qu'il prend le nom de Gulf Stream. Cependant, son influence au niveau de la dynamique du littoral est négligeable (Cetmef, 2009).

### **I.1.3.2 Courants de marée**

Les deux principaux courants engendrés par la marée sont le flot et le jusant. Ces deux courants sont généralement perpendiculaires à la côte, alternatifs et leur vitesse décroît du large vers le rivage (Wright et al., 1982 ; Horn, 2003). Les courants induits par la marée sont généralement négligeables par rapport aux courants de la houle sauf en régime macrotidal (Wright et al., 1982).

### **I.1.3.3 Courants de houle**

Sur les plages exposées aux houles et où les courants de marée sont faibles, l'action des vagues est le moteur des mouvements des masses d'eau et du transport sédimentaire (Castelle, 2004). Le sens physique des courants de la houle est la contrainte de radiation (Longuet-Higgins et Stewart, 1964) qui peut être décrit comme suit : la houle est porteuse d'une quantité de mouvement parallèle à la direction de propagation et proportionnelle au carré de l'amplitude. Si un train de houle est réfléchi par un obstacle, cette quantité de mouvement est inversée. Dans ce cas, la conservation de la quantité de mouvement requiert l'existence d'une force exercée sur l'obstacle égale à la variation de quantité de mouvement de la houle. Cette force est la manifestation de la contrainte de radiation. Une contrainte est par ailleurs définie comme un flux de quantité de mouvement. La contrainte de radiation est par conséquent définie comme l'excès de flux de quantité de mouvement dû à la présence de la houle (Castelle, 2004).

Si maintenant on s'intéresse à une vague qui se propage sur une plage, l'onde progressive transmet une énergie moyenne  $E$  à la célérité de groupe  $C_g$ . Lorsqu'elle s'approche du rivage, elle perd son énergie soit par déferlement soit par frottement au fond. Cependant, une fraction de l'énergie dissipée reste cinétique et induit un courant de masse dans le fluide, il s'agit des courants de houle. Pour évaluer ces courants, on suppose qu'ils sont créés par l'apport de quantité de mouvement de la houle. Les variations du flux de ces quantités de mouvement sont les forces motrices du courant de houle. La composante longitudinale engendre le

mouvement des masses d'eau alors que la composante transversale induit une surélévation du niveau moyen « setup » et un courant de retour sur le fond (Cetmef, 2009).

Dans le cadre de la théorie linéaire et pour un repère quelconque dans lequel l'incidence de la houle est  $\theta$ , le tenseur des contraintes de radiation  $S$  s'écrit :

$$S = E \begin{pmatrix} \left(2n - \frac{1}{2}\right) \cos^2 \theta + \left(n - \frac{1}{2}\right) \sin^2 \theta & n \cos \theta \sin \theta \\ n \cos \theta \sin \theta & \left(2n - \frac{1}{2}\right) \sin^2 \theta + \left(n - \frac{1}{2}\right) \cos^2 \theta \end{pmatrix}$$

Où  $E$  est l'énergie de la houle et  $n$  le rapport entre la célérité de groupe et la vitesse de phase de la houle, défini par :

$$\frac{c_g}{c} = n = \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right) \text{ avec } k = \frac{2\pi}{L} \text{ et où } L \text{ est la longueur d'onde de la houle}$$

### Courant de retour

Le courant de retour (ou "undertow"), aussi appelé courant de compensation, est présent sur toutes les côtes exposées aux houles. En milieu côtier la houle transporte de l'eau dans sa direction de propagation. Cela est particulièrement vrai dans la zone de déferlement. Le courant de retour permet donc de compenser cet apport de masse en transportant les masses d'eau vers le large ((fig I-12)). La distribution du courant de retour sur la verticale n'est pas homogène, la vitesse maximale étant située vers le fond. De nombreuses études expérimentales et numériques ont été menées afin de caractériser en détail cette structure verticale (Svendsen et al., 1987 ; Garcez Faria et al., 2000).

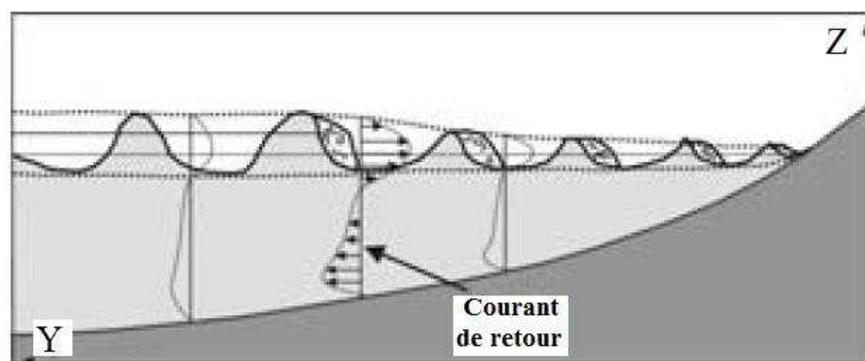


Fig I- 12 : Schématisation du courant de retour sur une plage homogène plane (Castelle, 2004)

### Courant de la dérive littorale

La dérive littorale correspond à un courant parallèle à la ligne de rivage qui est généré par la houle après son arrivé à la côte avec une certaine obliquité. Ce courant joue un rôle majeur dans le transport des sédiments tout le long du littoral, surtout si ce littoral correspond à une plage sableuse. La variation des contraintes de radiations dans la zone de surf permet d'expliquer la génération d'un courant long shore  $U$  (Fig I-13), dirigé parallèlement à la plage. Il s'agit d'une plage rectiligne orientée dans la direction  $Oy$  et d'une houle incidente qui fait un angle  $\theta$  avec la normale à la plage.

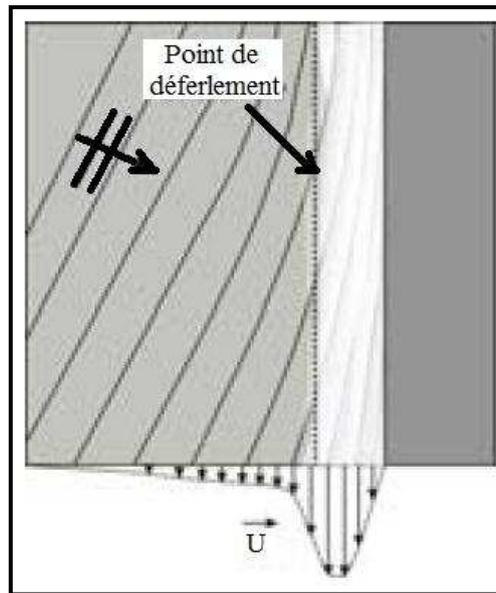


Fig I- 13 : Vue schématique du courant longshore (Longuet-higgins 1970)

### Courant sagittal

Le courant sagittal ou courant d'arrachement (rip current) est un courant violent, intense et étroit dirigé vers le large, il a été observé sur de nombreuses plages. Il a fait l'objet de nombreuses études (Cook, 1970 ; Inman et al., 1972 ; Wright et al., 1982). Ces courants sagittaux sont associés à des structures tourbillonnaires complexes (Sous et al., 2004) (Fig I-14). Plusieurs mécanismes ont été évoqués pour expliquer la formation des courants sagittaux. On peut citer par exemple la variabilité du forçage des vagues parallèlement à la côte (Bowen et Inman, 1972) ou encore les interactions vague-courant (Dalrymple, 1978).



Fig I- 14 : Schématisation du courant sagittal (*d'après* Dalrymple, 1978)

## I.2 Morphodynamique des plages

### I.2.1 Zonation littorale

Les différentes phases d'évolution des vagues permettent de distinguer quatre zones au niveau du littoral (Fig I-15), qui forment autant de sous-systèmes définis par l'approche océanographique (ou hydrodynamique). Du large vers la côte, on distingue :

La zone de levé (shoaling) : c'est la zone où l'amplitude des vagues change progressivement, à cause de l'influence du fond. Tout au long de la propagation des crêtes vers la cote, il se produit donc une augmentation de la cambrure des vagues ( $H/L$ ) s'accompagnant d'une augmentation de l'asymétrie des courants orbitaux au niveau des fonds, ces courants participent à un transport sédimentaire résiduel vers le haut de plage, dans les conditions d'agitation les plus courantes (Komar, 1970 ; Soulsby, 1997).

La zone de brisants (breaker zone) : Cette zone très dynamique est le lieu de dissipation maximale de l'énergie des vagues incidentes. Le déferlement des vagues se produit lorsque la profondeur d'eau devient trop faible comparée à leur hauteur.

La zone de déferlement (surf zone) : Les vagues brisées roulent en perdant leur énergie. Cette zone marque la transition entre le déferlement des vagues et leur amortissement total sur la plage. Des effets de turbulence et de vortex contribuent à la complexité des écoulements dans ce milieu. Un courant orienté vers le large compense l'afflux d'eau dans cette zone. Ce courant de retour (undertow) est proportionnel à la hauteur des vagues dans la zone de déferlement (Svendsen et al., 1987; Greenwood et Mittler, 1984). Un courant d'obliquité est également présent dans le cas d'incidence oblique des houles à la côte.

La zone de jet de rive (swash zone) : Les vagues ne forment plus qu'une mince lame d'eau. Cette zone est caractérisée par l'oscillation périodique d'une mince couche d'eau sur la plage sous la forme du jet de rive (uprush ou swash) et de la nappe de retrait (backwash). La périodicité des oscillations est modulée à la fois par la période des vagues déferlantes, mais aussi par les ondes infragravitaires qui ont une influence notable sur l'hydrodynamique de cette zone (Ruessink, 1998 ; Butt et Russell, 2000).

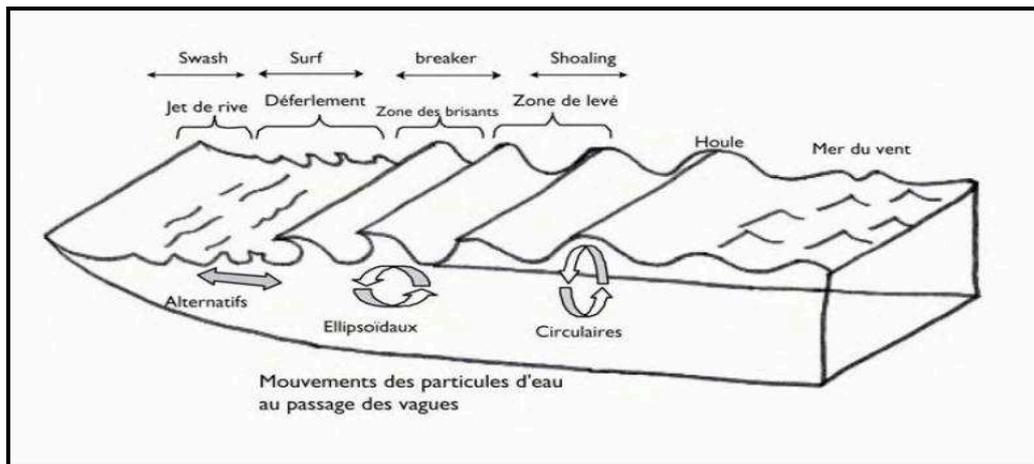


Fig I- 15 : Zonation littorale et transformation des vagues à l'approche de la côte (Castelle, 2004)

## I.2.2 Classification morpho-dynamique des plages

L'établissement d'une classification morphodynamique a pour intérêt principal de caractériser une plage suivant divers paramètres pour la comparer avec une plage type afin d'obtenir rapidement un ensemble de renseignements sur son évolution potentielle (accrétion ou érosion). Des paramètres environnementaux sans dimension, incluant généralement des variables décrivant l'hydrodynamique, les caractéristiques granulométriques et la pente du profil, sont utilisés.

Au début des années 1980, les observations réalisées sur plusieurs plages australiennes (Wright et al., 1982 ; Wright et Short, 1984) ont conduit à l'élaboration d'un indice environnemental  $\Omega$  (Tab I-4) et un premier modèle empirique de classification de la morphologie des plages microtidales à partir de caractères granulométriques (la vitesse de chute des particules  $\omega_s$ ) et dynamiques (la hauteur des brisants  $H_b$ , la période des vagues  $T$ ). Masselink et Short (1993) ont adapté ce modèle aux plages méso et macrotidales pour tenir compte de l'influence du marnage et donc de la modulation spatiale des processus hydrodynamiques (levé des vagues, déferlement, swash) sur l'estran. Ils ont introduit un

nouvel indice adimensionnel, le marnage relatif RTR (Tab I-4), pour décliner les états morphologiques des plages parmi les trois grands groupes (réfléchissant, intermédiaire, dissipant) définis par Wright et Short (1984). Les stades morphologiques extrêmes (plages dissipantes et réfléchissantes) sont les plus stables expérimentant même parfois un équilibre dynamique pendant les tempêtes les plus énergétiques (Short, 1999 ; Aagaard et al., 2011), tandis que les états intermédiaires sont les plus dynamiques. Néanmoins, la validité de ce modèle est discutée pour les plages mégatidales caractérisées par de nombreuses ruptures de pente délimitant des domaines réfléchissants en haut de plage, intermédiaires à dissipants sur la mi-plage et souvent hyper-dissipant sur le bas de plage (Levoy, 1994). Alors que la morphologie du haut de plage et de la mi-plage s'intègre au modèle classique des plages méso-macrotidales, l'indice  $\Omega$  n'est pas adapté au bas de plage hyper-dissipant (qu'il classe dans les domaines réfléchissants ou intermédiaires) et l'indice RTR mérite d'être ajusté pour tenir compte des environnements mégatidaux soumis à des conditions peu énergétiques.

Tab I- 4 : Paramétrisation des indices environnementaux les plus couramment utilisés (d'après Dehouck, 2006)

<b>indices</b>	<b>Paramétrisation</b>	<b>Références</b>
Surf similarity parameter	$\xi_b = \frac{\cos \beta}{\sqrt{\frac{H_b}{H_0}}}$	(Battjes, 1974)
Surf scaling parameter	$\varepsilon = \frac{H_b \omega^2}{2g \tan^2 \beta}$	(Guza et Inman, 1975)
Dean's number	$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T}$	(Gourlay, 1968)
Paramètre de Sunamura	$K = \frac{H_b^2}{g T^2 d_{50}}$	(Sunamura, 1988)
Marnage relatif (relative tidal range)	$RTR = \frac{MSR}{H_b}$	(Masselink et Short, 1993)

Anthony (1998) souligne que les indices  $\varepsilon$  (surf scaling parameter) et  $\xi$  (Surf similarity parameters) (Tab I-4 ;Fig I-16), basés sur la pente de la plage et les paramètres des vagues ( $H_b$

, T), sont plus aptes à définir la morphodynamique des plages intermédiaires que les indices basés sur des caractères sédimentologiques ( $\Omega$  et K). De même, de nombreux auteurs encouragent l'utilisation de ces deux indices dans les environnements méso et méga tidaux présentant une forte variabilité transversale de la topographie (Anthony, 1998 ; Levoy, 1994).

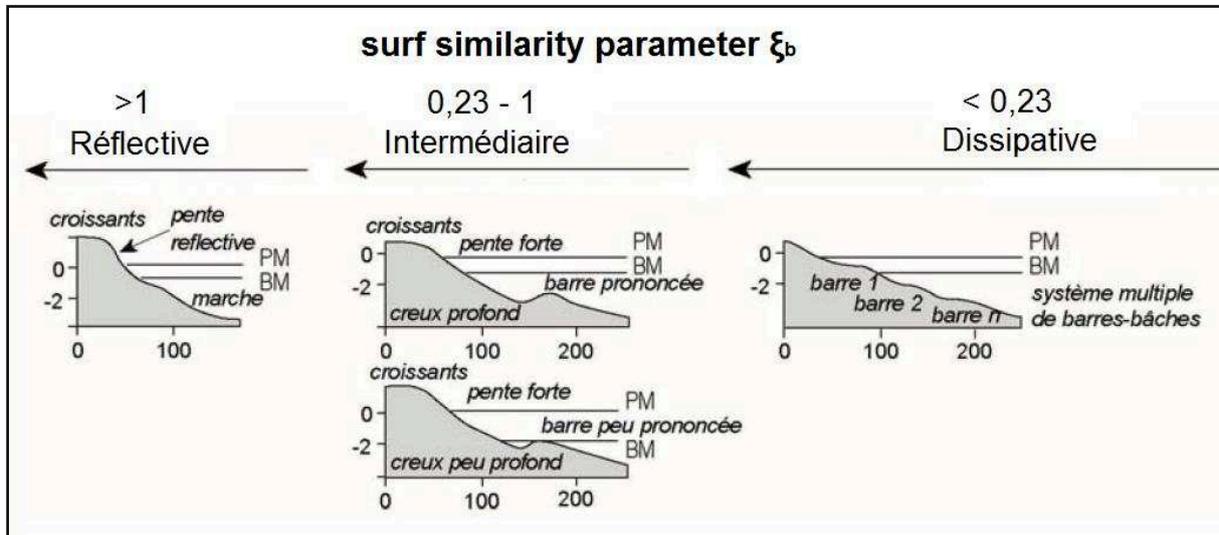


Fig I- 16 : *Classification morphologique des plages selon l'indice  $\xi$  (Surf similarity parameters, (d'après Battjes 1974)*

## CHAPITRE II. SECTEUR D'ETUDE : LE LITTORAL D'AGADIR-

La zone d'étude fait partie de la Vallée Souss – Massa, de la grande région Souss-Massa-Draâ. Cette région est une véritable ceinture allant de l'océan Atlantique à la frontière algérienne et divise le Maroc en deux parties (Fig II-1). Cette position lui confère un rôle de relais économique d'où transitent tous les flux nord-sud et par conséquent un rôle stratégique sur les plans économiques et socioculturels (ABH-SM, 2003).

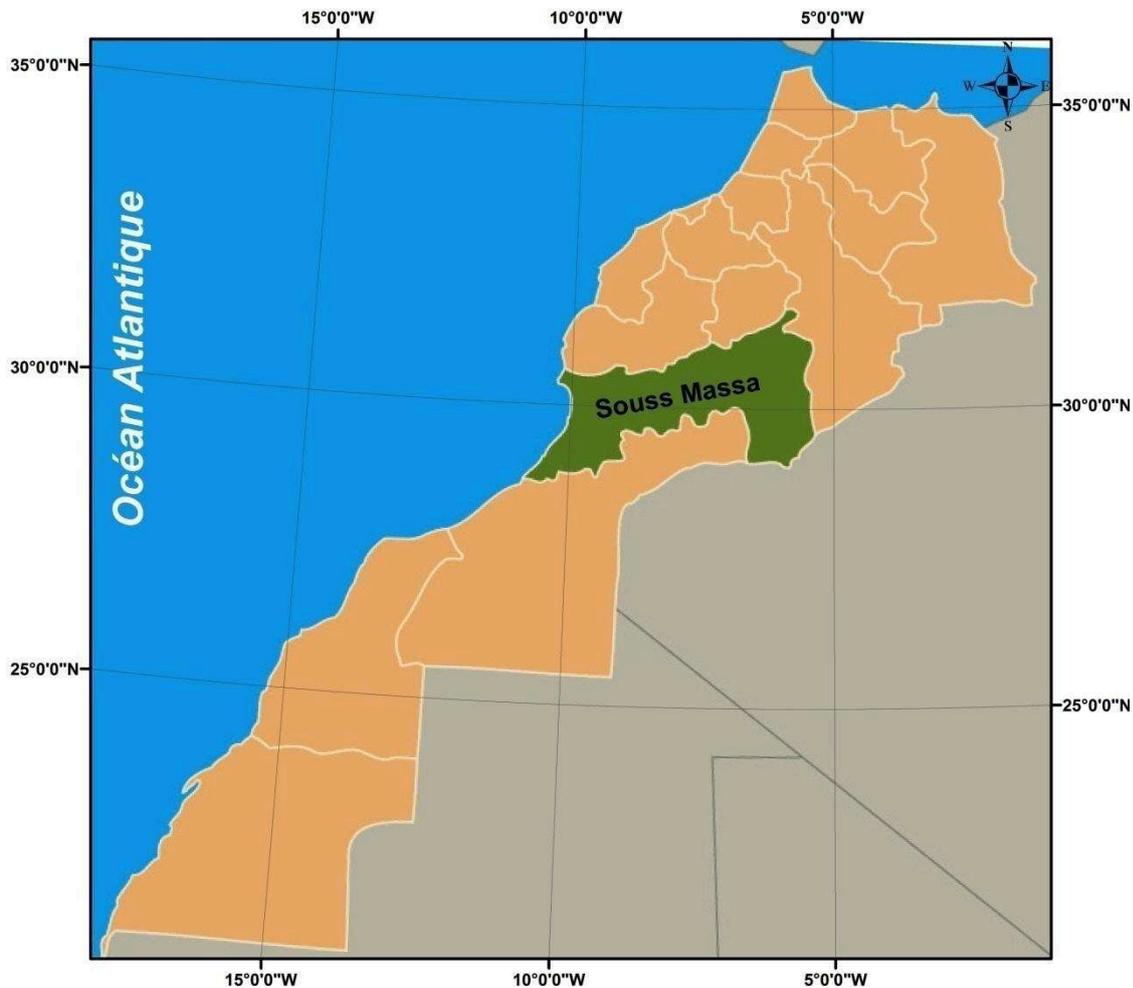


Fig II- 1 : Carte de localisation de la région sous massa (ABH-SM, 2003)

Dans ce chapitre on présente le contexte géologique, géographique, météorologique et hydrodynamique général de la zone d'étude. Ainsi nous allons présenter les caractéristiques et les principales étapes de l'évolution de la zone côtière de la ville d'Agadir.

## II.1 Description physique et géologique du site

### II.1.1 Localisation géographique

Notre zone d'étude, représentée par le littoral d'Agadir, appartient à l'unité Souss Massa qui se situe au centre géographique du Maroc et couvre une superficie de l'ordre de 23950 km<sup>2</sup>. Elle renferme trois bassins versants : le bassin versant de l'Oued Souss caractérisé par une superficie de 15470 km<sup>2</sup>, le bassin versant du Massa et de Chtouka (6000 km<sup>2</sup>) et le bassin versant des Oueds Tamraght et Tamri (2480 km<sup>2</sup>). Situés entre l'Océan Atlantique et les montagnes du Haut Atlas et de l'Anti Atlas, ces bassins ont des superficies réparties approximativement entre 25 % de zones de plaine et 75% de zones de montagne (ABH-SM. 2003). La principale plaine est la plaine du Souss qui s'étend sur une aire de 4150 km<sup>2</sup> (Fig II 2).

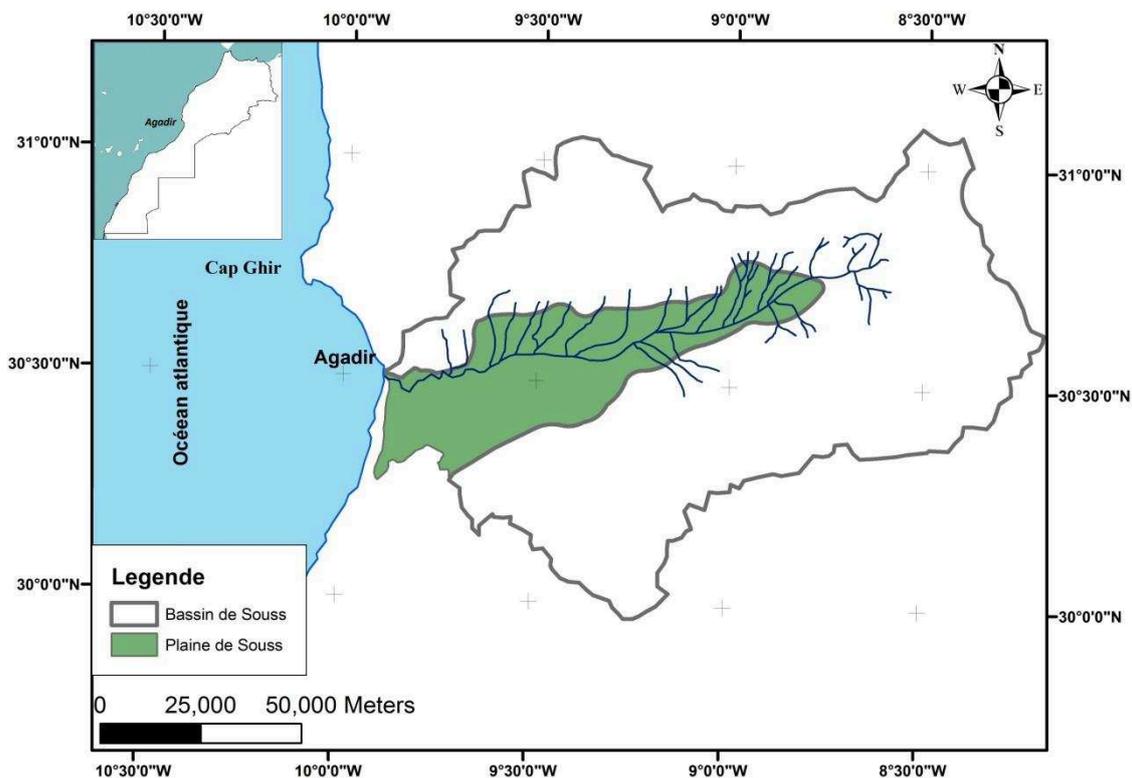


Fig II- 2 : Carte de localisation du bassin du Souss (ABH-SM, 2003)

Le littoral d'Agadir est implanté au fond d'une baie protégée au nord par le Cap Ghir et largement ouverte vers le sud-ouest (Fig II-3). Il forme une zone de transition entre une côte rocheuse au nord et une longue côte sableuse, rectiligne et basse au sud. La baie d'Agadir

représente la limite ouest de la ville d'Agadir ; il s'étire sur environ 6 km à vol d'oiseau, suivant une direction N-S entre le grand port d'Agadir et l'estuaire d'oued Souss (Fig II-3).

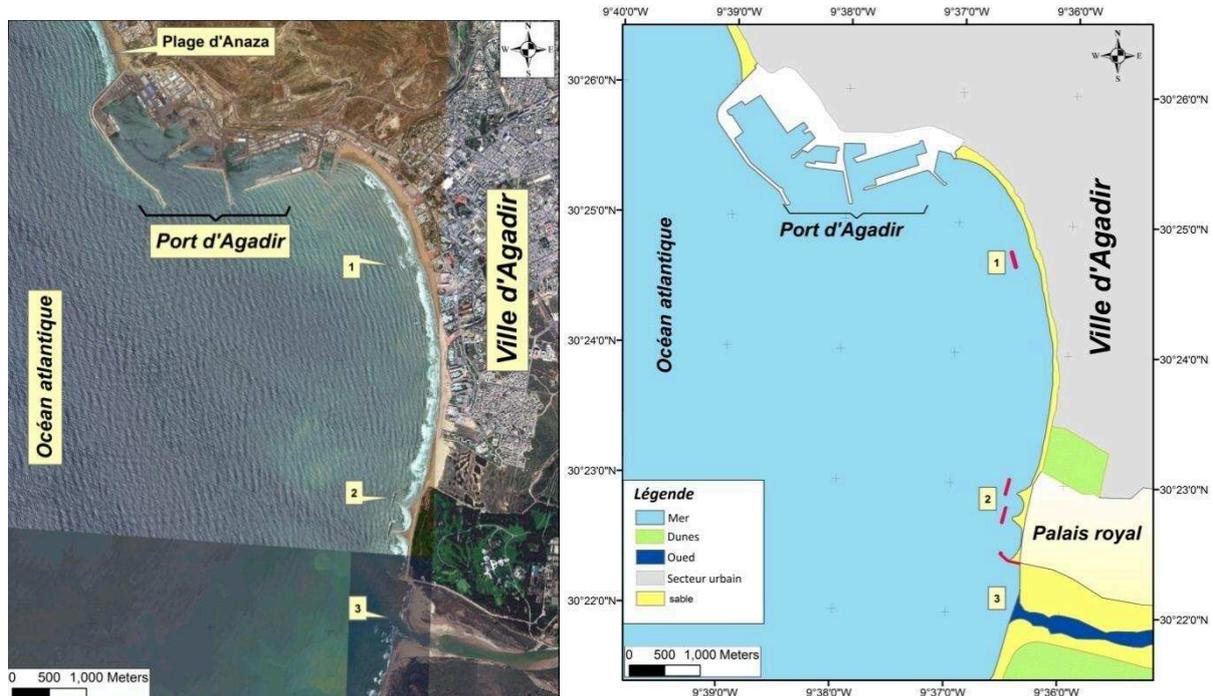


Fig II- 3 : Situation géographique de la baie d'Agadir (Google earth, 2012) ; (1) brise-lame mis en place en 1963, (2) deux brises-lames et un épi mis en place 1994, (3) Oued Souss

## II.1.2 Géologie du site

Les principaux travaux géologiques dans le bassin d'Agadir furent l'œuvre d'Ambroggi (1963) et Combe et Elhebil (1972).

Le bassin de Souss constitue une dépression côtière au front de la partie occidentale de la chaîne Haut Atlasique. Il est délimité par l'Océan atlantique à l'ouest, le massif de Siroua à l'est, la chaîne alpine du Haut Atlas au nord et le bombement anticlinal de l'Anti-Atlas occidental au sud (Fig II-4). Ce bassin ébauché lors de l'ouverture de l'océan Atlantique au Trias, se prolonge probablement à l'Ouest de cet océan.

De point de vue structural, Combe et Elhebil (1972) décrivent le bassin de Souss comme une structure synclinale d'âge Tertiaire. Les déformations visibles au sein du bassin sont récentes; ainsi, dans sa partie occidentale, Ambroggi (1963) distingue plusieurs plis et flexures de direction est ouest à nord est-sud ouest, affectant les niveaux Quaternaires.

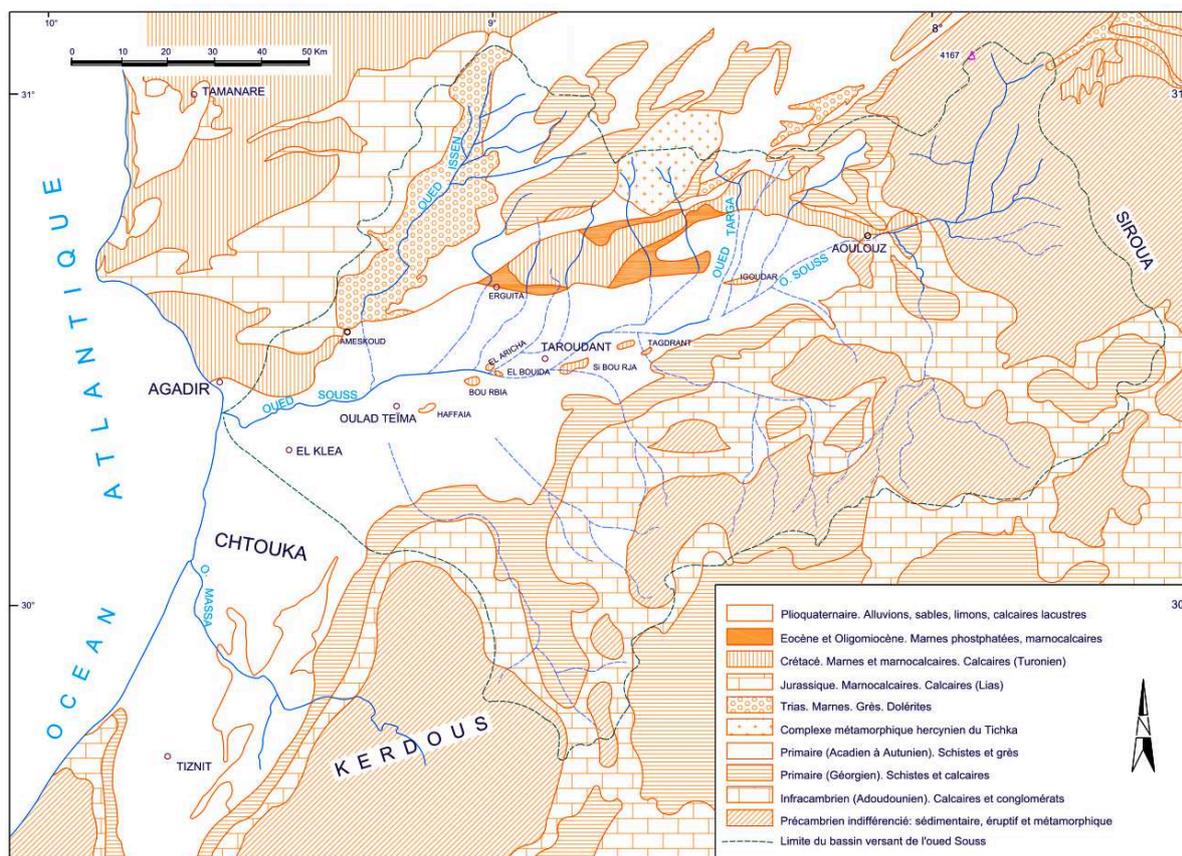


Fig II- 4 : Géologie du bassin de Souss (*d'après* Combe et Elhebil, 1972)

Plus localement, les carrières du premier port d'Agadir ont fourni d'excellentes coupes des séquences de 0 à +8 m. Ces coupes ont été réalisées en 1976-78 par Weisrock (1980) et Brébion (1984) (Fig II-5 et II-6). Elles sont aujourd'hui soit masquées par des constructions, soit recouvertes de déblais. Les deux coupes présentent les mêmes successions lithologiques:

- Sur le substratum de calcaires crétacés tranchés par l'abrasion marine, une plage fossile d'un mètre d'épaisseur ou plus, à gros galets calcaires au port devenant sableuse à la limite méridionale de la baie d'Anza et de granulométrie mixte en situation intermédiaire.
- Un dépôt de sables coquilliers plus ou moins fins et abondants selon les sites, avec ou sans stratifications, correspondant à des accumulations dunaires littorales, dont l'épaisseur est très variable
- Un dépôt colluvial à blocs calcaires très hétérométriques, pris dans une matrice sableuse et limoneuse rubéfiée fortement encroûtée en surface.

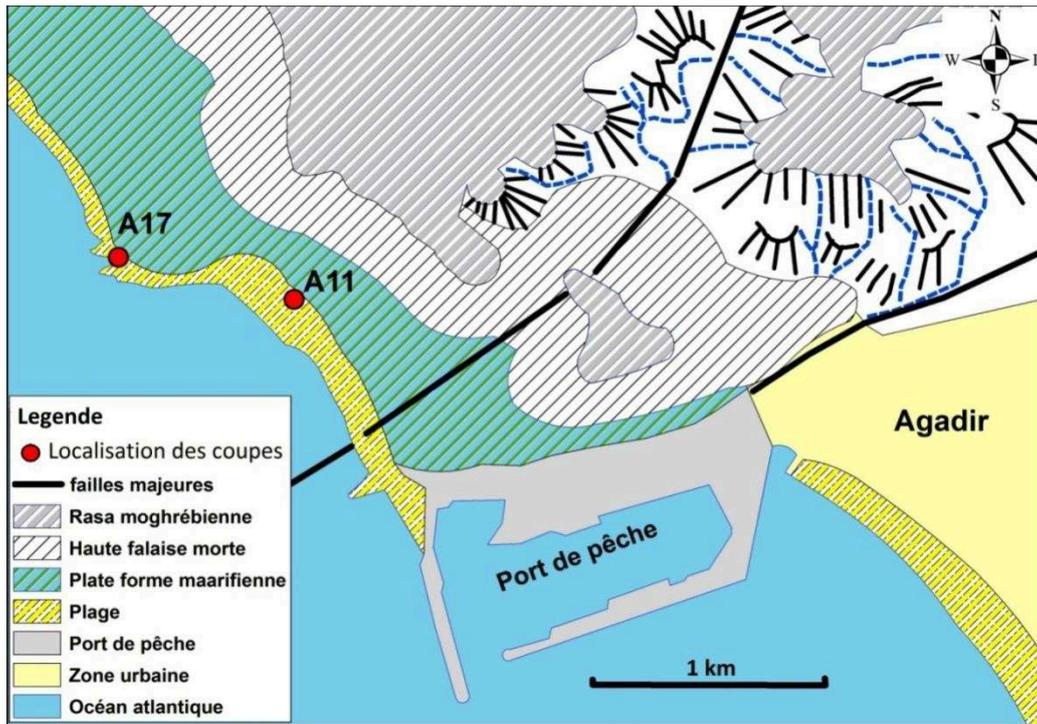


Fig II- 5 : Géologie locale d'Agadir et localisation des Coupes (d'après Weisrock, 1980)

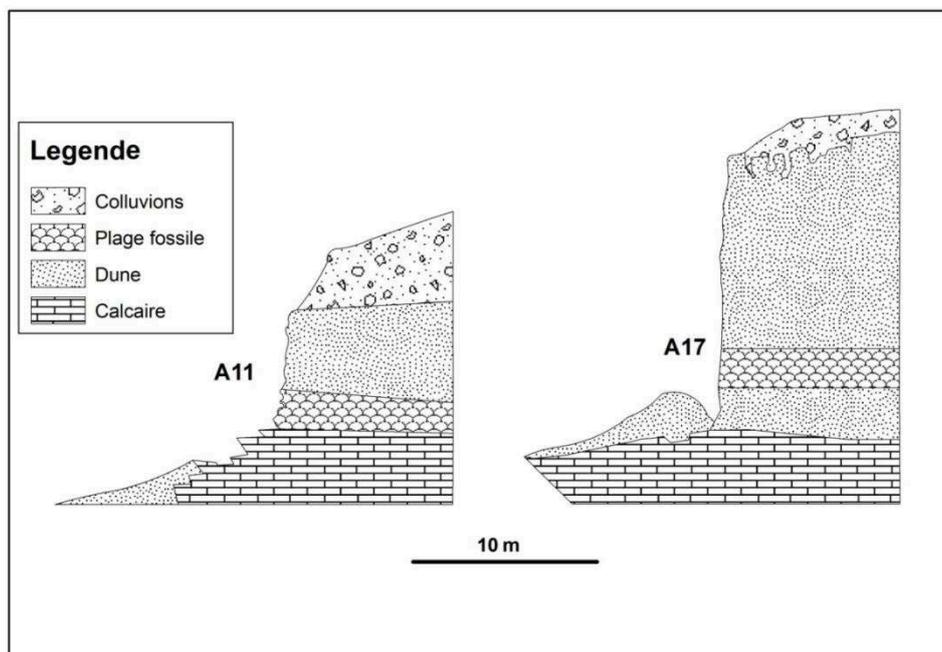


Fig II- 6 : Coupes géologiques de la falaise du nord d'Agadir (d'après Weisrock, 1980)

### II.1.3 Hydrologie

Le bassin versant d'Agadir est composé de quatre Oueds (Fig II-7) : Souss, Lahouar, Tanaout et Tildi. Parmi ces Oueds, le Souss est le seul dont le débit est significatif.

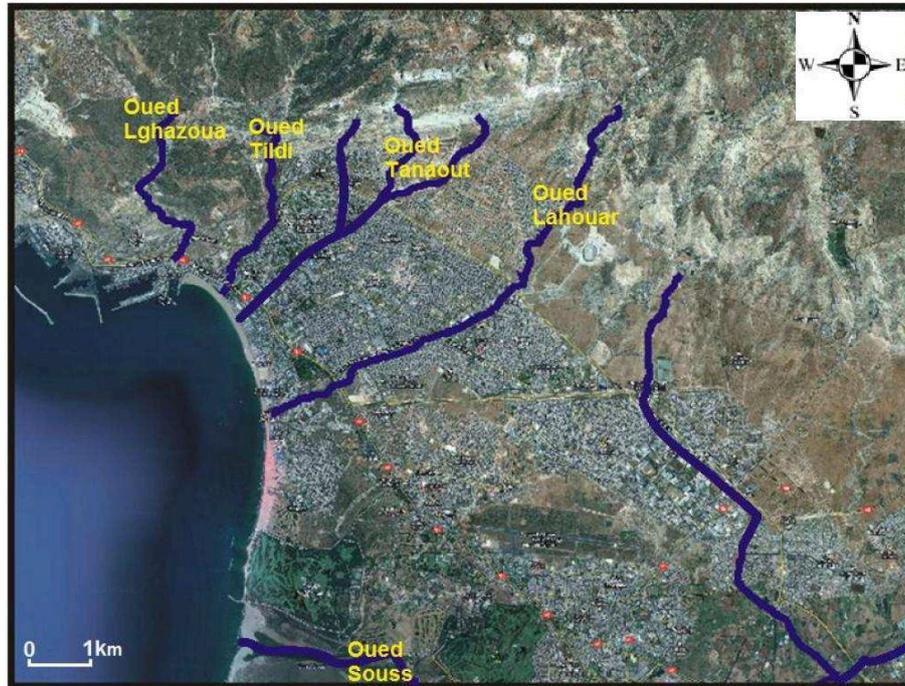


Fig II- 7 : Carte de localisation des oueds dans la zone *d'étude* (Ihbach, 2015)

#### II.1.3.1 L'Oued Lahouar

Il se situe à 3 km au sud du port et connaît des périodes de crue de 2 à 3 fois par an. Ces crues ne durent que quelques heures et peuvent atteindre un débit de 80 m<sup>3</sup>/s (LCHF, 1972). Le reste du temps l'Oued est à sec, son embouchure est canalisée par deux buses (Fig II-8).



Fig II- 8 : Photo du débouché de l'Oued Lahouar (2012)

### II.1.3.2 L'Oued Tanaout

Le débouché de l'oued Tanaout est localisé au sud (Fig II-9). Il est canalisé par une buse sous la promenade du littoral et caractérisé par un faible débit. En période de crue, son débit est d'environ 30 m<sup>3</sup>/s (LCHF, 1972).



Fig II- 9 : Photo du débouché de l'Oued Tanaout (2012)

### II.1.3.3 L'Oued Tildi

Il débouche au nord de la baie d'Agadir et est canalisé sous la promenade du littoral (Fig II-10). Son débit en crue ne dépasse pas 10 à 20 m<sup>3</sup>/s (LCHF, 1972). Le reste du temps, l'Oued est complètement sec, son embouchure est canalisée sur 250 m.



Fig II- 10 : Photo du débouché de l'Oued Tildi (Google Earth, 2012)

#### **II.1.3.4 L'Oued Souss**

En plaine, le Souss reçoit les apports de nombreux affluents dont l'origine est le Haut Atlas. La contribution des oueds provenant de l'Anti Atlas est par contre mineure, à cause d'une grande partie de leurs écoulements qui se perd dans la plaine avant d'atteindre le Souss (LCHF, 1972).

L'Assif Tifnoute, qui pourrait être pris pour origine de l'oued Souss, prend sa source à 3500 m d'altitude dans le massif du Toubkal. Après un parcours torrentueux et un écoulement permanent en montagne, il débouche à Aoulouz dans la plaine à 700 m d'altitude. Les affluents importants du cours supérieur de l'oued Souss sont l'assif Iouzioua, l'assif Oumzaourou et Mekor, qui descendent des contreforts du jbel Siroua. A quelques kilomètres en amont d'Aoulouz, le Souss reçoit son premier et le plus grand affluent de l'Anti-Atlas : l'assif Imerguène (REM, 2010).

En aval d'Aoulouz, les eaux de l'oued s'infiltrant partiellement dans les alluvions. Seules les crues transitent au-delà. A partir des Ouled-Bou-Rbia et jusqu'à l'Océan, l'oued s'encaisse dans les alluvions anciennes et draine la nappe phréatique. C'est de nouveau un cours permanent utilisé pour l'irrigation (REM, 2010).

Les affluents du cours moyen et inférieur du Souss sont très nombreux. Les plus importants de la rive droite sont : l'oued El-Meddad, l'oued Bousriouil, l'oued Targa, l'oued Aguerd-el-Had, l'oued n'Aït-el-Had et l'oued Issen. Sur la rive gauche ce sont Passif Tangarfa, l'oued Arrhen, l'assif N'Razemt, Passif Aouerga. Tandis que les affluents du Haut Atlas atteignent tous le Souss au moment des crues, les affluents de l'Anti-Atlas l'atteignent rarement. Ceci provient du fait que la pluviosité sur le Haut Atlas est plus élevée que sur l'Anti-Atlas, le relief du Haut Atlas est plus marqué que celui de l'Anti-Atlas, des terrains calcaires très perméables existent dans l'Anti-Atlas et retiennent une fraction importante des eaux de pluie (REM, 2010).

L'oued Souss constitue la quasi-totalité des apports d'eau par voie fluviale dans la baie d'Agadir (500 millions de m<sup>3</sup> voire même 1 milliard au cours d'années exceptionnellement pluvieuses (LCHF, 1972). Il se jette dans l'océan à 6 km au sud du port (Fig II-11). Le débit moyen de cet Oued est de 16.3 m<sup>3</sup>/s. Il coule toute l'année, mais son régime d'écoulement est très irrégulier ; 95% des apports se font pendant la période des pluies entre novembre et avril, avec un débit en crue qui peut atteindre 1300 m<sup>3</sup>/s. Dans une proportion beaucoup plus faible, l'Oued Souss en crue fournit aussi des apports en sédiments dans la baie d'Agadir

(LCHF, 1972). C'est le seul Oued dont les apports sont significatifs. La phase sableuse du débit solide du Souss a été estimée à environ 100000 m<sup>3</sup>/an (LCHF, 1972; LPEE-SOGREAH, 1990).



Fig II- 11 : *Embouchure de l'oued Souss (Google Earth, 2012)*

## II.2 Contexte historique et socioéconomique

### II.2.1 Historique

Depuis l'antiquité le littoral d'Agadir est le siège d'une dynamique hydrosédimentaire très active. Cette dynamique s'est fortement perturbée par les différents aménagements portuaires et touristiques mis en place au niveau de la zone qui a connu de grands bouleversements depuis le début du 20ème siècle (Fig II- 12). Aujourd'hui, il s'agit d'une zone soumise à un régime hydrodynamique très complexe ; les ouvrages présents (ports, brises lames, épis) ainsi que l'agressivité de la houle ont fortement perturbé l'évolution de ce domaine côtier.



Fig II- 13 : Photos historiques montrant l'urbanisation massive de la côte d'Agadir entre 1970 (à droite) et 2013 (à gauche ([www.agadir1960.com/histoire](http://www.agadir1960.com/histoire)))

Sur le plan historique, la ville d'Agadir signifie en tachelhite grenier ou fortin. Ce nom lui fut donné par des pêcheurs Amazighs qui aménagèrent une grotte en grenier. Dès le début du 15<sup>ème</sup> siècle, Agadir attira l'attention des européens, surtout les portugais, qui longeaient les côtes à la recherche de l'Inde. En 1476, le Portugais Juan de Siguiera construisit une salinière pour poissons au nord de l'actuel port. Il vendit ensuite ses installations au Roi du Portugal, Don Emmanuel, qui les fortifia et les utilisa pour le commerce et la pêche. En 1517, Al Kaïm Li Amri Allah Essaâddi, ayant pris le pouvoir, créa Agadir-Ighir, signifiant la Kasbah. En 1913, Agadir fut occupée par les Français qui y construisirent des unités portuaires et aéronavales. En 1930, elle fut érigée en municipalité et en 1960, un séisme détruisit une grande partie d'Agadir (LPEE-SOGREAH, 1990).

Sur le plan maritime, la rade d'Agadir offrait un mouillage utilisé comme escale par des navigateurs aux environs du 15<sup>ème</sup> siècle, mais l'épanouissement d'Agadir ne vient véritablement qu'au 20<sup>ème</sup> siècle, avec le développement d'un port artificiel implanté dans cette rade. Les principales étapes du développement des installations portuaires d'Agadir peuvent être résumées comme suit (LPEE-SOGREAH, 1990):

- 1911: Agadir devint peu à peu une base navale. Le port commença à enregistrer une grande activité. La construction d'une nouvelle digue a été envisagée pour abriter les petits navires ainsi que la création d'un véritable port de 80 hectares, avec quais et terre-pleins, mais ce projet fut grandement contrarié par la première guerre mondiale.
- La construction du port d'Agadir a débuté en 1917. Entre 1917 et 1920 une première digue de protection (la digue Portugaise) fut construite sur une longueur de 206 m (Fig II-13a).

- Entre 1920 et 1937 cette jetée a été allongée de 26 m et l'aménagement de terre-pleins a été entrepris avec la construction des bâtiments actuels du port (Fig II-13b).
- Entre 1937 et 1938 l'allongement de la jetée s'est poursuivi jusqu'au point métrique 332. En 1940 la jetée a été de nouveau allongée jusqu'au point métrique 940. Ces travaux ont duré 12 ans. En 1948 fut aussi entamée la construction de la halle aux poissons (Fig II-13c). De 1950 à 1953 un bassin de 30 ha protégé par la digue sud, d'une longueur totale de 1600 m, fut aménagé (Fig II-13d).
- En 1975 le quai pour agrume est construit sur une longueur de 340 m. Le nouveau port d'Agadir a finalement été achevé entre 1982 et 1988. Aujourd'hui le complexe portuaire se compose de deux ports de pêche, d'un grand port de commerce et d'un port de plaisance (Fig II-13e).

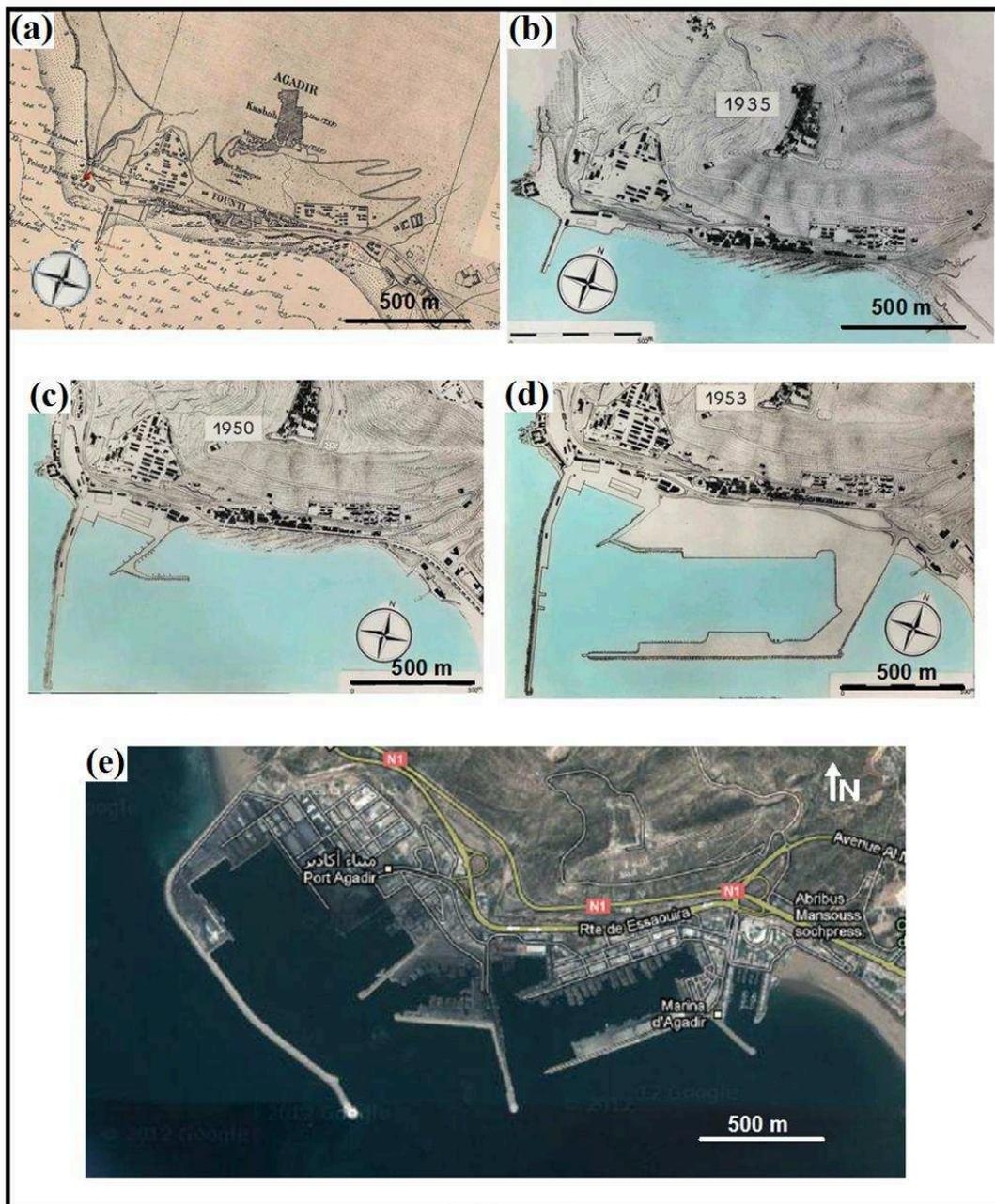


Fig II- 14 : Evolution historique de la mise en place des installations portuaires *d'Agadir*; (a) en 1920, (b) en 1935, (c) en 1950, (d) en 1953, (e) en 2012 -état actuel- (LPEE-SOGREAH, 1990)

Les principales étapes du développement des aménagements au niveau de la baie d'Agadir ainsi que les différentes opérations effectuées au niveau de la plage sont résumées dans le tableau II-1 (DPDPM, 2007).

Tab II- 1 : Historique des principaux aménagements au niveau de la baie d'Agadir (DPDPM, 2007)

<b>Période</b>	<b>Principales interventions humaines</b>
1917 - 1920	Construction de la première digue du port d'Agadir sur une longueur de 206 m
1940 - 1948	Allongement de la jetée jusqu'au point métrique 940 et construction de la halle aux poissons
1950 - 1953	Construction d'un bassin de 30 ha, protégé par la digue sud d'une longueur totale de 1600 m
1960	Suite au séisme d'Agadir ; établissement du nouveau plan directeur de la construction de la ville, plan qui va complètement transformer le paysage littoral.
1968	Mise en place d'un brise-lames d'une longueur de 200 m au sud de la jetée du port de pêche ; pour protéger cette zone contre l'érosion.
1982 -1988	Construction du nouveau port de commerce : pour cela, 1.2 millions de m <sup>3</sup> de sédiments ont été prélevés par fonds de -10m à -20 m au droit de l'Oued Souss et 800 000 m <sup>3</sup> au voisinage de la passe d'entrée de l'ancien port.
1993	Construction d'un système de défense, formé par deux brises lames d'environ 220 m de longueur chacun et un épi dont l'objectif est de lutter contre l'érosion au niveau du palais royal.
1990 - 2005	Destruction totale de la dune bordière sur une longueur de 7 km entre l'embouchure de l'oued Souss et le complexe portuaire, suite à la construction des complexes hôteliers.

## **II.2.2 Potentialités socioéconomiques**

La région jouit de grandes potentialités en matière agricole, forestière, touristique, culturelle, halieutique et minière grâce à sa position géographique et ses ressources naturelles et matérielles. Le tourisme et la pêche sont les piliers de l'économie régionale (REM, 2010)

Le secteur de la pêche maritime constitue l'un des piliers de l'activité économique et industrielle de la région, doté d'un espace maritime important et d'une grande biodiversité.

L'importance de la production halieutique débarquée à Agadir, soit 140 000 tonnes en 1997, fait de celui-ci le premier port de pêche du Royaume. Par ailleurs, ces potentialités halieutiques ont engendré le développement d'une grande industrie de transformation des produits de mer (119 unités représentant 81% des unités agroalimentaires) destinée en grande partie à l'exportation. Le tourisme constitue la deuxième activité économique de la région et le premier pôle touristique du royaume. Avec une capacité d'hébergement de l'ordre de 26419 lits classés. La région dispose de près de 30 % de la capacité d'hébergement nationale (REM, 2010).

### **II.3 Conditions climatiques et météorologiques générales**

Le climat de la région est à prédominance aride. Il varie du type humide à hiver froid sur les sommets du Haut Atlas occidental, à prè-saharien à hiver frais en plaine. Le caractère aride est atténué par la proximité de l'océan et l'influence du courant froid des Canaries ainsi que par la protection contre les vents du sud, assurée par la barrière montagneuse de l'Anti-Atlas. La répartition spatiale des précipitations dans le bassin du Souss est essentiellement conditionnée par le relief et la latitude. Ceci suggère que le mécanisme responsable des précipitations est l'ascendance forcée par effet orographique des masses d'air chargées d'humidité soufflant par les brises atlantiques (REM, 2010).

#### **II.3.1 Températures et précipitations**

Les températures moyennes annuelles de l'unité Souss-Massa varient de 14°C, sur le Haut Atlas au nord, à 20°C sur l'Anti-Atlas au sud. La température maximale journalière atteint 49°C et la température minimale descend jusqu'à -3°C. Dans la région d'Agadir, la température moyenne annuelle avoisine de 18,5°C avec une faible amplitude au cours de l'année, ce qui place la région dans une variante océanique (Tab II-2). De même l'hygrométrie est élevée presque toute l'année avec des valeurs maximales de 80-90% (en début de journée) et des valeurs minimales rarement inférieures à 60% au milieu de la journée (RAMSA, 2000).

Les précipitations présentent une grande variabilité spatiale et temporelle. La répartition intra-annuelle des précipitations montre l'existence de deux saisons pluviométriques distinctes (DPDPM, 2007) :

- La saison humide, allant de novembre à mars, durant laquelle la région reçoit 70 à 75% de la pluie annuelle.

- La saison sèche, allant d'avril à octobre durant laquelle la région reçoit 25 à 30% de la pluie annuelle.

La pluie moyenne annuelle varie de 600 mm au nord, sur les sommets du Haut-Atlas à 150 mm sur la partie orientale de l'Anti-Atlas. La plaine reçoit environ 200 mm de pluie. En règle générale, ces précipitations diminuent du nord au sud et de l'ouest vers l'est.

Tab II- 2 : Climatologie annuelle d'Agadir (DPDPM, 2007)

	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec
<b>Température min (°C)</b>	20.4	21	22.4	21.9	23.2	24	26.1	26.1	26.4	25.3	23.5	20.7
<b>Température max (°C)</b>	7.9	9.4	10.9	12	14.2	16.4	18	18.2	17.3	15.2	12.3	8.5
<b>Précipitations (mm)</b>	45.5	42.4	31.3	25.9	3.5	1.1	0.1	0.2	3	25.8	52.6	60.7

L'évaporation moyenne annuelle varie entre 1400 mm en montagne et près de la côte atlantique et 2000 mm en plaine. L'hygrométrie est plus forte dans la zone littorale qu'à l'intérieur. Les brouillards et les rosées matinales sont fréquents en été (Juillet-Août), surtout dans la zone littorale. Ils fournissent des précipitations occultes dont l'importance ne peut pas être négligeable; il peut s'y ajouter des phénomènes de condensation d'eau à l'intérieur des dunes. L'insolation est en moyenne très élevée (DPDPM, 2007).

### II.3.2 Vent

Le vent est l'un des facteurs climatologiques les plus importants puisqu'il est considéré dans certains cas comme le facteur déterminant du climat (Hander, 1993).

#### II.3.2.1 Au niveau de la baie d'Agadir

Le climat au niveau de la baie d'Agadir est régi par l'anticyclone des Açores qui donne naissance aux vents alizés de direction nord-est. La fréquence des vents nord-est et nord augmente à une vitesse moyenne de 5 à 7 m/s en juillet - août et de 3 à 4 m/s en octobre-novembre (Tab II-3 et II-4). À mesure qu'on s'éloigne de la côte l'intensité du vent augmente (ABH-SM, 2003). Des vents forts du nord – ouest sont parfois observés en hiver sur la côte. Toutefois ces régimes de vents sont en général faibles et souvent irréguliers tant en vitesse qu'en direction. Des vents d'Est chauds, communément appelés Chergui, peuvent souffler en été et en automne. La vitesse moyenne annuelle du vent est de l'ordre de 0,8 m/s en montagne et 1,4 m/s en plaine. Elle peut atteindre au piémont des montagnes près de 2,2 m/s (ABH-SM, 2003).

Tab II- 3 : Fréquence des vents en baie d'Agadir (Automne-Hiver) (ABH-SM, 2003)

Vitesse (m/s)	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	
de 1,1 à 4,4	6	15	182	30	10	13	150	55	
de 4,1 à 6,8	1	2	16	2	1	1	3	7	
de 6,9 à 14	1	0	10	1	0	1	1	1	
de 14,1 à 20,9	0	0	1	0	0	0	1	0	
supérieur à 21	0	0	0	0	0	0	0	0	
<b>Total</b>	8	12	206	33	11	15	155	63	511

Tab II- 4 : Fréquence des vents en baie d'Agadir (Printemps –Eté) (ABH-SM, 2003)

Vitesse (m/s)	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	
de 1,1 à 4	4	15	150	40	17	32	136	27	
de 4,1 à 6,8	1	1	11	1	1	3	6	4	
de 6,9 à 14	1	1	6	1	1	1	2	1	
de 14,1 à 20,9	0	0	0	0	0	0	0	1	
supérieur à 21	0	0	0	0	0	0	0	0	
<b>Total</b>	5	17	167	42	19	36	145	32	463

### II.3.2.2 Au large de la baie d'Agadir

Des données de vent plus récentes ont été obtenues par Globocéan qui fournit des données statistiques annuelles générales, issues de la modélisation numérique (Modèle NCEP 1) et validées par des mesures satellitaires (DPDPM, 2007). Les résultats obtenus sont représentatifs des conditions au large du site (Fig II-14).

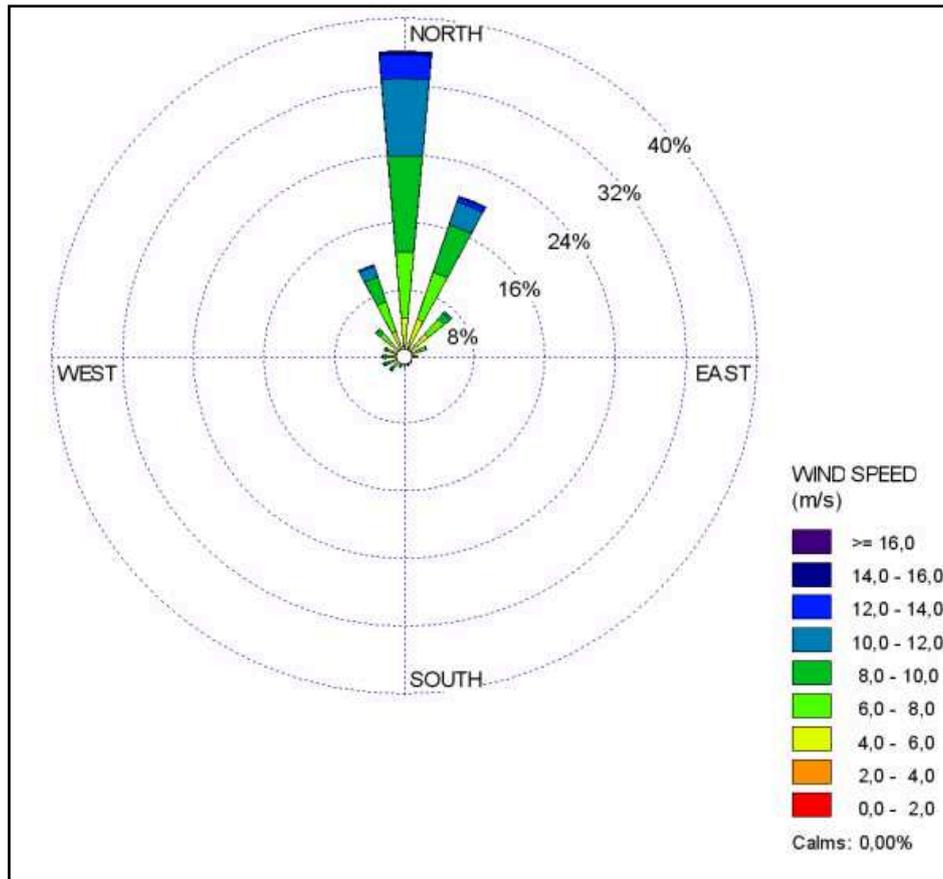


Fig II- 15 : *Vitesse et direction du vent calculé au large d'Agadir (Coordonnées 12°00' W / 30°00' N)*

Les conditions statistiques du vent sont fournies sous forme de rose des vents (Fig II-14). Les directions données sont celles d'où provient le vent, la prise en compte des vents est de 10m au-dessus de la mer (DPDPM, 2007).

D'après ces données, 55% des vents ont des vitesses comprises entre 2 m/s et 8 m/s, 1, 42% des vents ont des vitesses comprises entre 8 m/s à 17 m/s, les vents sont très faibles moins de 1% du temps. Ces conditions de vent sont différentes des celles mesurées à terre puisque la baie d'Agadir est très influencée par les reliefs du Haut Atlas et la forme de la côte (DPDPM, 2007).

## II.4 Conditions hydrodynamiques générales

### II.4.1 Marée

La marée à Agadir est de type semi-diurne avec une période de 12h25 min. Cette marée est très régulière et pratiquement sinusoïdale. C'est le type de marée prépondérant sur les côtes

Atlantiques. Les caractéristiques de la marée observée à Agadir sont résumées dans le tableau II-5. Le port de référence au Maroc est le port de Casablanca. Le zéro hydrographique à Casablanca est à 2,14 m au-dessous du zéro du nivellement général du Maroc (N.G.M) (LPEE-SOGREAH, 1990).

Tab II- 5 : Caractéristiques de la marée à Agadir (LCHF°, 1972)

Marée	PM (m)	BM (m)	Amplitude (m)
Vive eau exceptionnelle	3,95	0,4	3,55
Vive eau moyenne	3,7	0,8	2,9
Marée moyenne	3,35	1,1	2,25
Morte eau moyenne	2,8	1,5	1,3
Morte eau exceptionnelle	2,75	1,8	1,15

À l'aide du logiciel SHOMAR, le SHOM (Service Hydrologique et Océanographique de la Marine-France-) fournit des données de prévision qui permettent de calculer la marée dans les principaux ports du monde. La figure II-15 représente l'allure d'une courbe typique de marée de vive-eau moyenne à Agadir. L'origine des temps est choisie arbitrairement à 0.

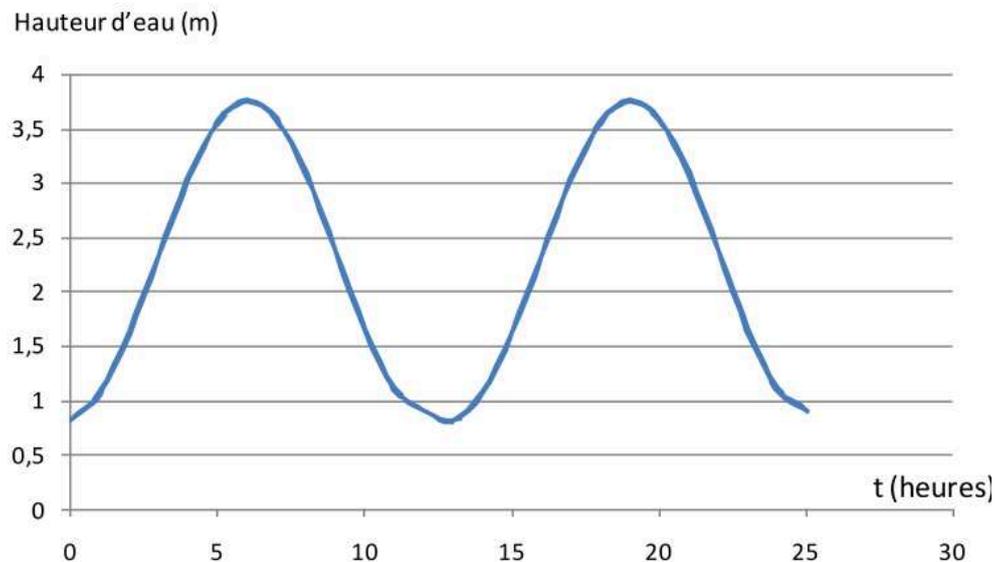


Fig II- 16 : Courbe de marée à Agadir (Vive-eau-moyenne)

## II.4.2 Houle

La houle le long des côtes marocaines est la conséquence des dépressions barométriques lointaines et sans relation avec les vents locaux. Les houles de Nord-Ouest seraient dues à des dépressions arrivant de l'Europe-Irlande et la Corogne tandis que les houles d'ouest proviendraient des dépressions ayant longé la côte d'Amérique et aborderaient l'Irlande suivant les directions sud-ouest, nord-est. Quant aux houles de secteurs sud-ouest, elles seraient dues à des dépressions traversant lentement le 40° Nord avec formation de vents d'Ouest au sud des Açores (LPEE-SOGREAH, 1990).

Les mesures réalisées par le LCHF (1972), concernant les périodes et les amplitudes des houles, sont effectuées depuis le phare d'Ahredis. Les directions sont en revanche estimées à partir du fort Portugais. Pour sa part (LPEE-SOGREAH, 1990) a repris les mesures du LCHF et les a complété par des données du service du Port réalisées entre 1933 et 1949. D'après ces données, la houle dominante serait de direction WNW. Les périodes les plus courantes se situeraient autour de 12 s (entre 10s et 19s selon le rapport du LCHF de 1972 et entre 11 s et 14 s d'après l'étude (LPEE-SOGREAH, 1990)). La hauteur de houle significative ( $H_s$ ) annuelle serait de 5 m. A cette houle se superposerait souvent une houle locale liée au vent de direction W.N.W dont la période moyenne serait d'environ 5,3 s. Son action sur les plages serait faible comparativement à la houle océanique longue.

De façon transitoire, il a aussi été observé des houles locales W, S et S.E, de courtes durées et dont les périodes varient entre 4s et 7s. Enfin le vent d'est (le Cherghi), pourrait lever un clapotis lorsqu'il souffle, ce phénomène ayant lieu 1 à 2 fois par an. Le rapport de LPEE-SOGREAH (1990), réalisé à partir d'une base de données très complète confirme la prédominance des houles provenant des secteurs N qui représentent environ 67% de l'agitation. Les agitations du Sud représentent 5,75% des observations.

Les données qu'on va exploiter au cours de ce travail sont principalement issues de la base de données SIMAR44 disponible à la demande sur le site <http://www.puertos.es/>. Ce jeu de données couvre la période 1958-2014. Il a été obtenu par simulation numérique avec une version avancée du modèle spectral WAM (Group, 1988). Pour ces simulations, les termes de forçage proviennent d'une procédure de descente d'échelle effectuée à l'aide du modèle régional REMO (Jacob et Podzun, 1997) à partir des données atmosphériques globales du National Center for Environmental Prediction (NCEP). La résolution finale des données SIMAR est  $1/24^{\text{ème}}$  de degré en spatial. A partir de 2001, les données proviennent de la base

de données WANA, également disponibles. Ces données proviennent des simulations à partir du code WAM mais sur une grille spatiale de  $0,125 \times 0,125^\circ$ .

La base de données qui nous a été fournie par les administrations portuaires de l'Espagne, confirme les résultats obtenus dans les rapports de (LPEE-SOGREAH, 1990):

- En hiver, comme indiqué dans les figures II-16a/b, plus de 70% des ondes entrantes ont une hauteur significative allant de 1,5 à 3,5 m avec une direction NW et une période des vagues allant de 11 à 15 s.
- En été, les vagues les plus hautes proviennent de la direction NW et N. Compte tenu de la configuration du littoral, la baie d'Agadir se trouve à l'abri des longues houles du Nord. Comme indiqué à la figure II-16c/d, pour la direction des vagues NW plus de 90% des ondes entrantes ont une hauteur significative allant de 1 à 2 m, avec une période de pic allant de 10 à 14 s.

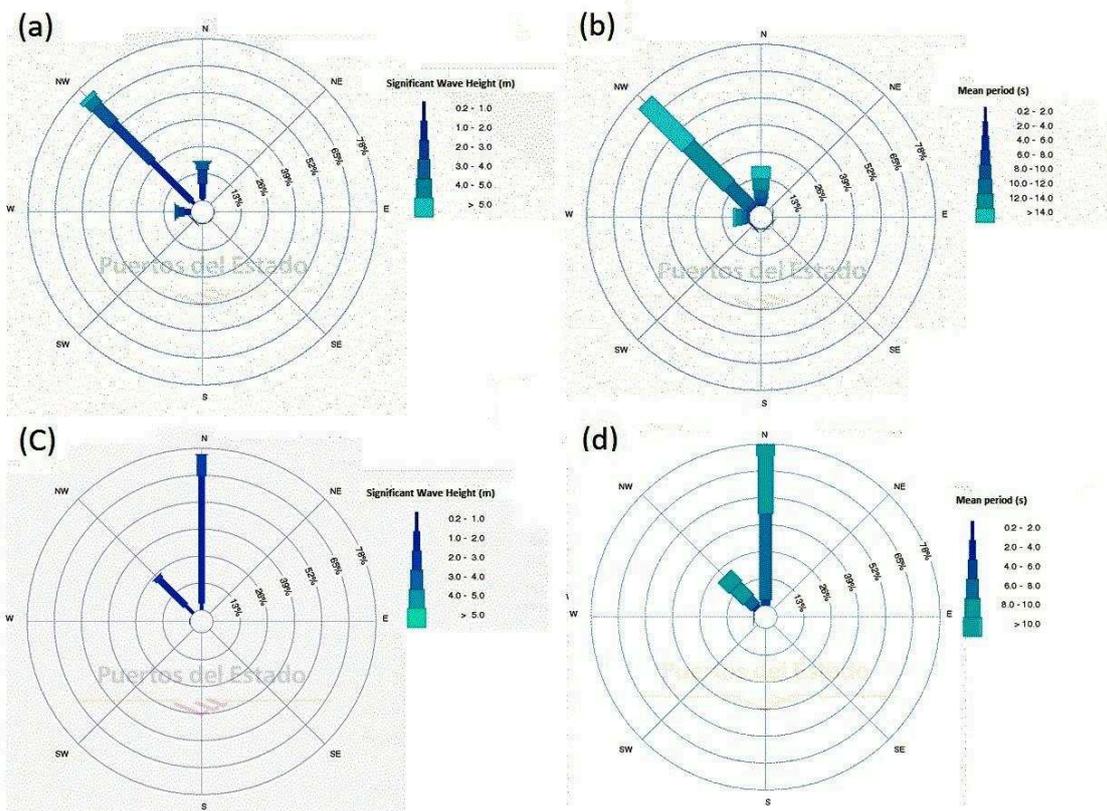


Fig II- 17: Caractéristiques de la houle au large d'Agadir, point SIMAR 44: (a) Hauteur de la houle en fonction de sa direction en hiver, (b) Période de pic de la houle en fonction de sa direction en hiver, (c) Hauteur de la houle en fonction de sa direction en été

Les valeurs des périodes de retour de la houle sont extrapolées sur des durées de 1 an, 10 ans, 50 ans et 100 ans à l'aide d'un logiciel d'extrapolation R. Le résultat de l'extrapolation représente la période de retour de la hauteur significative des vagues, de la période et de la direction associée (Tab II-6).

Tab II- 6 : Caractéristiques et périodes de retour de la houle (DPDPM, 2007)

Période de retour	Mode (m)	Hs (m)	Tp (s)	Direction (°N)
<b>1</b>	3,7	3,4 - 6	12 - 20	290 - 20
<b>10</b>	7,4	6,6 - 8,4	14 - 18	315 - 345
<b>50</b>	8,1	7,1 - 10	16 - 18	315 - 345
<b>100</b>	8,3	7,2 - 10,3	16 - 18	315 - 345

### II.4.3 Courants

Le courant général porte vers le sud. Il ne se fait sentir qu'à 7 miles au large car il est dévié par le cap Ghir. Les vitesses observées sont de l'ordre de 0,1 m/s et dépassent rarement les 0,15 m/s (LCHF, 1972 ; LPEE-SOGREAH, 1990).

En ce qui concerne les courants de marée, les études réalisées s'accordent à dire qu'ils sont très faibles (de l'ordre de 0,1 m/s). Ils peuvent avoir une direction giratoire au niveau de la baie d'Agadir (LPEE-SOGREAH, 1990), mais ils sont généralement négligeables par rapport aux courants de houle.

Le long de la grande jetée, ces courants de houle sont dirigés nord-sud et longent l'ouvrage, avant de s'atténuer au niveau du musoir. Les vitesses atteintes sont de l'ordre de 0,15 m/s à 0,25 m/s, mais varient fortement selon les caractéristiques de la houle. Exceptionnellement, ces courants peuvent atteindre 1,5 m/s. Par forte houle, un contre-courant se dirigeant vers l'Ouest serait aussi observé devant la passe du port, au sud de la flèche (LPEE-SOGREAH, 1990). On dispose de peu d'informations concernant les courants sagittaux (Rip currents) mais d'après des observations anciennes des courants sagittaux seraient assez fréquents sur cette cote. Ils pourraient atteindre l'isobathe -5m et avoir une longueur de 30 m. Les vitesses atteintes seraient alors de l'ordre de 1 m/s (LCHF, 1972).

## **CHAPITRE III. APPROCHE METHODOLOGIQUE**

La démarche méthodologique, adoptée pour mener à bien notre étude, s'est effectuée selon différentes échelles temporelles. L'objectif de cette démarche est de comprendre la dynamique globale du site d'étude à diverses échelles comprenant :

(1) Une vision à long-terme, sur la période 1972 à 2012, qui permettra d'approcher l'impact des différents aménagements entrepris au niveau de la baie d'Agadir. Elle a été effectuée à l'aide d'un suivi diachronique des photographies aériennes, des images satellitaires et des levés topobathymétriques.

(2) Des suivis, à long terme (1972-2012), à moyen terme (2012-2015) et à court terme (Janvier-Mars 2014) de l'évolution de la zone intertidale de la baie d'Agadir qui permettront de comprendre la morphodynamique du site en fonction des caractéristiques hydrodynamiques locales. Ils ont été effectués à partir de 9 profils topographiques transversaux. Par ailleurs, une caractérisation sédimentologique de la zone intertidale a été réalisée le long de 19 radiales perpendiculaires au rivage.

(3) Enfin, une simulation numérique, où nous avons utilisé le modèle Mike 21. Cette simulation permettra de décrire le fonctionnement du système hydro-sédimentaire du secteur d'étude à différentes échelles (long, moyen et court terme). Ce modèle prend en compte un couplage dynamique entre la propagation de la houle, la courantologie et le transport sédimentaire.

### **III.1 Evolution de la baie d'Agadir (analyse à long-terme)**

#### **III.1.1 Evolution et cinématique du trait de côte**

La méthode de comparaison des photographies aériennes ou des images satellitaires permet d'apprécier la dynamique du trait de côte au cours d'une période par une confrontation des résultats avec les données historiques multi-sources. L'étude de l'évolution du trait de côte de la baie d'Agadir va nous permettre de comprendre l'évolution du site après le séisme de 1960 et sa réponse vis-à-vis de l'ensemble des aménagements entrepris sur le site.

##### **III.1.1.1 Choix de la ligne de référence**

L'évaluation des variations spatio-temporelles de la position du trait de côte à l'échelle régionale et locale pose de nombreuses questions d'ordre méthodologique qui sont relatives au choix de l'indicateur à utiliser, à la façon de l'extraire et de mesurer sa mobilité à

différentes échelles à partir de données hétérogènes. L'analyse de la cinématique littorale requiert avant tout le choix d'un indicateur du trait de côte, la mise au point d'une méthode d'extraction des données. Les différentes lignes utilisables en cinématique côtière ont fait l'objet de plusieurs synthèses (Boak et Turner, 2005 ; Bonnefille, 1992 ; Morton et Speed, 1998 ; Kraus et Rosati, 1997 ; Robin, 2002), dont nous nous sommes largement inspirés.

Il existe plus d'une douzaine de lignes de référence matérialisant la position du trait de côte (Robin, 2002 ; Boak et Turner, 2005). Dans le cadre d'une étude diachronique fondée sur la photo-interprétation, le choix et l'extraction d'une ligne commune aux différentes images utilisées est nécessaire. On distingue trois lignes de références les plus utilisées :

- Les lignes de référence géomorphologiques: Ces entités linéaires font référence à des ruptures de pente situées dans la zone supratidale, intertidale ou subtidale. Pour les plages bordées de cordons dunaires, trois lignes de référence géomorphologiques sont utilisables : le pied de la dune, le haut de la dune et la crête de la dune. Le pied de la dune est localisé à la jonction entre la pente relativement abrupte du front dunaire et celle de la haute plage qui est beaucoup plus douce (Stafford et Langfelder, 1971 ; Morton et Speed, 1998 ; Kraus et Rosati, 1997 ; Bonnot-courtois et al., 2003). Concernant les côtes à falaises ou les plages adossées à des falaises, le haut de la falaise et le pied de la falaise sont les deux lignes de référence géomorphologiques les plus fréquemment utilisées. Le haut de falaise, correspond à la lisière du sommet de la falaise (Crowell et al., 1991 ; Moore 2000 ; Zuzek et al., 2003 ; Hapke et Reid, 2007).
- Les lignes de référence botaniques: Ce sont des limites de végétation qui se rapportent à des indicateurs biologiques comme marqueurs de la position du trait de côte (Morton et Speed, 1998 ; Moore, 2000 ; Ferreira et al., 2006).
- Les lignes instantanées de rivage et les limites d'humectation : La position de ces lignes est inhérente au niveau atteint par la marée sur l'estran. Elles déterminent la limite du jet de rive à un moment donné en fonction des conditions météo-marines (Durand, 2000 ; Gaillot et Chaverot, 2001 ; Robin, 2002).

### **III.1.1.2 Evolution du trait de côte (analyse par photographies aériennes verticales)**

Une étude diachronique consiste souvent à utiliser des photographies verticales, dont l'échelle varie en général entre le 1/15000 et le 1/30000. Dans notre cas, nous avons pu obtenir différentes campagnes de photographies aériennes verticales de l'Agence Nationale de la Conservation Foncière du Cadastre et de la Topographie dont le siège est à Rabat (ANCFCT).

Ces photographies ont été géoréférencées sur la base de la carte topographique d'Agadir au 1/50000.

La première étape consiste à rectifier la photographie afin de limiter les déformations présentes. La rectification s'effectue en repérant les coordonnées d'un maximum de points communs ou amers, entre la photographie à rectifier et l'image de référence (plus de 10 amers sont nécessaires pour la rectification polynomiale). Les amers doivent être répartis sur la totalité de la photographie pour obtenir un résultat cohérent. En effet, nous sommes dans une zone littorale où les amers se trouvent facilement dans les terres ou sur la bordure côtière, ce qui nous a facilité le travail de collecte d'amers.

Nous avons sélectionné les missions aériennes de Mai 1975, Avril 1991, Janvier 2003 et Novembre 2011. La mesure de la distance qui sépare deux traits permet de calculer les taux d'érosion et d'engrèvement linéaires entre deux prises de vue (Durand, 2000 ; Gaillot et Chaverot, 2001 ; Robin, 2002). Sur l'image de 1975, trois lignes sont identifiables (Fig III-1a/b): la ligne de rivage instantanée, le pied de la dune qui représente la limite du front dunaire et qui est matérialisé par une rupture de pente en avant de la limite de végétation dunaire et le niveau des pleines mers matérialisé par la limite supérieure d'humectation qui représente la trace laissée par la marée haute pendant toute la période de l'étale. Sur les images de 2003 et 2011, seules la ligne de rivage instantanée et de la pleine mer sont discernables. Le contact entre la plage et la dune est difficilement exploitable, à la suite de la disparition de la dune bordière (Fig III-1a/b). La ligne de rivage instantanée est présente sur toutes les images, cependant elle n'est pas utilisable puisque la fluctuation du niveau d'eau est dépendante des conditions de la marée. Un autre problème réside dans le fait qu'aucune information n'est disponible sur les jours et les heures des prises de vue des images et les hauteurs des marées correspondantes pour pouvoir effectuer les corrections nécessaires. Le choix s'est donc porté sur la ligne des pleines mers encore appelée ligne de hautes eaux précédant la prise de vue (High water line , Fig III-1a/b). Cette ligne reste l'indicateur le plus fréquemment utilisé pour l'étude des variations de la ligne de rivage (Moore, 2000 ; Boak et Turner, 2005). Elle a été définie par Crowell et al (1991) comme le niveau atteint par la dernière marée haute.

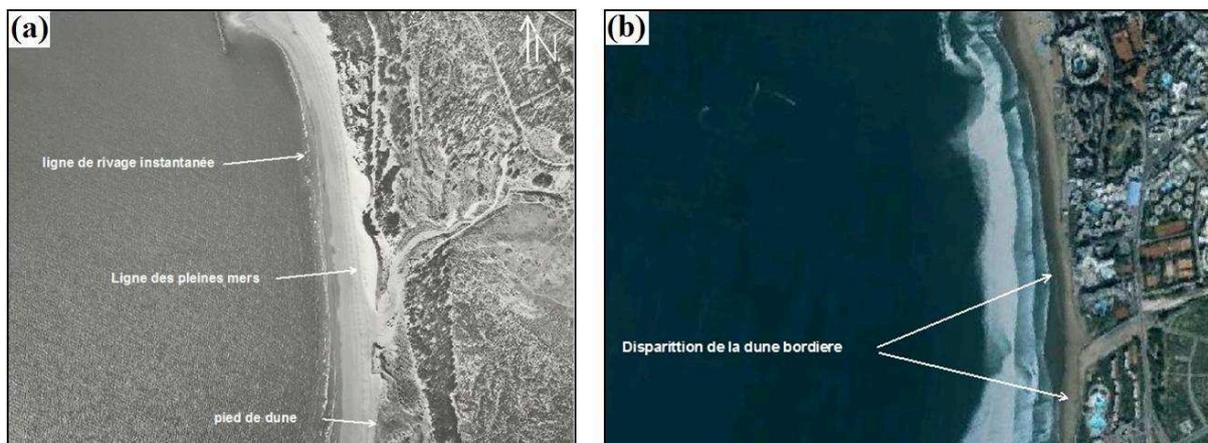


Fig III- 1: Choix de la ligne de référence ; (a) photo aérienne prise en 1975 indiquant la présence de trois lignes de référence ; Rivage instantanée, ligne des pleines mers, pied de la dune, (b) photo aérienne prise en 2003 montrant la disparition de la dune bordière

Toutefois, comme pour la ligne de rivage instantanée, la ligne de la pleine mer reste également dépendante de la marée d'où la nécessité de déterminer la marge d'erreur correspondant à la variation de la ligne de la pleine mer pendant les mois où les photos aériennes ont été prises. Une étude comparative fondée sur la photo-interprétation de la ligne de la pleine mer requiert que les images soient acquises aux mêmes périodes dans des conditions de marée identiques ou proches afin de minimiser l'influence des fluctuations du niveau des pleines mers (Stafford et Langfelder, 1971). Quantifier précisément ces effets dans une zone comme la baie d'Agadir est possible, car nous disposons des données de marée basse et marée haute pendant les mois où les photos aériennes ont été prises. Ces données sont disponibles sur le site du service hydrographique et océanographique de la marine. Ainsi, on peut calculer la pente moyenne de la plage d'Agadir à partir des données topobathymétriques de la zone des quatre périodes 1972, 1993 et 2012. Nous avons considéré la pente de  $2^\circ$  comme une pente moyenne pour le calcul de la marge d'erreur. Ainsi, comme l'on montré Thomas et Diaw (1997), en fonction de la pente ( $\theta$ ) et la hauteur d'eau ( $h$ ), il est possible de calculer l'écart entre les niveaux de pleines mers maximale et minimale ( $\Delta d$ ) à partir de la formule suivante ;  $\Delta d = h/\tan(\theta)$ . Dans notre cas, l'erreur maximale possible s'élève à  $\pm 27$  m lors de la comparaison du trait de côte à deux dates différentes.

Le géoréférencement correct d'une image nécessite un nombre suffisant d'amers ou de points de calage, bien répartis sur l'ensemble de la zone d'étude. Toutefois, Durand (2000) estime

qu'il faut ramener cette erreur à  $\pm 1$  pixel, soit 2 pixels si on compare deux images. Dans les photos aériennes qui ont été analysées, le nombre de points de calage choisi est de 14, l'erreur liée au géoréférencement déduite est d'environ  $\pm 1,5$  m. La digitalisation du trait de côte aux quatre dates (1975, 1991, 2003 et 2011), a été répétée à plusieurs reprises de manière à estimer la marge d'erreur lors de la numérisation à l'écran. En effet, comme l'ont indiqué plusieurs auteurs, le positionnement du trait côte au moment de la phase de digitalisation par un même opérateur peut être extrêmement variable dans le temps (Thieler et Danforth, 1994a ; Durand, 2000). En additionnant les intervalles de variation, on a obtenu une précision de  $\pm 1$  m pour la ligne de la pleine mer.

L'association des photographies d'une même campagne permet d'obtenir une image complète du site pour chaque date (Fig III-2). Une fois que les photographies aériennes verticales sont rectifiées, les déformations sont fortement atténuées et l'image est géo-référencée. Ensuite, nous avons uniformisé les différentes images géo-référencées pour chaque année, afin de quantifier l'évolution du trait de côte.

En prenant en considération l'ensemble des marges d'erreurs associées à la rectification géométrique des données cartographiques, à la numérisation à l'écran et à l'extraction de la ligne de référence, on obtient une marge d'erreur totale de l'ordre de  $\pm 30$ m.

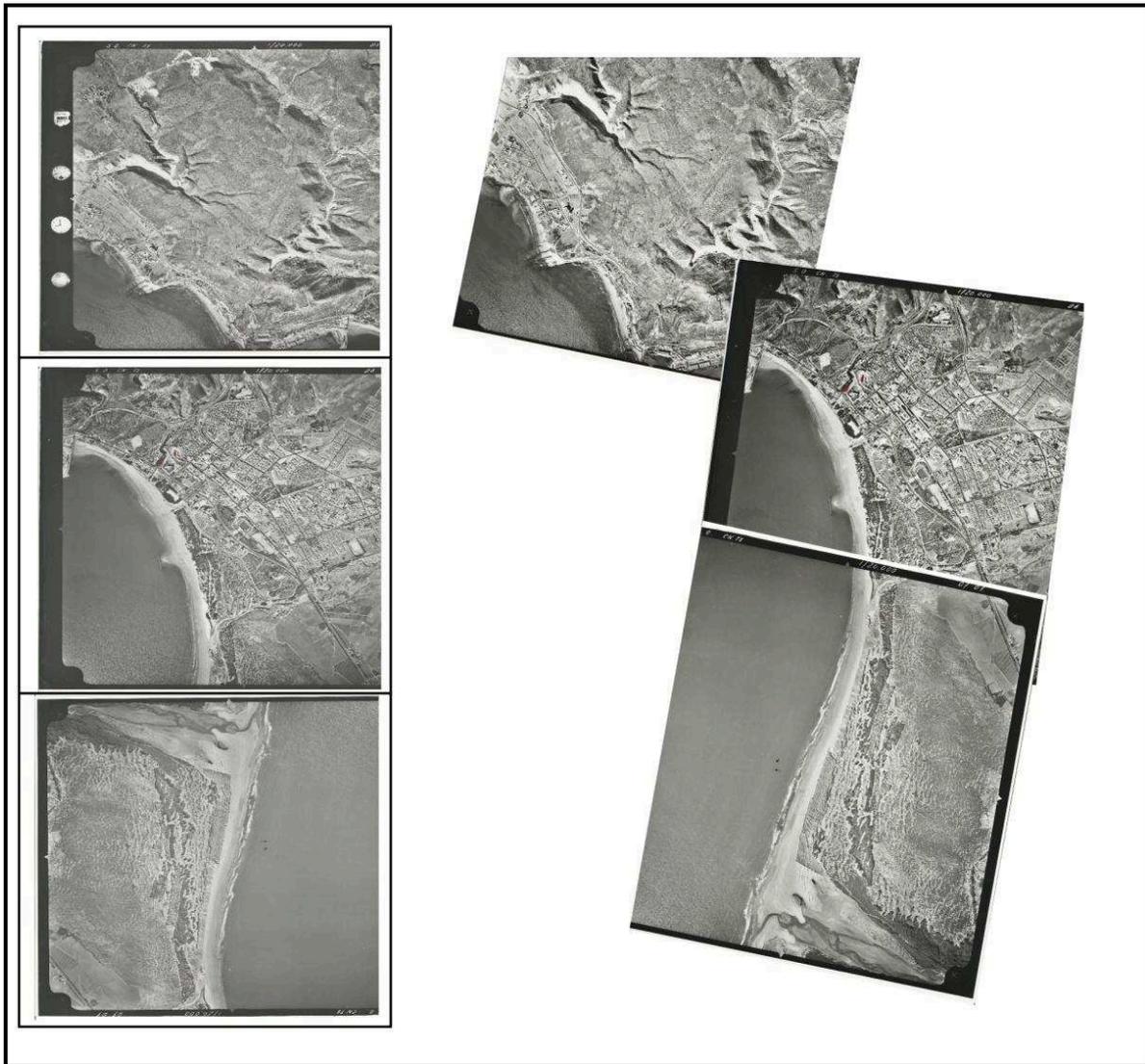


Fig III- 2 : Photographies aériennes de la baie d'Agadir en 1975 avant (à gauche) et après rectification (à droite). Source : ANCFCT Image au 1/20000e

### III.1.1.3 Evolution du trait de côte (analyse par images satellitaires)

Le matériel utilisé pour ce travail est essentiellement constitué d'images satellitaires Orbview et Declass 2. Les images satellitaires sont affectées, elles aussi, par quelques problèmes de qualité liés aux déformations géométriques dues aux conditions de prises de vue (Stafford et Langfelder, 1971 ; Dolan et al., 1978a ; Crowell et al., 1991 ; Thielier et Danforth, 1994a ; Moore, 2000). A ces limites, s'ajoute une résolution spectrale et spatiale (Grenier et Dubois, 1990 ; Cracknell, 1999 ; White et El asmar, 1999 ; Robin, 2002). Dans le cadre d'une étude diachronique, il convient de minimiser ou de corriger toutes ces imperfections autant que possible avant l'extraction de la ligne de référence (Crowell et al., 1991). Les images satellitaires, utilisées dans notre étude, ont été téléchargées via le site <http://glovis.usgs.gov/>.

Après une observation visuelle de l'ensemble des images satellitaires, deux dates ont été retenues (1978 et 2004). Chaque image couvre la totalité de la baie d'Agadir entre le port de commerce et l'embouchure de l'oued Souss. Toutes les images sont directement orthorectifiées et projetées dans le système de projection UTM/WGS84 et chacune d'entre elles est accompagnée de métadonnées précisant les paramètres d'acquisition ; le type de capteur, le type de satellite, la date et la résolution spatiale, cette dernière varie suivant la longueur d'onde. Le tableau III-1 résume les caractéristiques de chaque image.

Tab III- 1: Caractéristiques des images satellitaires

Référence des images satellitaires	Date du trait de côte extrait	Taille du pixel
ORBVIEW 3V040921P0000482981A520005500 822M_001645871	21/09/2004	1 m
Declass 2 (2002) DZB1214-500259L003001	18/05/1978	5 m

Ces images ont permis d'apprécier la cinématique spatio-temporelle du secteur côtier étudié. Comme pour les photos aériennes, une étude comparative de la ligne de la pleine mer requiert que les images satellitaires soient acquises aux mêmes périodes dans des conditions de marée identiques ou proches afin de minimiser l'influence des fluctuations du niveau des pleines mers (Stafford et Langfelder, 1971). La marge d'erreur principale qui peut entacher la précision de la ligne de la pleine mer correspond à l'écart horizontal (H) entre la position de la pleine mer maximum et celle de la pleine mer minimum. Au niveau de cette étude, à l'inverse de l'étude diachronique basée sur les photos aériennes, nous disposons de la date exacte de la prise des images. Ainsi, les deux images satellitaires ont été prises pendant des conditions de marée identiques (Fig III-3). Les données de la marée pendant les jours où les images ont été prises sont disponibles sur le site du service hydrographique et océanographique de la marine ([www.shom.fr](http://www.shom.fr)).

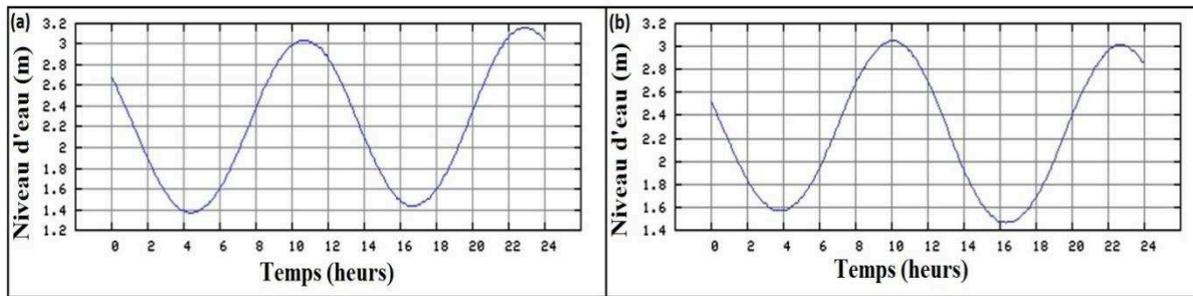


Fig III- 3 : Etat de la marée pendant la période où les images satellitaires ont été prises : (a) Marégramme du 18 mai 1978, (b) Marégramme du 21 Septembre 2004 (Source [www.shom.fr](http://www.shom.fr))

La valeur moyenne de l'écart entre le maximum et le minimum de pleine mer est de l'ordre de 0,15m. La valeur de  $\theta$  représentant la moyenne des pentes d'estran mesurée, est de l'ordre de  $2^\circ$  ; donc le  $\Delta d=4.28$  m. En rajoutant les autres marges d'erreurs associées à la rectification géométrique des données cartographiques, à la numérisation à l'écran, on obtient une marge d'erreur totale de l'ordre de 6,75m.

#### III.1.1.4 Quantification de la variation du trait côte par DSAS (Digital Shoreline Analysis System).

Les variations de l'évolution du trait de côte au niveau de la baie d'Agadir ont été directement quantifiées en se basant sur le programme digital shoreline analyse system DSAS version 2,4 (Thieler et al., 2004) qui permet de représenter graphiquement et statistiquement la cinématique de la ligne de référence suivant des transects perpendiculaires au rivage (Fig III-4). L'emploi de ce model nécessite de définir une ligne de référence fictive appelée « Baseline », à partir de laquelle on génère des transects permettant de calculer le taux de recul ou d'avancé de trait de côte. Ce model permet d'obtenir des résultats sous forme de tables attributaires.

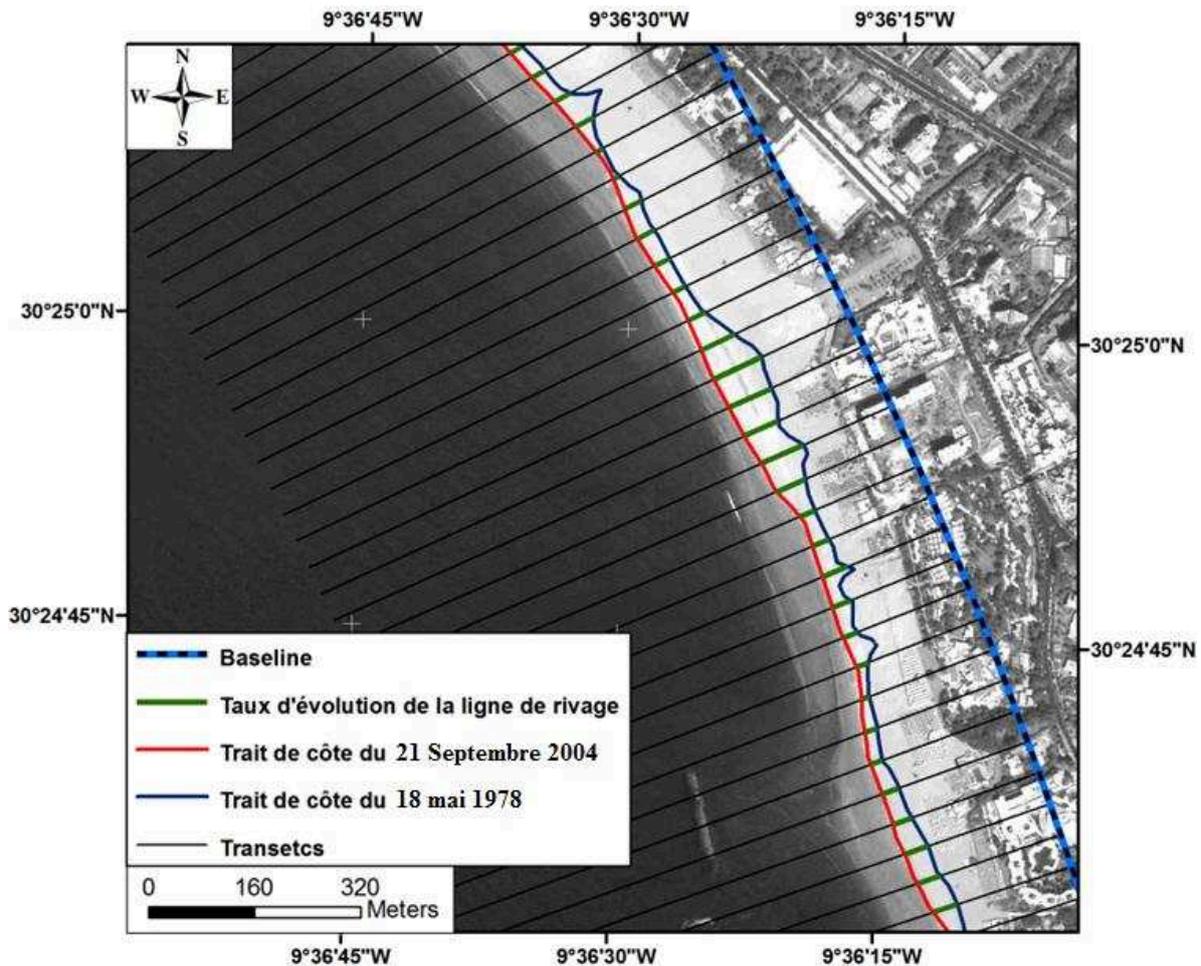


Fig III- 4 : Concept de calcul par DSAS

Les rythmes d'évolution du rivage ont été calculés à partir de méthodes statistiques utilisées par plusieurs auteurs (Smith et Zarillo, 1990 ; Dolan et al., 1978a). On distingue :

(1) La méthode des points extrêmes (End Point Rate ; EPR) : Cette méthode consiste à diviser la distance entre la position du trait de côte en début et fin de période par le nombre d'années couvrant l'étude.

(2) La régression linéaire (Linear Regression ; LR) qui se base sur la méthode des moindres carrés, afin de calculer une droite qui s'ajuste au plus près des données. L'exactitude de la droite calculée dépend du degré de dispersion des données et le modèle sera d'autant plus exact que les données seront plus linéaires.

La comparaison entre les deux méthodes statistiques (1 et 2) suggère peu de réelles différences. Dans un souci de clarté et d'uniformité, seule la méthode statistique EPR a été retranscrite dans le chapitre des résultats.

### III.1.2 Evolution des petits-fonds

Les systèmes d'information géographique (SIG) n'ont suscité que récemment l'intérêt de la communauté scientifique concernée par le domaine marin, alors que leurs potentialités pour l'étude des écosystèmes terrestres sont reconnues depuis quelques décennies. La complexité de l'environnement marin, inhérente à sa nature dynamique, ainsi que les difficultés et le coût de la collecte des données en zone littorale sont en grande partie responsables de ce retard. Pour les petits fonds marins côtiers, les Modèles Numériques de Profondeur (MNP) sont particulièrement appréciés des scientifiques, notamment pour leur aptitude à permettre le calcul des surfaces ou des volumes, à fournir divers indices, tels que l'inclinaison et l'orientation des pentes, ainsi que pour les possibilités de visualisation des structures en trois dimensions (Hüttemeyer, 2000). Pour approfondir cette étude à long terme, nous avons décidé de coupler l'évolution du trait de côte à l'évolution topobathymétrique de la baie d'Agadir.

#### III.1.2.1 Les levés topobathymétriques

Pour disposer d'une information sur les déplacements des volumes de sédiments impliqués, nous avons recherché et exploité plusieurs données topobathymétriques couvrant l'ensemble du secteur d'étude sur une échelle de temps relativement importante (Tab III-2). Au final, l'étude s'est basée sur trois cartes topobathymétriques ; 1972, 1993 et 2012. Ces cartes ont la particularité de couvrir l'ensemble du littoral entre l'ancien port et l'Oued Souss.

Tab III- 2 : Données utilisées pour l'analyse topobathymétrique

Date	Extension géographique	Profondeurs	Source
1972	Couvre l'ensemble du littoral entre l'ancien port et l'oued Souss	De 12 à -25m	LCHF (Laboratoire centrale hydraulique de la France)
1993	Couvre l'ensemble du littoral entre l'ancien port et l'oued Souss	De 12 à -25m	LPEE (Laboratoire public d'études et d'essais)
2012	Couvre l'ensemble du littoral entre l'ancien port et l'oued Souss	De 12 à -13 m	DPDPM (direction des ports et du domaine public maritime)

Les relevés topographiques des plages ont été réalisés au moyen d'un tachéomètre électronique et un GPS différentiel à option RTK (Real Time Kinematics ou cinématique

temps réel). La partie sous-marine a été mesurée par un échosondeur monofaisceau installé sur une embarcation pneumatique (Zodiac).

### III.1.2.2 Principe du fonctionnement du tachéomètre

Le principe du tachéomètre consiste à viser la mire réfléchissante, par l'opérateur, tenue par un porteur de mire sur le point de mesure par le collimateur de l'instrument (Fig III-5) ; une onde lumineuse se propage en ligne quasi-rectiligne dans l'air et vient se réfléchir sur le réflecteur (la mire) qui renvoie l'onde vers l'appareil qui récupère à son tour le signal. Le théodolite offre deux mesures d'angle pour positionner la mire en vertical et en horizontal, en même temps que la distance en fonction du temps de la propagation d'onde pour un aller-retour vers la mire. Ces trois mesures (angle horizontal, angle vertical et distance) qui représentent les coordonnées (X, Y et Z), positionnent le point observé dans un repère centré sur le tachéomètre (Desmazes 2005).



Fig III- 5 : Appareillage de mesure topographique par le tachéomètre électronique TS06

### **III.1.2.3 Principe du fonctionnement du Differential Global Positioning System (DGPS)**

Le signal GPS (Global Positioning System) permet d'obtenir une localisation à partir d'un récepteur placé n'importe où sur la Terre, grâce à une constellation de satellites. Ce réseau de satellites a été développé à partir de 1978 (date de lancement du premier satellite GPS) pour les besoins de l'armée américaine. Très vite, l'intérêt du GPS pour des besoins civils se fait ressentir (Cetmef, 2009). Le signal GPS est ouvert au public en 1995, mais entaché d'une erreur volontaire d'algorithme (erreur SA) provoquant un décalage d'une centaine de mètres sur la position (Cetmef, 2009).

Le GPS différentiel (DGPS) en post traitement, a été imaginé afin de contourner l'erreur SA. Il utilise un réseau de stations fixes de référence qui transmet l'écart entre les positions indiquées par les satellites et leurs positions réelles connues (Cetmef, 2009). Le réseau de bases est implanté par l'utilisateur, des agences gouvernementales, ou des sociétés privées qui revendent les corrections (Cetmef, 2009).

Le DGPS RTK utilise le même principe de correction différentielle que le DGPS post traitement ; une base dont la position est connue transmet les corrections. Son avantage provient de la différence de phase utilisée pour la correction, c'est-à-dire la différence entre l'instant où un signal est émis depuis le satellite et l'instant auquel il est enregistré par le récepteur. Alors que le DGPS utilise la phase du code (environ 1,023MHz), le GPS RTK utilise la phase de la porteuse du signal (oscillant à 1575,42MHz) apportant ainsi une précision proportionnellement plus importante. Cette amélioration exige que le récepteur ne doit pas être situé à plus de 10km de la base. La solution est alors d'avoir sa propre base correctrice qui envoie les corrections par liaison radio au mobile. Le DGPS se compose d'une base fixe et d'une unité mobile reliée entre elles par un signal radio. L'unité mobile est composée d'une antenne GPS et d'un ordinateur de bord permettant l'acquisition des données. Les deux récepteurs GPS (fixe et mobile) se positionnent par rapport aux mêmes satellites. La base compare ensuite sa position calculée avec celle rentrée par l'opérateur et en déduit les corrections qu'elle envoie à l'antenne mobile, lequel applique les corrections et déduit la position en x, y et z de chaque point (Fig III-6). La marge d'erreur constructeur est de +/- 1 à 2 cm en X et Y auxquelles s'ajoutent +/- 2 à 3 cm en Z.

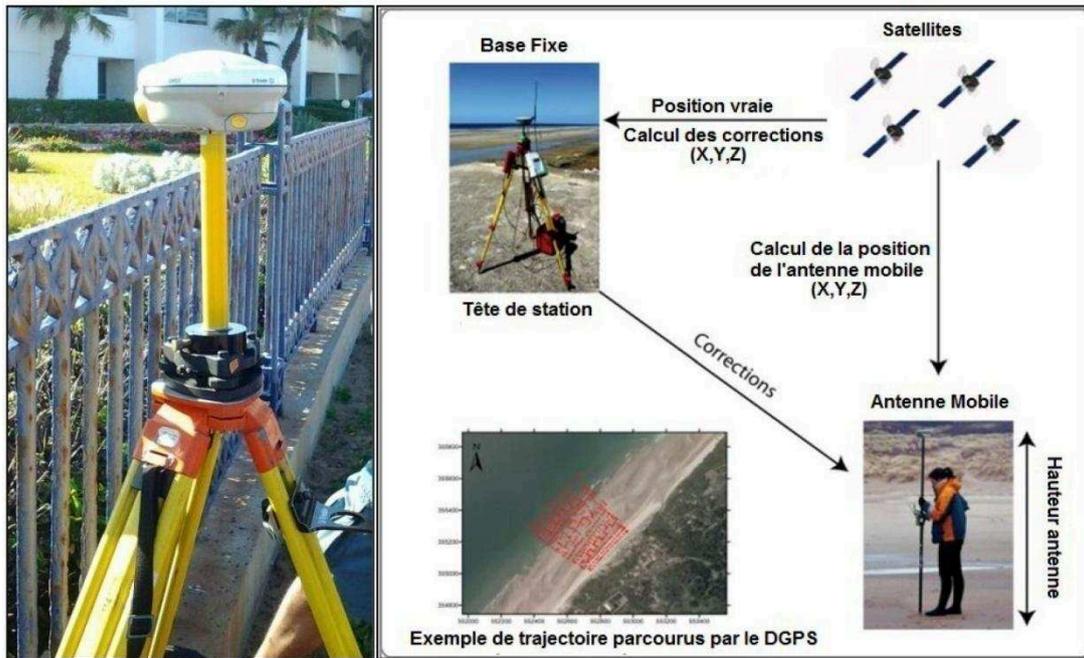


Fig III- 6 : Appareillage et fonctionnement du DGPS-RTK-

### III.1.2.4 Principe du fonctionnement de l'échosondeur

L'échosondeur ou « sondeur acoustique» monofaisceau est un appareil électronique de détection subaquatique, il indique la présence d'obstacles, spécialement les fonds et permet la mesure de la profondeur. Il se base sur l'émission d'un signal acoustique qui va être réfléchi par le fond. L'écho est reçu par le même transducteur (Fig III-7). La connaissance de la célérité moyenne du son dans l'eau (de l'ordre de 1500 m/s), la mesure du temps de parcours (dt) permet d'accéder à la profondeur minimale entre l'émetteur/récepteur et le fond. Les coordonnées des points de mesure sont enregistrés à l'aide d'un DGPS-RTK (Fig III-7).

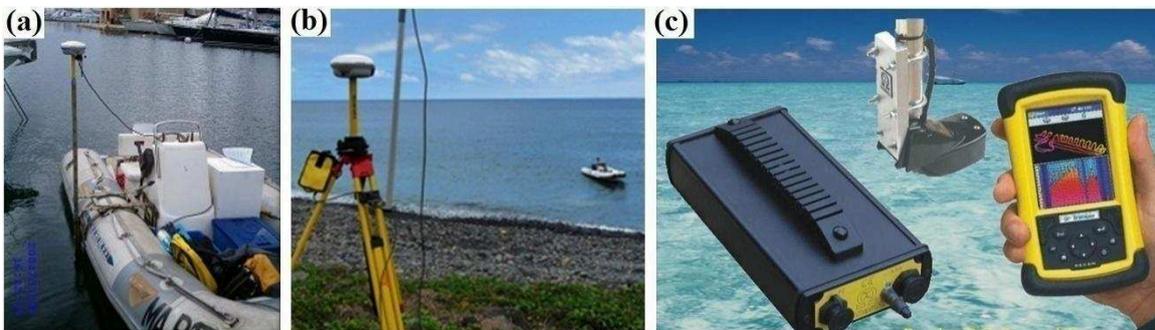


Fig III- 7 : Matériels utilisés lors d'un levé bathymétrique ; (a) Zodiac (b) Station fixe du DGPS (c) sondeur acoustiques



date (Fig III-9, III-10 et III-11). Trois sortes d'approches numériques peuvent être utilisées pour le traitement des minutes bathymétriques; les méthodes dites de triangulation de Delaunay, l'inverse de distance pondérée et le krigeage. Pour chaque test, l'erreur moyenne quadratique des résidus (différences entre les données mesurées et calculées) est retenue comme indicateur de précision (Robinson, 1994). La comparaison des différentes méthodes d'interpolation a montré que quelles que soient les données bathymétriques anciennes ou récentes utilisées, le krigeage donne les meilleurs résultats, suivi de près par l'inverse de distance pondérée et la triangulation de Delaunay (Louati et Zargouni, 2009). En effet, le krigeage dont l'erreur moyenne quadratique est la plus faible (entre 2,05 et 5,3 cm est la méthode d'interpolation la plus appropriée pour construire deux MNP multi-temporels (Ferrandis et al., 2000 ; Drapeau 2000). Le krigeage est une méthode d'interpolation qui permet d'estimer les valeurs aux points non échantillonnés par combinaison des données. Les poids des échantillons sont pondérés par une fonction de structure issue des données. Ainsi, le krigeage prend en compte l'analyse du variogramme (Drapeau, 2000 ; Bourgault et Marcotte, 1997 ; Guillaume, 1977 ; Guiblin et al., 1996).

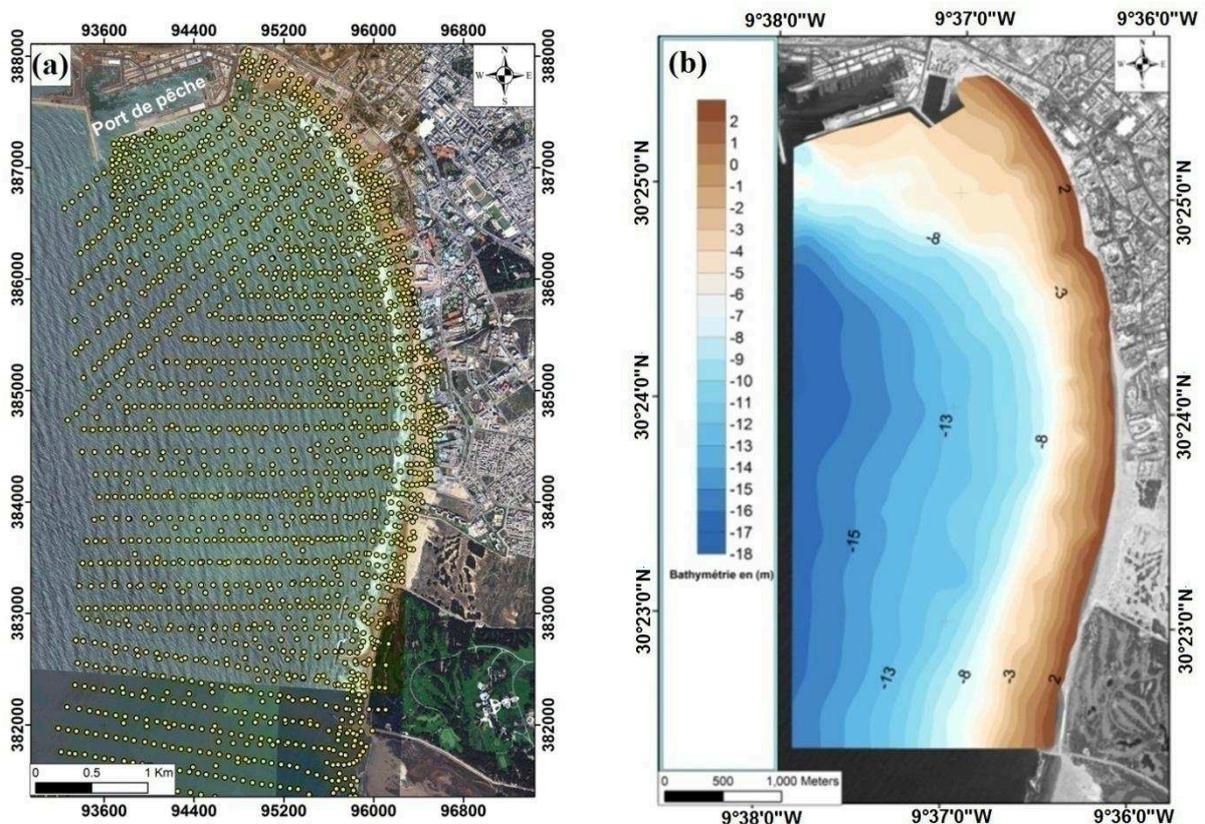


Fig III- 9 : Points sondes (a) et Carte bathymétrique (b) de 1972

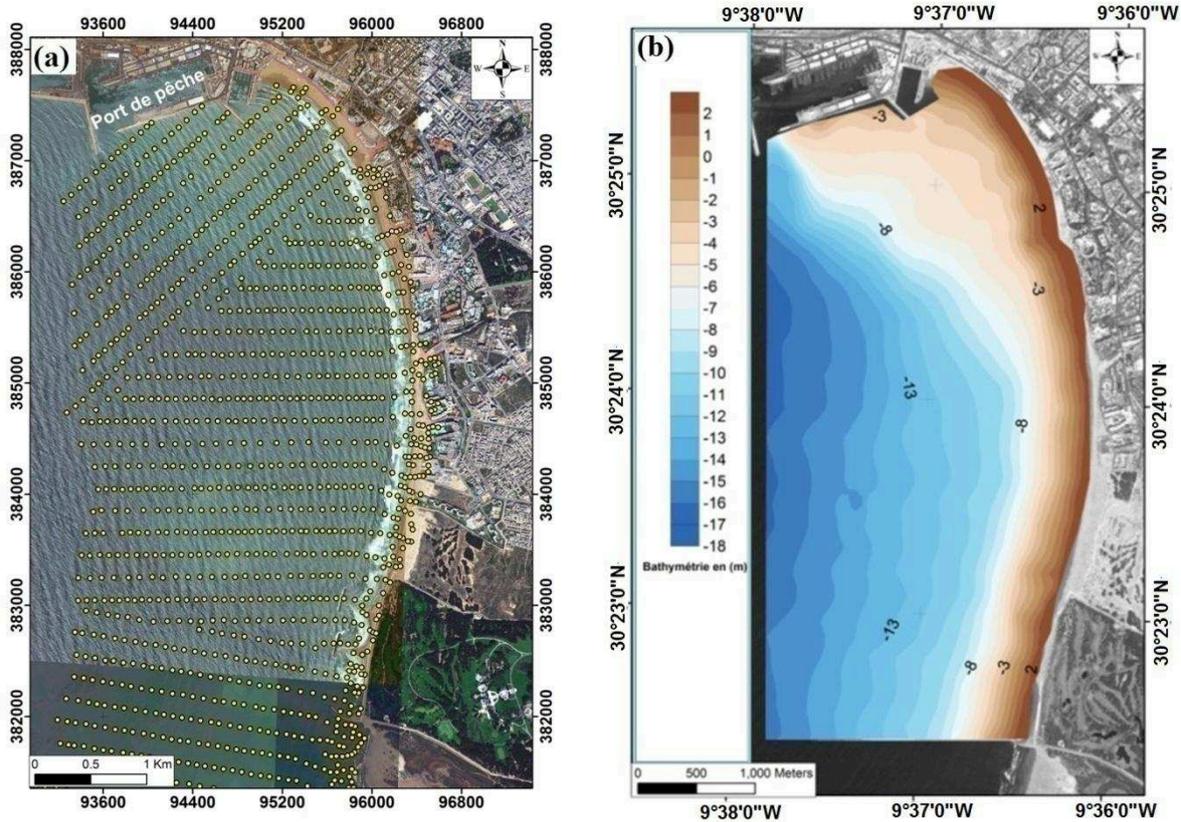


Fig III- 10 : Points sondes (a) et Carte bathymétrique (b) de 1993

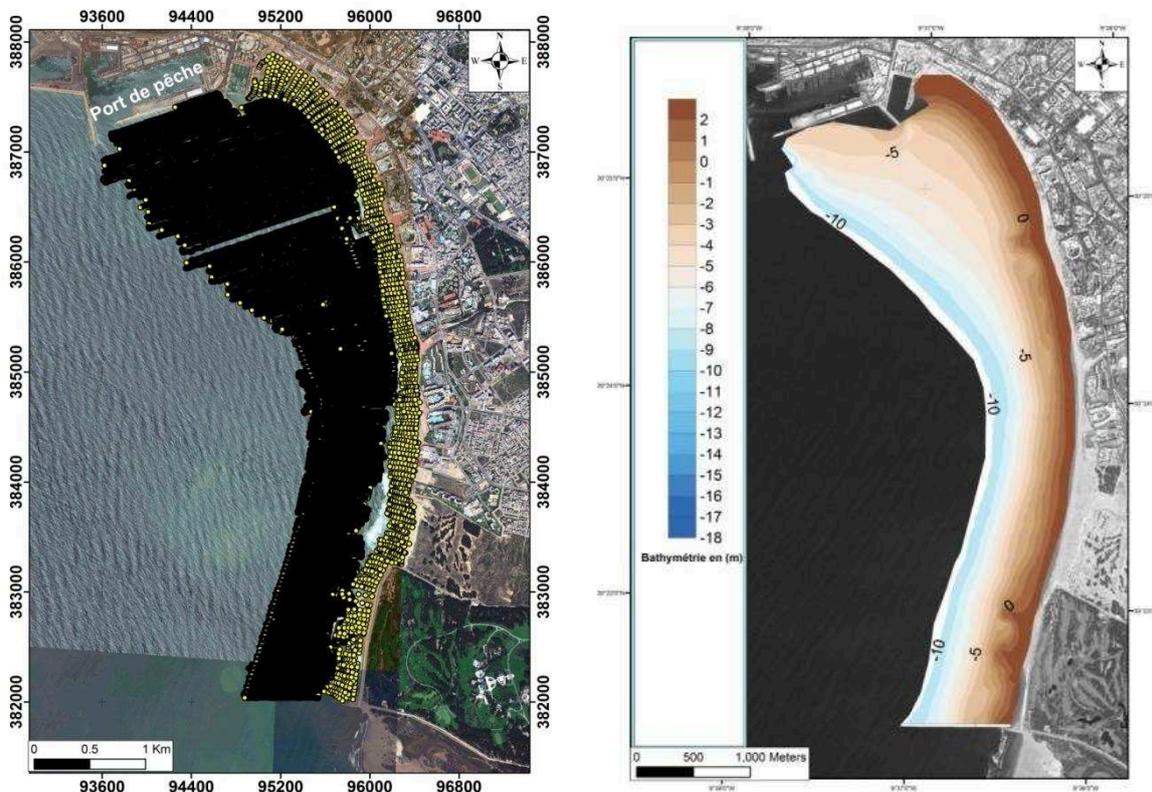


Fig III- 11 : Points sondes (a) et Carte bathymétrique (b) de 2012

La précision des levés bathymétriques est un paramètre souvent ignoré ou supposé négligeable dans l'étude de l'évolution des fonds. Cependant, de faibles évolutions sur des grandes surfaces peuvent finalement traduire des déplacements sédimentaires non négligeables, même si leur appréciation réelle reste difficile (Gorman et al., 1998). L'erreur verticale peut aussi bien résulter d'erreurs diverses que d'une réelle évolution de profondeur. Ces dernières sont d'ordre planimétrique et altimétrique. Pour les données récentes mesurées à l'aide de l'échosondeur mono-faisceaux et associées au Système de Positionnement par Satellite (GPS), la précision planimétrique est bonne et l'erreur est d'ordre centimétrique; les ordres de grandeurs comparables reportés dans la littérature sont d'environ  $\pm 7$  cm (Dehouck 2006 ; Gibeaut et al., 1998). Cependant, pour les données anciennes localisées par des méthodes optiques, l'erreur est plus importante ; l'erreur verticale totale calculée par (Aernouts et Héquette, 2006), pour des fonds similaires, est de  $\pm 0,5$  m. Dans cette étude, en prenant en considération à la fois les sources d'erreurs quantifiées et non quantifiées évoquées ci-dessus et les quelques applications comparables rencontrées dans la littérature (Byrnes et Hiland, 1995 ; List et al., 1997 ; Sabatier et al., 2006 ; Louati et Zargouni, 2009), une marge d'erreur verticale d'environ  $\pm 0,5$  m est adoptée pour désigner tout changement de profondeur non significatif, c'est-à-dire ne reflétant aucune tendance d'évolution réelle de la profondeur.

### **III.2 Caractérisation et évolution de la zone intertidale -Analyse multi échelle-**

#### **III.2.1 Caractérisation sédimentologique**

L'étude sédimentologique réalisée au cours de cette étude comporte des analyses granulométriques et des analyses minéralogiques de sable. Chaque échantillon a fait l'objet d'une analyse granulométrique à l'aide d'un granulomètre laser, d'une analyse calcimétrique par le calcimètre de Bernard et d'une analyse microscopique par le biais d'une loupe binoculaire.

##### **III.2.1.1 Techniques d'échantillonnage**

L'échantillonnage a été conduit en septembre 2013 le long de 19 transects perpendiculaires au rivage. Pour chaque radiale, quatre prélèvements ont été effectués respectivement au niveau de 4 unités géomorphologiques de la plage, depuis le haut de plage jusqu'à la plage sous-marine (bas-estran, mi-estran, haut-estran, haut de plage), soit au total 76 échantillons superficiels. Chaque échantillon sableux a été prélevé sur une surface de 200 cm<sup>2</sup> (rectangle de 20 cm x 10 cm) et sur une épaisseur d'environ 5 mm couvrant ainsi toute la "couche active" (Chauhan, 1992 ; Abuodha, 2003).

### III.2.1.2 Analyse granulométrique

La démarche méthodologique adoptée s'appuie sur des travaux relatifs à la relation entre la granulométrie des sédiments et leurs répartition sur les plages sableuses (Short, 1992 ; Kroon, 1994 ; Masselink et Hegge, 1995 ; Anthony et al., 2006). Les échantillons prélevés ont fait l'objet d'une analyse granulométrique, à l'aide d'un granulomètre laser. Les paramètres habituels analysés sont la taille moyenne ( $\mu\text{m}$ ), le coefficient de classement ou de tri ( $\sigma$ ) et le coefficient d'asymétrie ( $Sk$ ). Il existe plusieurs méthodes pour calculer ces paramètres mais dans notre cas nous avons opté pour les paramètres de (Folk et Ward 1957) car ils donnent les résultats les plus significatifs.

#### Appareillage

La granulométrie LASER est un outil permettant de mesurer la taille des particules en suspension aqueuse. La méthode consiste à déterminer la répartition granulométrique par la technique de diffraction de la lumière laser après mise en suspension de l'échantillon dans un dispersant. La distribution granulométrique est déduite de l'interaction entre un ensemble de particules et le rayonnement incident. L'appareil utilisé est un granulomètre laser HORIBA 300 (Fig III-12), du département des sciences de la terre à la faculté des sciences et techniques Marrakech.

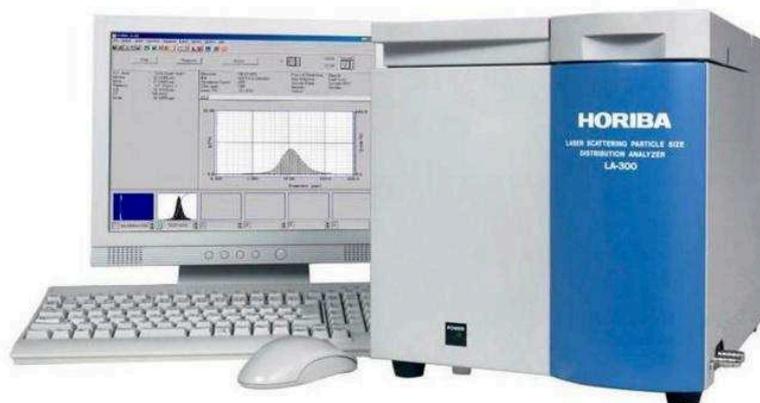


Fig III- 12 : Photo du granulomètre laser (HORIBA 300)

Le principe consiste en un faisceau laser monochromatique qui traverse une cellule dans laquelle les particules à mesurer sont maintenues en suspension. La lumière incidente est diffractée par les particules puis reçue par une lentille qui renvoie l'image sur une cellule formée de multiple photo détectrice concentrique. La répartition de l'énergie diffractée, qui ne dépend que de la dimension des éléments et non pas de leur position dans le faisceau, forme une série d'anneaux concentriques dont les diamètres sont liés à la dimension des grains ; plus

les grains sont gros, plus les anneaux sont resserrés. Le détecteur mesure pendant quelques millisecondes la diffraction instantanée de toutes les particules qui se trouvent dans le faisceau. En cumulant cette information à l'aide d'un micro-ordinateur sur une période suffisante (500 ou 1000 mesures par exemple), on obtient la répartition granulométrique par analyse de la répartition énergétique entre les différentes couronnes (Roger et Robbe, 1987) (Fig III-13).

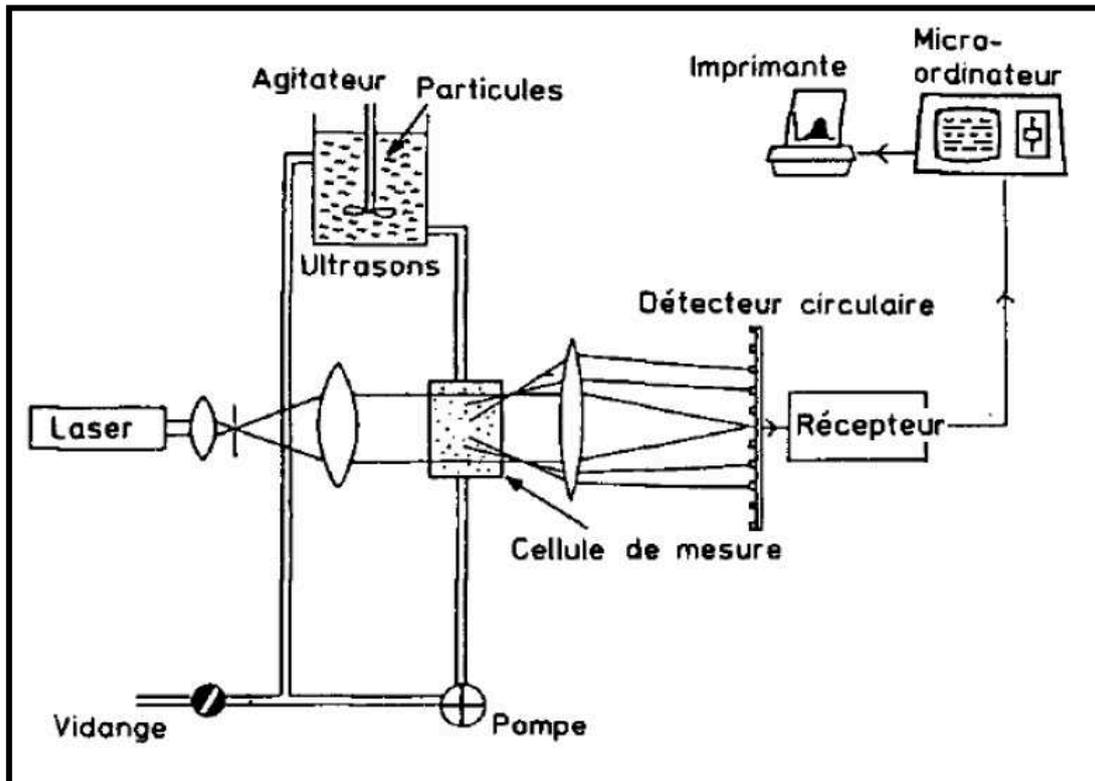


Fig III- 13 : Schéma du Principe de fonctionnement du granulo-laser (Roger et Robbe, 1987)

### Indices granulométriques

Ces indices granulométriques sont généralement utilisés pour déterminer la répartition des tailles moyennes des sédiments, examiner le degré de classement et d'asymétrie des sédiments étudiés. Grâce à une feuille de calcul, nous avons pu calculer les paramètres texturaux (diamètre moyen, indice de tri et indice d'asymétrie), en adoptant la méthode des moments qui prend en compte l'ensemble de la distribution granulométrique de l'échantillon (McManus, 1988)

Les indices granulométriques sont exprimés en unité Phi ( $\Phi$ ), définie par la relation suivante :

$$\Phi(x) = [-\log(qx)] \times 3,3219 \text{ avec } qx : \text{ la taille des grains en mm}$$

### Diamètre moyen des grains (Mean)

La moyenne définit la taille moyenne des grains (Folk et Ward, 1957), elle permet de classer les sédiments selon l'équation suivante :

$$Mz = \frac{\sum fm}{n}$$

$f$  étant le pourcentage du poids de l'échantillon compris dans chaque classe granulométrique présente (fréquence),  $m$  étant la taille médiane de chaque classe granulométrique, et  $n$  étant égale à 100 lorsque la fréquence ( $f$ ) est exprimée en pourcentage. Les valeurs sont en unités phi  $\emptyset$ .

Elle permet d'individualiser différents faciès (Tab III-3).

Tab III- 3 : Classification des types de sables en fonction du diamètre moyen des grains (Folk et Ward, 1957)

<b>Classe des grains</b>	<b>Mz (en <math>\emptyset</math>)</b>	<b>Mz (en <math>\mu\text{m}</math>)</b>
Sable grossiers et graviers	< 1	> 500
Sables moyens	1 < Mz < 2	250 < Mz < 500
Sables fins	3 < Mz < 4	63 < Mz < 125
Silts et argiles	Mz > 4	Mz < 63

### Indice de classement( $\sigma$ )

Appelé aussi coefficient de tri ou sorting index. Ce paramètre est défini par la relation suivante:

$$\sigma = \frac{\sum f(m - \bar{m})^2}{100}$$

Il donne une idée sur le degré de classement des particules, autrement sur la dispersion des tailles des particules par rapport à la moyenne. Ce paramètre est très important car il renseigne sur l'hydrodynamique du milieu de dépôt des sédiments. Selon la valeur de ce coefficient on distingue plusieurs types de sables (Tab III-4).

Tab III- 4 : Classification des sables en fonction du coefficient de tri (Folk et Ward, 1957)

Valeur du coefficient du tri	Classement
$\sigma < 0,35$	Très bien trié
$0,35 < \sigma < 0,5$	Bien trié
$0,5 < \sigma < 0,71$	Assez bien trié
$0,71 < \sigma < 1$	Modérément trié
$1 < \sigma < 2$	Mal trié
$2 < \sigma < 4$	Très mal trié

#### Skewness ou coefficient d'asymétrie (Ski)

Ce paramètre est défini par l'expression suivante :

$$Ski = \frac{\sum f(m - \bar{x})^3}{100\sigma^3}$$

Il permet de déterminer la déviation de la courbe granulométrique par rapport à la courbe de Gauss. En fonction de la valeur du coefficient d'asymétrie, on distingue :

Tab III- 5 : Terminologie du Skewness (Ski) définie (Folk et Ward, 1957)

classes	Type de courbe
$-1 \emptyset < Ski < -0,30 \emptyset$	distribution très asymétrique vers les grossiers
$-0,30 \emptyset < Ski < -0,10 \emptyset$	distribution asymétrique vers les grossiers
$-0,10 \emptyset < Ski < 0,10 \emptyset$	distribution presque symétrique
$0,10 \emptyset < Ski < 0,30 \emptyset$	distribution asymétrique vers les fins
$0,30 \emptyset < Ski < 1 \emptyset$	distribution très asymétrique vers les fins

#### **Détermination du potentiel du transport sédimentaire (méthode Gao et Collins (1994))**

Cette approche permet de définir rapidement les sens de transit sédimentaire dans différents environnements sédimentaires côtiers comme les estuaires (Gao et Collins, 1994), les plages (Pedreros et al., 1996 ; Stepanian, 1997), dans les petits-fonds les bancs sableux tidaux (Gao et Collins, 1994), ou encore pour l'étude de la dynamique des sédiments fins (Carrigny et al., 2001). D'une façon théorique et empirique le classement du sédiment a tendance à s'améliorer dans le sens du transport (Wu et Shan, 1999 ; Gao et Collins, 1994).

L'originalité de cette méthode réside dans l'utilisation simultanée de trois paramètres statistiques usuels (moyenne:  $\mu$ , classement:  $\sigma$ , asymétrie:  $Sk$ ) dans la procédure de traitement des données granulométriques des sédiments superficiels. L'objectif est de mettre en évidence les filiations entre les sédiments prélevés, pour les exprimer ensuite sous la forme de directions de transport sédimentaire selon la relation suivante :

$$\vec{R}(x, y) = \sum_{r=1}^n \vec{r}(x, y)_i$$

Où  $\vec{r}(x, y)$  est un vecteur de grandeur unitaire et  $\vec{R}(x, y)$  est le vecteur sommation.

L'application de ce modèle s'est faite à l'aide du logiciel GSTA "Grain Size Trend Analysis" de Gao (1996). Ce logiciel permet d'obtenir une carte de représentation des directions de transport sédimentaire potentiel, dans laquelle la probabilité de transport entre deux points d'échantillonnage est proportionnelle à la longueur du vecteur résiduel. Ce modèle semi-statistique a été très utilisé dans la littérature, y compris dans des travaux récents sur le littoral de la Côte d'Opale (Héquette et Hill, 1993).

### III.2.1.3 Analyse calcimétrique

La détermination du pourcentage des carbonates de calcium ( $\text{CaCO}_3$ ) dans les sables prélevés a été faite par la technique de Calcimétrie Bernard. Elle est basée sur l'attaque par l'acide chlorhydrique (HCl) dilué d'une masse donnée d'un échantillon, à pression et température constantes, en utilisant le Calcimètre de Bernard (Fig III-14). Les sables littoraux sont en grande majorité composés par des fragments de coquille de nature calcique. La détermination du pourcentage d'un échantillon de sable permet d'approcher indirectement les teneurs en fragment de coquille de cet échantillon. Le principe de cette technique est donné par (Vatan, 1944), selon lequel tout matériau contenant du carbonate de calcium fait effervescence au contact d'un acide, celle-ci correspond au dégagement de dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) sous forme de gaz, selon la réaction chimique suivante:



Le calcimètre de Bernard est composé d'une ampoule, d'un tube gradué, d'un erlenmeyer, d'un petit tube en verre deux fois plus court que l'erlenmeyer, deux bouchons à un trou adaptés au tube gradué et à l'erlenmeyer (Fig III-14). Une masse de l'échantillon pesée à l'aide d'une

balance de précision est attaquée par l'acide chlorhydrique (HCl). Le volume initial (Vi) correspond à celui à l'équilibre des deux volumes d'eau respectifs dans le tube en verre et l'ampoule mobile avant l'attaque acide. Le volume final (Vf) correspond à celui à l'équilibre des deux volumes d'eau après l'attaque acide. Le volume de CO<sub>2</sub> dégagé correspond donc à la différence, le calcul du % CaCO<sub>3</sub> dans l'échantillon par la formule suivante :

$$\%CaCO_3 = \Delta V * (k / M) :$$

avec ΔV la différence de volume, k le coefficient dépendant de la pression et de la température pendant la manipulation (k= 0,432) et M la masse de l'échantillon en gramme.

Pour chaque échantillon, l'analyse a été effectuée 2 à 4, ceci permet de réduire l'erreur de mesure à 3%.

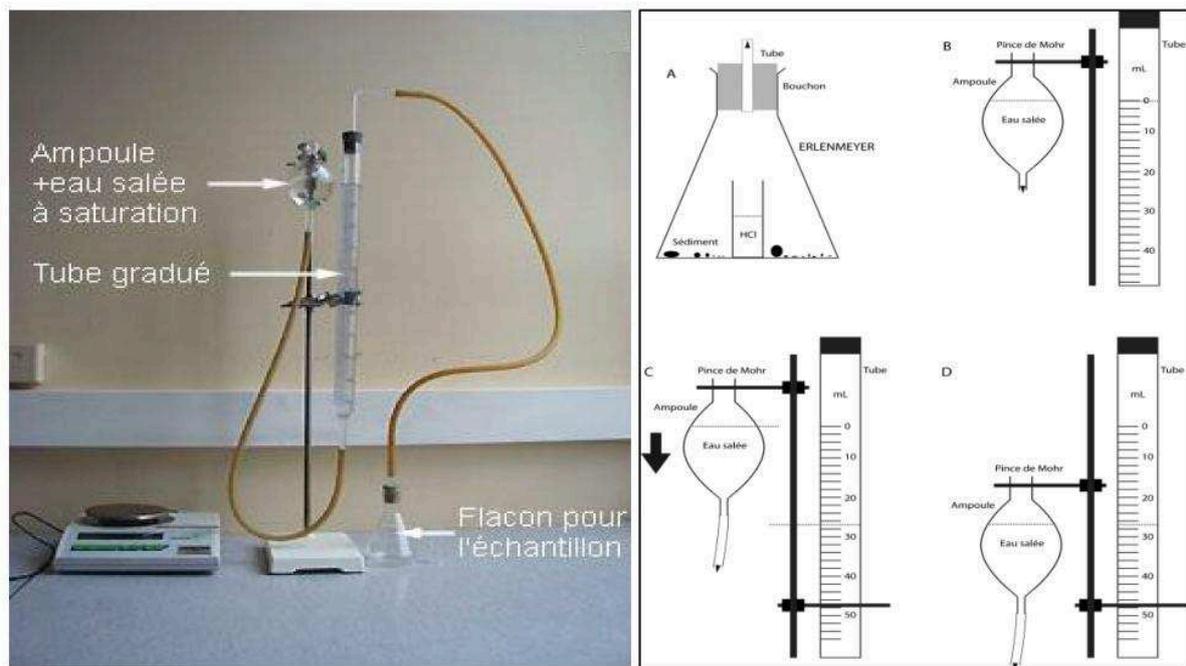


Fig III- 14 : Dispositif du Calcimètre de Bernard et principe de mesure

### III.2.1.4 Analyse microscopique

Les échantillons prélevés ont fait l'objet d'une analyse microscopique à l'aide d'une loupe binoculaire. Cette méthode a pour but de déterminer par comptage classique la composition minéralogique de chaque échantillon de sable, en considérant que chaque grain du sable correspond à un minérale donné. La détermination du pourcentage des différentes fractions

tient compte du nombre et de la taille des particules. Pour chaque échantillon, l'opération du comptage est effectuée plusieurs fois pour minimiser l'erreur d'estimation.

### III.2.2 Caractérisation hydrodynamiques par mesure in-situ

#### III.2.2.1 Le capteur de pression (NKE)

L'appareillage utilisé pour les mesures d'élévation du plan d'eau ainsi que les caractéristiques de la houle (Hauteur significative et période de pic de la houle) est un capteur de pression de type NKE (Fig III-15a). Ce capteur de pression possède un système autonome qui permet d'enregistrer les variations du niveau d'eau et la température. La communication avec la sonde se fait à l'aide d'un data pencil radio (Fig III-15b). Le logiciel de programmation utilisé est WINMEMO qui permet de dialoguer avec la sonde afin de configurer la méthode et la fréquence d'enregistrement des paramètres puis télécharger et analyser les résultats de mesures. Dans le but d'avoir de bonnes données, l'appareil est programmé pour effectuer un enregistrement continu avec une fréquence 2Hz c'est à dire un enregistrement toutes les demie seconde.

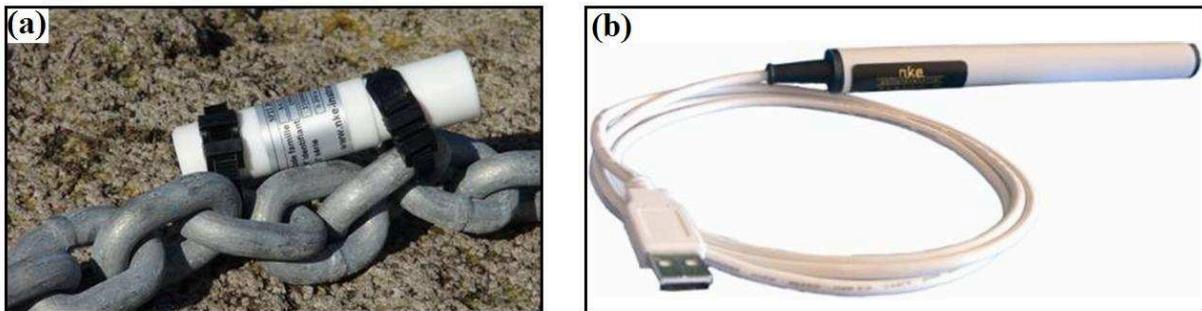


Fig III- 15 : Capteur de pression type NKE (a) et d'un Data pencil radio (b)

Deux campagnes de mesure ont été réalisées : la première entre le 30/10/2014 et le 31/10/2014 et la deuxième entre le 15/04/2015 et le 17/04/2015. Ces mesures vont permettre de caractériser la houle, du point de vue hauteur significative ( $H_s$ ) et période de pic ( $T_p$ ), aux différents secteurs du littoral d'Agadir ; en allant du nord de la plage d'Anza jusqu'au sud de la baie d'Agadir.

#### III.2.2.2 Traitement des données obtenues par le capteur NKE

La houle résulte de la propagation des vagues depuis une zone de génération jusqu'à des zones où l'action du vent est limitée. Cet état de mer est caractérisé par une répartition des vagues en hauteur, période et direction. L'analyse de Fourier est l'outil le plus adéquat de

traitement du signal aléatoire multidirectionnel, tel qu'apparaît l'être la surface de la mer, à un instant donné. Cette approche conduit à superposer des ondes sinusoïdales et à en déduire une répartition de l'énergie en fréquence et en direction. Le vecteur d'onde et la pulsation sont liés par la relation de dispersion.

Pour obtenir les caractéristiques des vagues à partir des valeurs de pression mesurées par les capteurs, deux étapes intermédiaires de calculs sont nécessaires :

- Les données brutes d'enregistrement donnent la courbe des pressions brutes (Fig III-16a). Dans un premier temps, il faut éliminer les valeurs de pression mesurées hors de l'eau (Fig III-16b). Ainsi, il faut soustraire la pression atmosphérique (Fig III-16c) à la pression hydrostatique, ce qui donne la pression brute (Fig III-16d).
- A partir d'un spectre donné  $E_{\eta\eta}(f)$  plusieurs paramètres de houle représentatifs sont calculés ; la hauteur significative spectrale de la houle, la période de pic spectrale et la période moyenne.

Ces opérations de traitement sont effectuées par un routing Matlab développé par l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM, France) et le laboratoire GMGL-(Vannes, France).

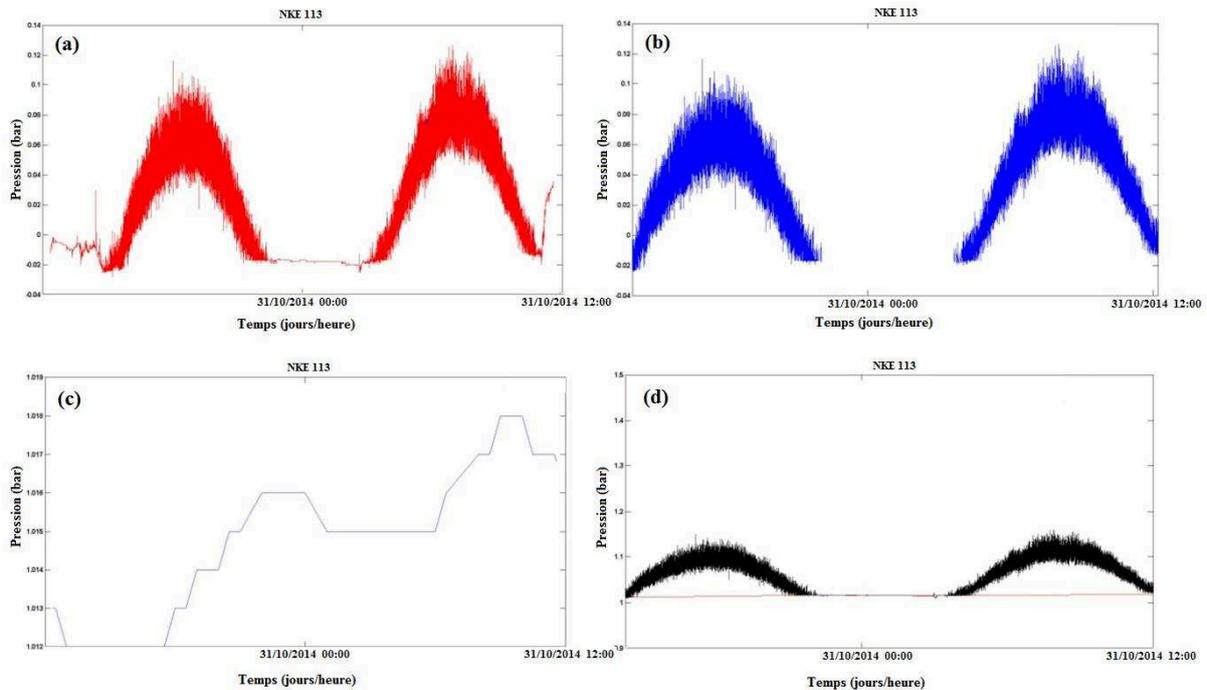


Fig III- 16 : a) Valeurs de la pression brute en bar, (b) Valeurs de la pression après *élimination des mesures hors d'eau* en bar, (c) *Valeurs de la pression atmosphérique* en bar, (d) Valeurs hydrostatiques nettes en bar

L'estimation du spectre de densité de l'énergie de la houle est obtenue à partir d'un enregistrement des fluctuations de l'élévation de la surface de la mer par la transformation de Fourier. La description détaillée de ces traitements mathématiques permet de déduire les principaux points de l'analyse suivants :

- Une sélection adéquate de la fréquence d'échantillonnage et de la longueur des enregistrements qui déterminent la précision de l'analyse. Dans notre cas, on a pris 2 Hz avec un enregistrement continu toutes les demi-secondes.
- Une sélection appropriée de la largeur de bande spectrale ou des degrés de liberté à utiliser dans l'analyse spectrale.
- Une sélection appropriée des limites  $f_{min}$  et  $f_{max}$  pour le calcul des moments spectraux. Il est recommandé de choisir  $f_{min}$  inférieure ou égale à la moitié de la fréquence maximale (0,5 fp) ou à 0,033 Hz lorsque l'on s'attend à une large bande de fréquences maximales, afin de séparer les composants de longues périodes des ondes courtes.  $f_{max}$  doit être inférieure à la fréquence de Nyquist (égale à la moitié de la fréquence d'échantillonnage) mais supérieure à 5 fp ou 1 à 2 Hz, afin de pouvoir identifier la queue du spectre dans les hautes fréquences. La

figure III-17 représente un des spectres obtenu lors des enregistrements par le capteur (NKE-112).

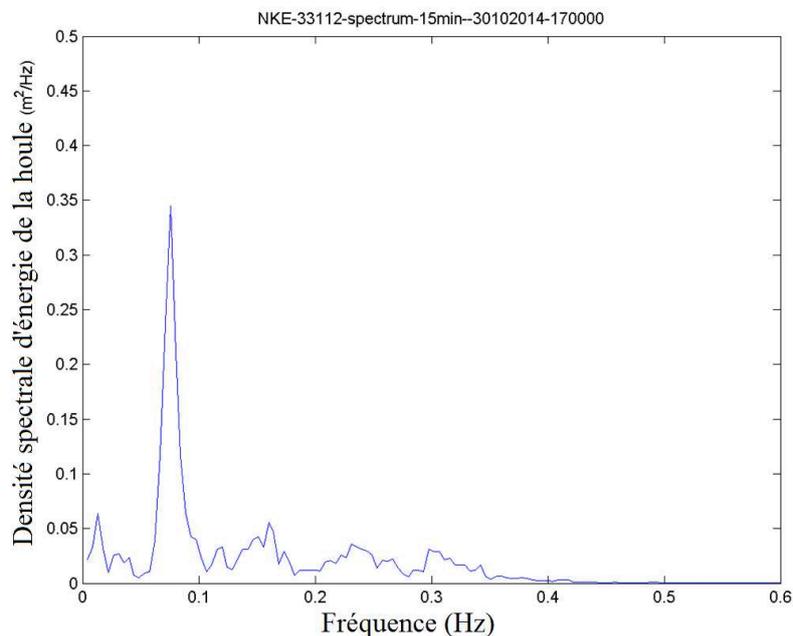


Fig III- 17 : Exemple de spectre d'énergie de la houle enregistrée au niveau du capteur (NKE-112)

### III.2.3 Evolution de la zone intertidale

#### III.2.3.1 Suivi topographique de la zone intertidale à long terme

Afin de suivre l'évolution topographique de l'estran de la baie d'Agadir des modèles numériques de terrain ont été effectués simultanément aux levés bathymétriques-1972, 1993, 2012. Les deux premiers levés topographiques (1972-1993) ont été réalisés respectivement par le LCHF et le LPEE, à l'aide d'un tachéomètre TC 600. Le degré de précision du fabricant est de l'ordre de  $\pm 2$  mm et  $0,2^\circ$ . La marge d'erreur pour les mesures topographiques a été fixée à  $\pm 3$  cm, intégrant la précision de l'appareil et les incertitudes de mesures liées à l'opérateur. Le levé topographique réalisé en 2012 a été effectué par le DPDPM à l'aide d'un DGPS RTK Trimble type R8 (Base fixe), équipé d'un récepteur mobile et d'un carnet de terrain. Ces levés topographiques ont permis de couvrir la totalité de la zone intertidale de la baie d'Agadir en allant du port de pêche jusqu'au palais royal (Fig III-18). Ainsi ils ont été rattachés au zéro hydrographique pour l'altitude et au système géodésique marocain pour les latitudes et les longitudes.

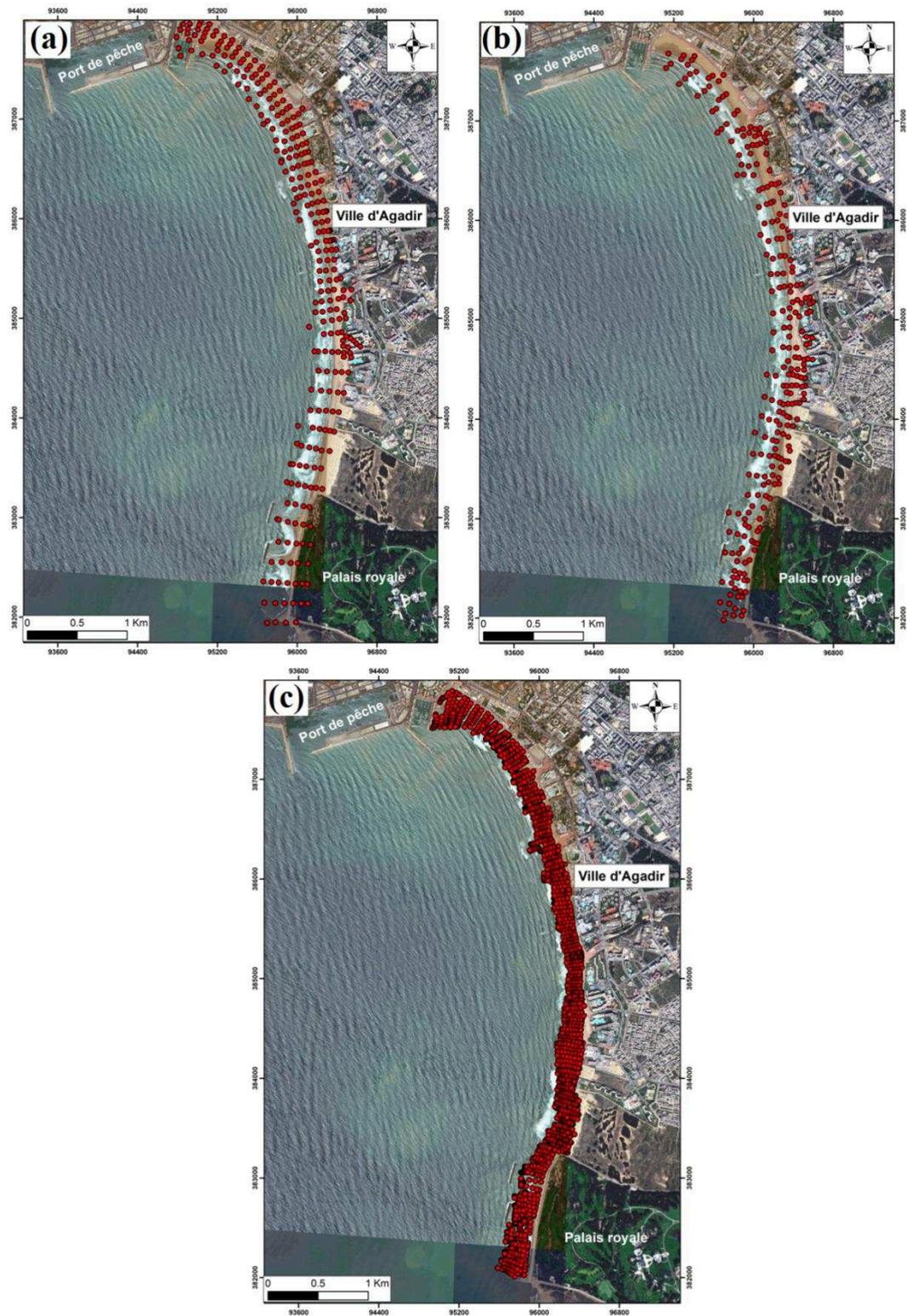


Fig III- 18 : Levés topographiques de la zone intertidale de la baie d'Agadir de 1972 (a), 1993 (b) et 2012(c)

### III.2.3.2 Suivi topographique de la zone intertidale à moyen et à court terme

Afin de suivre l'évolution de la zone intertidale à moyen et à court terme, nous avons réalisé un suivi de 9 profils topographiques transversaux le long de la zone intertidale de la baie d'Agadir afin de couvrir au mieux l'ensemble des caractéristiques morphologiques du site (Fig III-19).



Fig III- 19 : Localisation des profils topographiques transversaux

Toutes les mesures topographiques ont été effectuées à l'aide d'un tachéomètre de type Leica TC 600. A l'aide de trois points géo-référencés et fournis par le service du cadastres et de la topographie à Rabat, nous avons pu caler la totalité des profils topographiques au système géodésique marocain par un cheminement. Tous les profils possèdent une tête de station fixe.

Ces têtes de station permettent de réimplanter une station rapidement en cas de perte de la station de mesures ou pour servir de point d'orientation. Ces points de repère sont situés dans le même axe que le profil. L'orientation des profils transversaux permet un suivi régulier du même profil pour déduire l'évolution morphologique au cours du temps. Cette orientation a été définie lors de la mise en place des têtes de station afin que les profils soient plus ou moins perpendiculaires au trait de côte. Pour le relevé des profils transversaux, le tachéomètre est mis en place sur la tête de station la plus proche du trait de côte, alors que l'opérateur à la canne de prisme se positionne en bas de plage et remonte l'estran, le long de l'axe défini. Des mesures sont effectuées tous les six à sept pas et à chaque fois qu'un changement de pente est aperçu. Les principales caractéristiques géographiques des différents profils sont résumées dans le tableau III-6.

Tab III- 6 : Caractéristiques géographiques des profils topographiques étudiés

N° Profils	Coordonnées (m)		Altitude (m)	Angle par rapport au nord (°)	longueur moyenne du profil (m)
	X	Y			
1	95360,415	387579,717	3,767	311,984	260
2	95685,746	387340,000	3,56	314,633	210
3	95978,734	387024,182	3,982	342,217	224
4	96154,653	386668,241	4,537	392,162	228
5	96532,465	385171,525	4,848	382,733	133
6	96589,342	384817,897	4,818	393,287	150
7	96604,179	384538,456	4,897	397,194	115
8	96634,697	384167,625	5,011	10,034	145
9	96673,689	383682,892	12,995	14,101	219

L'acquisition des données enregistrées par le tachéomètre nécessite un ensemble de traitements qui sont réalisés à l'aide du programme Excel ainsi que le logiciel Profiler. Ces traitements permettent d'obtenir les courbes topographiques des profils réalisés. La figure III-20 illustre un profil type obtenu après les différents traitements.

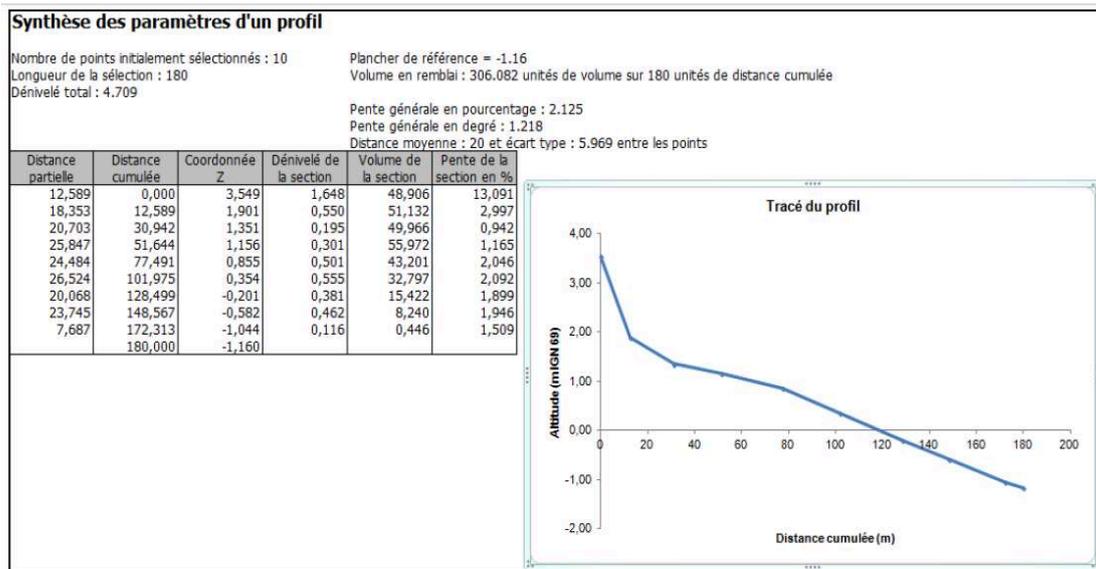


Fig III- 20 : Exemple d'une courbe topographique d'un profil traité par le logiciel PROFILER

Nous avons également effectué un relevé de type MNT (Modèle Numérique de Terrain), en Mars 2015, par un DGPS différentiel R8, en allant du nord au sud de la baie. Nous avons utilisé la technique de mesure continue, permettant de réaliser un maximum de mesures (Fig III-21)



Fig III- 21 : Levé topographique réalisé en mois de Mars de l'année 2015

L'objectif de l'ensemble de ces campagnes de mesure topographiques est de comprendre le comportement à moyen et à court terme de la zone intertidale de la baie d'Agadir. Le tableau III-7 récapitule l'organigramme de ces campagnes de mesures.

Tab III- 7 : Dates de réalisation des campagnes de mesures topographiques

<b>Compagne de mesure</b>	<b>Dates</b>
Mission 1 (Profils topographiques)	de 11 au 15 Avril 2013
Mission 2 (Profils topographiques)	de 05 au 09 Juin 2013
Mission 3 (Profils topographiques)	de 03 au 6 Septembre 2013
Mission 4 (Profils topographiques)	De 1 au 03 Janvier 2014
Mission 5 (Profils topographiques)	De 17 au 19 Janvier 2014
Mission 6 (Profils topographiques)	De 20 au 22 Janvier 2014
Mission 7 (Profils topographiques)	de 24 au 26 Mars 2014
Mission 8 (Profils topographiques)	de 11 au 13 Avril 2014
Mission 9 (Profils topographiques)	de 04 au 07 Juin 2013
Mission 10 (Profils topographiques)	de 03 au 05 Septembre 2013
Mission 11 (Profils topographiques)	De 11 au 14 Janvier 2015
Mission 12 (Modèle numérique de terrain)	De 01 au 02 Avril 2015

### **III.3 Simulation numérique hydrodynamique**

Depuis la construction des ouvrages portuaires sur le littoral d'Agadir, le fonctionnement hydrosédimentaire de la baie a été profondément modifié. La modélisation hydrosédimentaire vise à mieux comprendre ce nouveau fonctionnement. Les résultats de cette étude permettront d'estimer de façon fiable les évolutions futures et de proposer des solutions palliatives.

Lors de l'étude qu'on réalisé en 2012 dans le cadre de la préparation du Master, nous avons utilisé plusieurs modèles de simulation de houle et de courant (Refonde, Reflux, Mopla...). Au cours de cette étude, la simulation numérique est réalisée à l'aide de modèle Mike 21/3, du faite qu'il permet d'opter pour un maillage flexible et d'associer le module d'analyse spectrale de la houle au module hydrodynamique.

### III.3.1 Description générale du MIKE 21

La propagation des ondes depuis le large vers la côte a été simulée en utilisant le logiciel MIKE 21. Ce modèle vise les études d'approche de la houle sur des domaines assez vastes. Il est basé sur le concept de quantité de mouvement. Il s'agit d'un modèle qui simule la croissance, la décroissance et la transformation des houles générées par le vent dans les zones extracôtières et côtières. Il comprend la croissance de l'onde par l'action du vent, la dissipation par moutonnement, la dissipation par déferlement, la dissipation due au frottement, la réfraction due à des variations de profondeur et l'interaction de l'onde de courant et la diffraction. Il simule également la variation du niveau d'eau en réponse à une variété de forçage dans les zones côtières. Il résout les équations bidimensionnelles classiques de Saint-Venant, sur un maillage non structuré, en tenant compte du frottement sur le fond. Il permet également de calculer les courants littoraux en prenant en compte les contraintes de radiation dues à la houle dans la zone de déferlement (DHI, 2007). La théorie de la houle linéaire est utilisée pour calculer les contraintes de radiations. Cette théorie explique les phénomènes tels que le set-down et le set-up de la houle et la génération des courants longshore et cross-shore. Les détails des différentes fonctions de ce modèle sont décrits par (Komen et al., 1994). Le calcul du transport sédimentaire est réalisé sur le fond et en suspension sous l'action combinée des courants et de la houle. Dans la zone de déferlement, les courants de retour sont inclus. Les taux initiaux de sédimentation/érosion sont calculés sur la base de l'équation de conservation de la masse sédimentaire. Le modèle est utilisé aussi pour déterminer la répartition du transport sédimentaire (ou des changements dans cette répartition) et les taux de sédimentation/érosion suite à des impacts d'aménagements (épis, brise-lame, digue, chenal, remblaiements, dragage etc.) (DHI, 2007).

L'équation principale régissant Mike 21 est l'équilibre d'action des vagues formulée soit par des coordonnées cartésiennes ou sphériques. En coordonnées cartésiennes horizontales l'équation s'écrit :

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla \cdot (VN) = \frac{S}{\sigma}$$

Où  $N(x, y, \sigma, \theta, t)$  est la densité d'action,  $t$  est le temps,  $(x, y)$  les coordonnées cartésiennes,  $v(C_x, C_y, C_\sigma, C_\theta)$  est le groupe de la phase des houles en quatre dimensions,  $S$  est le terme source de l'équilibre énergétique et  $\nabla$  est l'opérateur différentiel en quatre dimensions dans le plan d'espace  $(x, y, \sigma, \theta)$ .

### **III.3.2 Description des modules du logiciel MIKE 21**

Les caractéristiques de la houle, la circulation des courants et le transport total des sédiments non cohésifs dans la baie d'Agadir ont été calculés respectivement par les modules Mike 21 SW (Spectral Wave), Mike 21 HD (Hydrodynamic) et Mike ST (Sediment Transport).

#### **III.3.2.1 MIKE 21 HD**

MIKE 21 HD constitue le cœur de la suite logicielle MIKE 21 fournissant les paramètres hydrodynamiques nécessaires aux autres modules. C'est un modèle bidimensionnel pour les calculs hydrodynamiques à surface libre qui permet de simuler les variations du niveau d'eau et des écoulements, moyennés sur la colonne d'eau, en fonction des paramètres de forçage des zones côtières et du large. Le modèle hydrodynamique de MIKE 21 est utilisé pour simuler de nombreux phénomènes hydrauliques dont la marée, les courants induits par le vent et la houle ainsi que les surcotes. MIKE 21 HD prend également en compte les phénomènes d'immersion et émergence des estrans (DHI, 2007).

#### **III.3.2.2 MIKE 21 SW**

MIKE 21 SW est le module de propagation de la houle spectrale. C'est un modèle basé sur la conservation de la densité de l'action d'onde qui permet de simuler la propagation des états de mer (mers de vent et houles océaniques) dans les domaines offshore et côtier. MIKE 21 SW prend en compte la génération de la houle par action du vent, la dissipation de la houle par moutonnement et déferlement bathymétrique ainsi que la dissipation de la houle par frottement sur le fond, la réfraction et la levée de la houle (« shoaling ») qui sont deux phénomènes liés aux variations de bathymétrie, la diffraction par les obstacles, les interactions entre houle et courant et les effets de variation de la hauteur du plan d'eau et la gestion des zones découvrantes (DHI, 2007).

#### **III.3.2.3 MIKE 21 ST**

Le module ST de la suite MIKE 21 est mis en œuvre pour la modélisation du transport sédimentaire. MIKE 21 ST calcule le transport sédimentaire sur le fond et en suspension sous l'action combinée des courants et de la houle. Dans la zone de déferlement, les courants de retour sont inclus. Le modèle est déterministe et demande un minimum de calibration. Les taux initiaux de sédimentation/érosion sont calculés sur base de l'équation de conservation de la masse sédimentaire. Le modèle est utilisé pour déterminer la répartition du transport sédimentaire (ou des changements dans cette répartition) et les taux de sédimentation/érosion

suite à des impacts d'aménagements (épis, brise-lame, digue, chenal, remblaiements, dragage etc.) (DHI, 2007).

### III.3.3 Paramétrage des modèles

#### III.3.3.1 Maillage et pas de temps

Un maillage est la discrétisation spatiale d'un milieu continu (Durochat et Scheid, 2012). Les méthodes de maillage en éléments finis nodales classiques (Eléments T3) sont connues pour générer des modes parasites faussant les simulations numériques. Les éléments finis d'arêtes (Eléments T6) ont été développés notamment pour s'affranchir de ces problèmes mais sont pénalisés par la complexité de mise en œuvre et les coûts des calculs. Les méthodes des éléments finis en maillages non-structurés sont plus flexibles vis à vis la prise en compte des hétérogénéités du milieu de propagation et de formes géométriques irrégulières (Durochat et Scheid, 2012).

Le modèle Mike 21 repose sur un maillage non structuré ; grille rectangulaire ou curviligne. Il résout les équations de conservation de la masse et de l'énergie cinétique intégrées sur la colonne d'eau selon les deux directions horizontales par la méthode des volumes finis. Il permet l'utilisation du maillage non structuré composé d'éléments triangulaires (T6) dont la taille peut être librement définie afin d'affiner les zones d'intérêt, permettant un vrai couplage vagues-courant. La figure III-22 montre un exemple de maillage utilisé.

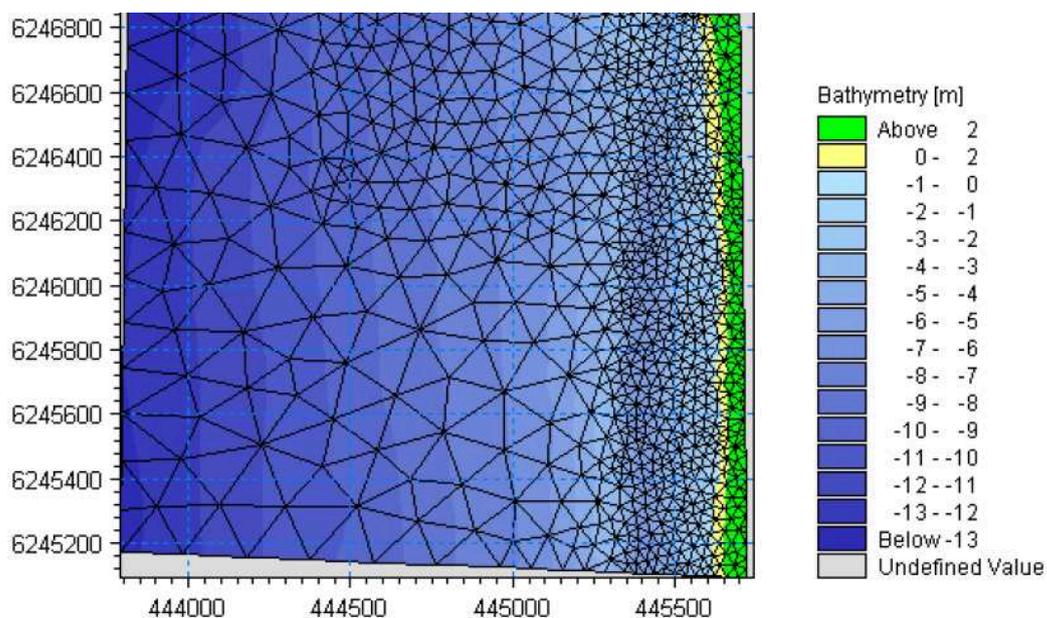


Fig III- 22 : Exemple de maillage adopté dans le cas d'un littoral; maillage devient de plus en plus serré en s'approchant de la côte

Il est important de savoir que la rapidité de calcul sera proportionnelle à la taille de la plus petite maille du domaine. En effet, le logiciel estime le nombre de courant (condition CFL) pour chaque élément et fixe le pas de temps pour que la condition de stabilité  $CFL < 1$  soit vérifiée partout. Or, cette condition est la plus restrictive pour la plus petite maille. Ainsi, une simple maille anormalement petite va ralentir l'ensemble de la simulation d'un facteur 2, voire plus. Pratiquement, Le CFL (nombre de Courant est un nombre sans dimension) sert à donner le seuil dimensionnel sous lequel on observe une instabilité de calcul. Si la dimension de la maille est inférieure à la distance parcourue dans l'intervalle de pas de temps par l'onde la plus rapide que permet l'équation l'erreur grandit et envahit la solution physique. Si on cherche une bonne résolution de notre modèle, il est nécessaire de diminuer le pas de temps ( $\Delta t$ ) (DHI, 2007).

### III.3.3.2 Conditions aux limites

Un spectre d'énergie JONSWAP est imposé sur les frontières offshore. L'étalement directionnel (nommé DSD) est donné par une valeur moyenne des conditions de houle. Les simulations sont réalisées en prenant en considération la marée. Le niveau d'eau est imposé uniformément aux frontières du modèle

Le modèle utilise le concept de la viscosité turbulente pour la modélisation de la turbulence. Pour le mélange horizontal, la viscosité turbulente horizontale est spécifiée par une formulation de type Smagorinsky-Lilly :

$$E = C_g^2 \Delta^2 \sqrt{\left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x}\right) + \left(\frac{\partial V}{\partial y}\right)}$$

Où  $U$ ,  $V$  sont les composantes de la vitesse, moyennées sur la profondeur dans les deux directions  $x$  et  $y$ ,  $\Delta$  est l'espacement de la grille,  $C_g$  est une constante choisie dans l'intervalle varie de 0.25 à 1 (DHI, 2007).

La résistance du fond est représentée sous forme de carte (une répartition spatiale du Manning-number). Le Manning-number est de  $32 \text{ m}^{(1/3)/s}$  dans la zone globale, mais il doit être plus petit au frontières pour éviter les instabilités lors de la simulation. Le Manning-Number symbolise la friction au fond et sur les côtés selon la formule valable en écoulement permanent :  $U = M \times R^{(2/3)} \times S^{(1/2)}$ , avec :  $U$  vitesse de l'écoulement,  $R$  le rayon hydraulique

(aire / surface mouillée) et  $S$  la pente de la surface libre. En effet lorsqu'on augmente le nombre de Manning, la résistance diminue et la vitesse de l'écoulement augmente.

La dissipation sur le fond est prise en compte par application d'une rugosité de Nikuradse de  $K_s=0.04m$  sur l'ensemble du modèle. L'expérience de Nikuradse a pour but de déterminer l'influence de la rugosité des fonds sur le coefficient de perte de charge linéaire. Pour un lit constitué de grains sphériques serrés,  $k_s$  est le diamètre  $D$  de ces grains. Plus généralement, Nikuradse évalue une "rugosité équivalente" adaptée à la configuration du lit.  $k_s$  (rugosité équivalente ou coefficient de Nikuradse) est lié à la taille des grains ou des rides éventuelles. Ce paramètre peut être estimé par Nielsen (1979) ;  $K_s=2,5*D_{50}$ , avec  $D_{50}$  la taille médiane de grains (DHI, 2007).

### **III.3.3.3 Contraintes de radiation et interaction houle/courant/sédiment**

Les contraintes de radiation issues de la modélisation de la propagation de la houle sont imposées à l'intérieur du domaine de calcul. Les gradients de contraintes de radiations vont être à l'origine de la surélévation du plan d'eau dans la zone de déferlement et des courants de la houle. Le déferlement de la houle est pris en compte en utilisant le modèle de ressaut développé par Battjes (1974). La prise en compte de l'interaction entre le courant et la houle peut être un facteur important dans l'évolution des phénomènes hydro- sédimentaires. L'effet des courants de marée sur la houle ou encore la génération d'un courant de houle sont responsables des modifications significatives de l'écoulement, notamment sur la répartition de la turbulence sur la colonne d'eau et sur la couche limite au fond. Ces mécanismes influent respectivement sur le transport sédimentaire et sur la remise en suspension des sédiments et doivent donc être inclus dans la modélisation. L'utilisation de MIKE 21/3 FM avec son module MIKE 21/3 SW, permet de répondre aux problématiques où les vagues et le courant interagissent :

- Le module hydrodynamique tient compte des contraintes de radiations issues du calcul de propagation de la houle.
- Les calculs de houle intègrent les variations du niveau d'eau.
- Les variations de courants influent sur la propagation de la houle.

MIKE 21 FM et MIKE 21 SW peuvent également être couplés dynamiquement avec le module de transport MIKE 21 ST qui permet de simuler parfaitement l'évolution des fonds et leur impact sur les courants et la houle.

## **CHAPITRE IV. APPORT DE LA TELEDETECTION ET DU SIG DANS L'EVOLUTION DU TRAIT DE COTE ET DES PETITS-FONDS**

Le littoral d'Agadir a connu de grands changements au cours du dernier siècle, que ce soit au niveau du trait de côte qu'au niveau des petits-fonds. Ces grands changements ont eu lieu au cours des diverses phases d'extension de la ville d'Agadir et de la construction du complexe portuaire d'Agadir. Dans ce chapitre, nous présenterons d'abord l'évolution du trait de côte entre 1975 et 2011, nous présenterons ensuite les variations bathymétriques des petits fonds entre 1972 et 2012.

L'analyse diachronique de l'évolution du trait de côte est réalisée à partir de la rectification de quatre campagnes de photographies aériennes verticales de 1975 à 2011 et à partir de deux images satellitaires de haute résolution de 1978 et de 2004. L'ensemble des données couvrent tout le secteur d'étude depuis le Cap Arhdis jusqu'à l'embouchure de l'oued Souss. L'objectif est de définir et préciser les variations de la ligne du rivage durant la période 1975-2011.

Pour avoir une information complémentaire sur le déplacement des sédiments, nous avons exploité plusieurs données bathymétriques couvrant l'ensemble du secteur d'étude sur une échelle de temps relativement importante. Les données utilisées sont celles de LCHF (1972) et LPEE (1993) et DPDPM (2012). L'ensemble des cartes bathymétriques couvrent toute la baie d'Agadir entre le port de commerce au nord et le palais royal au sud.

### **IV.1 Evolution du trait de côte**

#### **IV.1.1 Analyse diachronique par photos aériennes**

L'analyse des 262 transects a permis d'observer et de calculer l'évolution du trait de côte au cours de la période 1975-2011. Trois secteurs ont été retenus en fonction de l'évolution globale (recul ou avancée du trait de côte) (Fig IV-1) ; le secteur 1 correspond à la plage d'Anza qui est nettement en accrétion, le secteur 2 correspond à la partie nord de la baie d'Agadir également en accrétion mais avec un degré relativement plus faible et le secteur 3 correspond à la partie sud de la baie d'Agadir qui est en érosion.

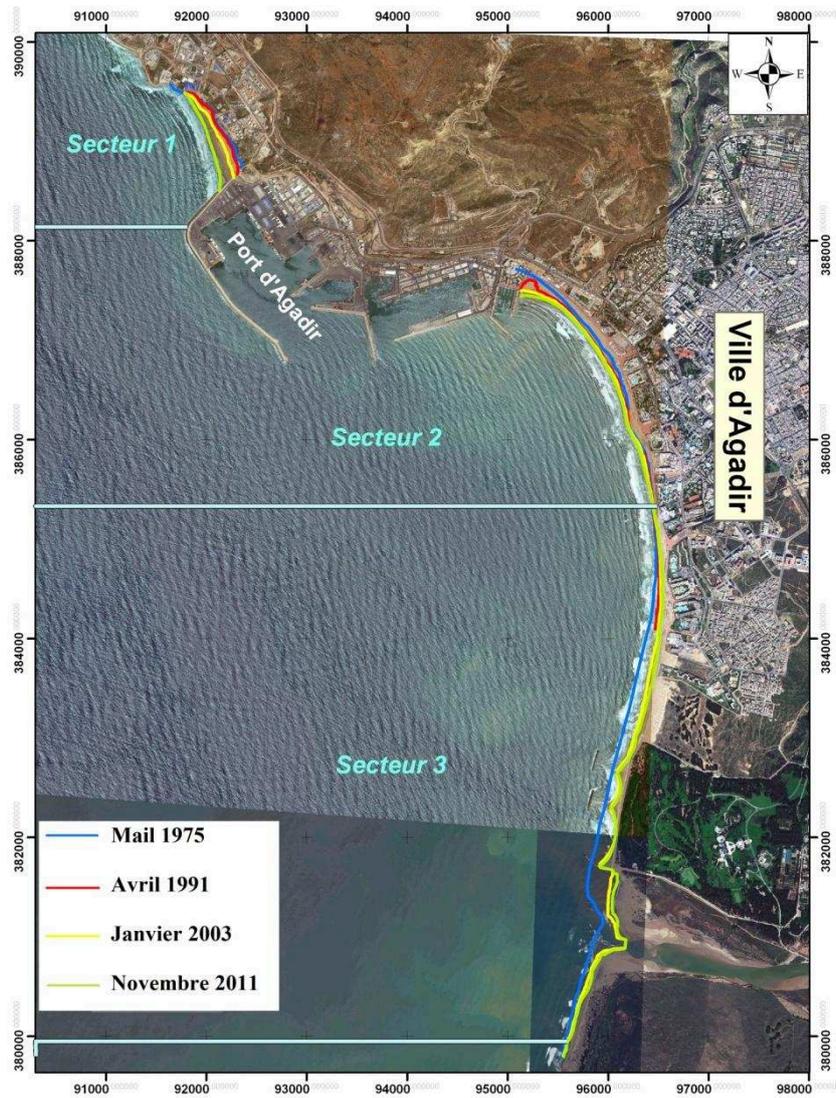


Fig IV- 1 : Evolution globale du trait de côte de 1975 à 2011

#### IV.1.1.1 Secteur 1 (Plage d'Anza)

Encadrée par le Cap Arhdis au nord et la jetée principale du port de commerce au sud, la plage d'Anza s'étend sur environ 1,3 km de longueur. La forme de la plage indique nettement une tendance vers l'accumulation ; l'estran devient de plus en plus large en se déplaçant vers le sud dans le sens de la dérive (Fig IV-2).

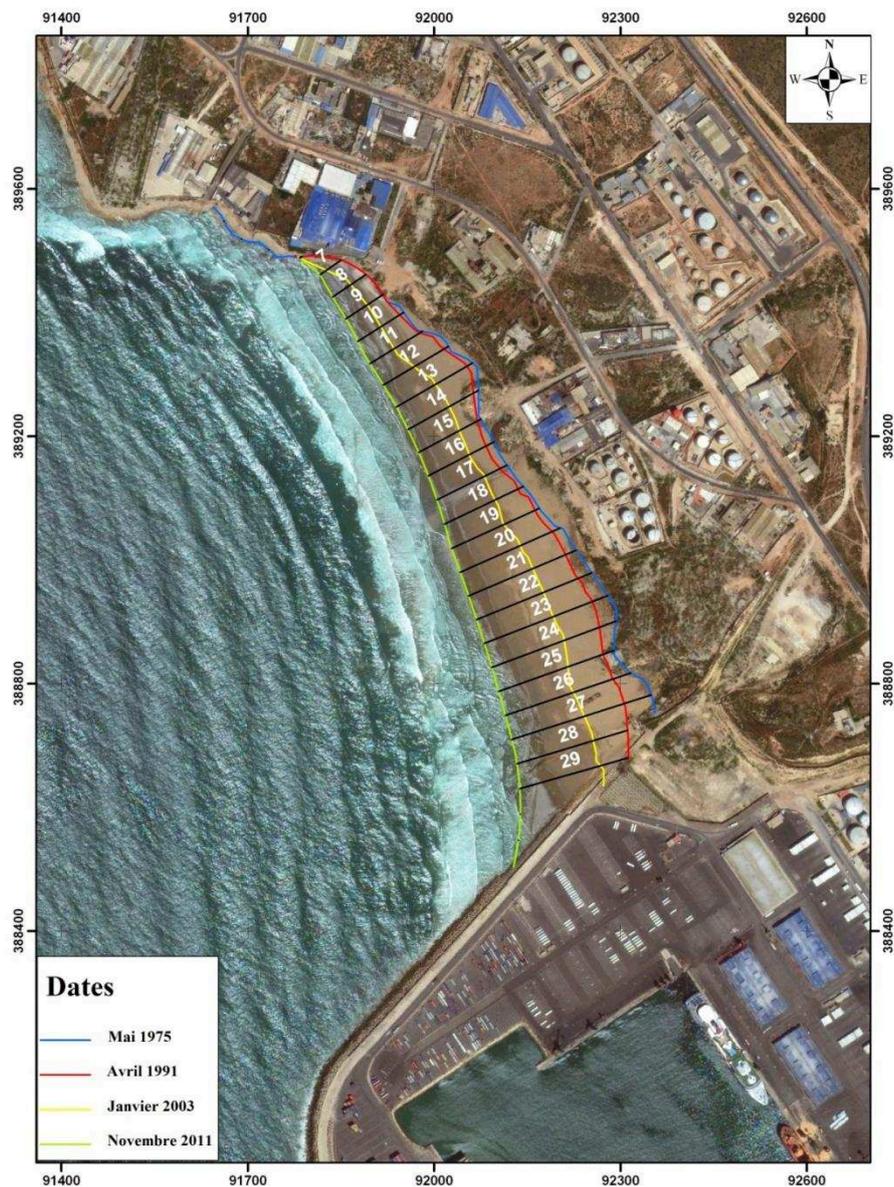


Fig IV- 2 : Evolution du trait de côte entre 1975 et 2011

L'évolution de la ligne du rivage de 1975 à 2011 se caractérise par une accrétion quasi-régulière. L'accrétion linéaire augmente du transect 7 au transect 29 (Fig IV-2). Le rivage a en moyenne avancé de 65 m, ce qui correspond à des taux d'avancées supérieurs à 4 m/an. Les avancées maximum sont enregistrées au niveau des transects adossés à la jetée du port au sud (transects 27, 28 et 29). Ces avancées varient de 180 m à 334m, ils correspondent à des taux d'avancée de 5 m/an à 9,3 m/an (Fig IV-3).

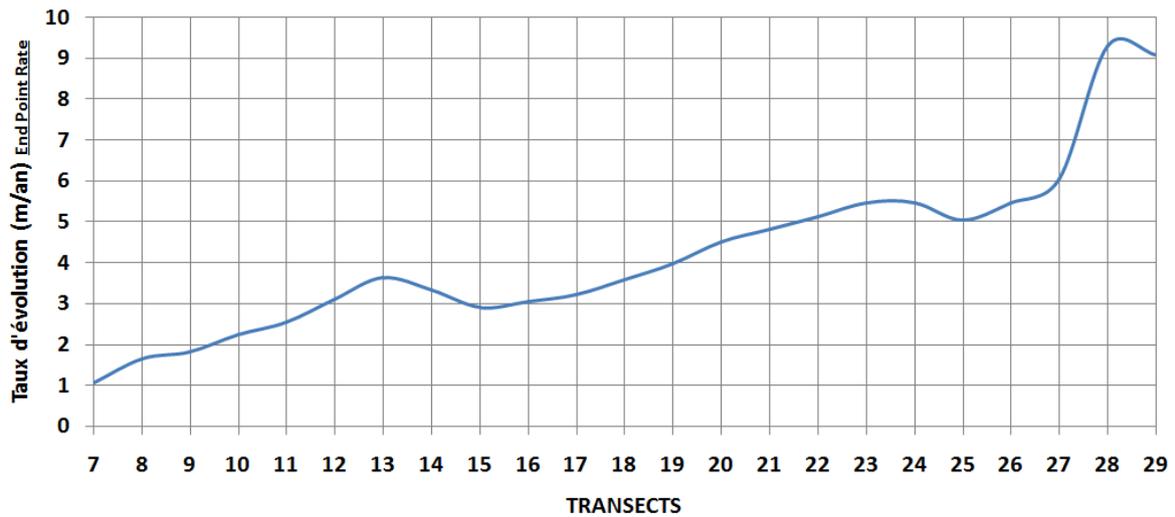


Fig IV- 3 : Evolution du trait de côte au niveau de la plage d'Anza (secteur 1) de 1975 à 2011, calculée à partir de la méthode statistique EPR

Les images de la figure IV-4 donnent une preuve physique sur la quantité importante des sédiments bloqués dans ce secteur (Fig IV-4). Plusieurs navires échoués sur la côte d'Anza et détectés dans l'image satellitaire de l'année 2003, se retrouvent aujourd'hui ensablés. Par ailleurs, la comparaison visuelle des images de la figure IV-5 montre l'absence totale d'une plage sableuse dans ce secteur au début des années 90 (Fig IV-5).

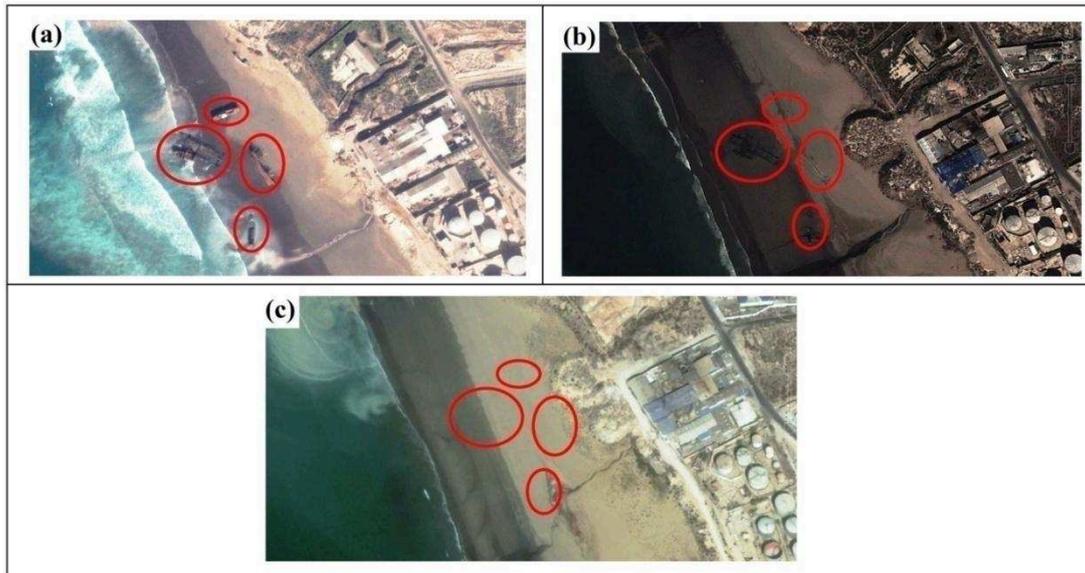


Fig IV- 4 : Preuves de *l'accumulation de sable dans le secteur d'Anza*, (a) *image satellitaire de l'année 2003* montrant la présence de 4 navires échoués sur la côte, (b) *image satellitaire de 2009* montrant le début d'ensablement de ces 4 navires, (c) *image satellitaire de 2014* montrant *l'ensablement total des 4 navires*.

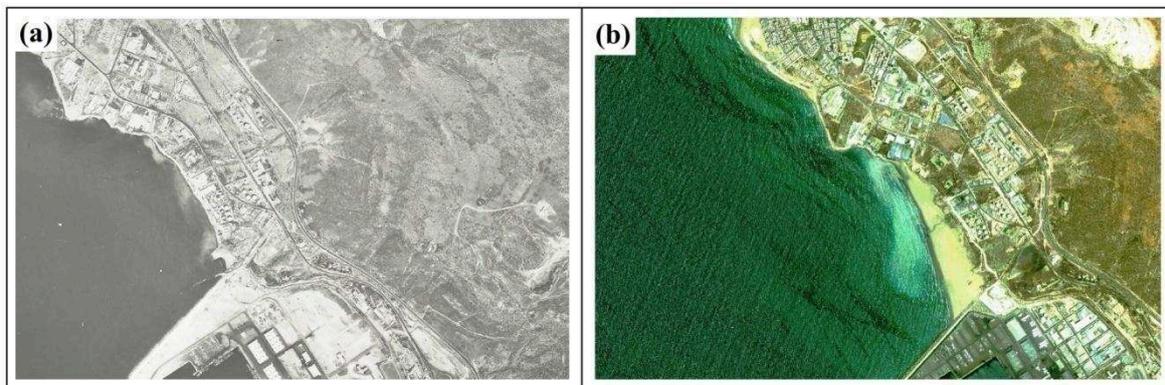


Fig IV- 5 : Photographie montrant *l'absence d'une plage sableuse au début des années 1990*, (a) et *image satellitaire en 2014 montrant une baie d'Anza ensablée* (b).

#### IV.1.1.2 Secteur 2

Ce secteur est délimité au nord par les infrastructures portuaires (Port de pêche et Marina) et au sud par le brise-lames mis en place en 1963. Ce secteur s'étend sur environ 2 Km de longueur. Le haut de plage est caractérisé par une plateforme large de près de 250m (Fig IV-6).

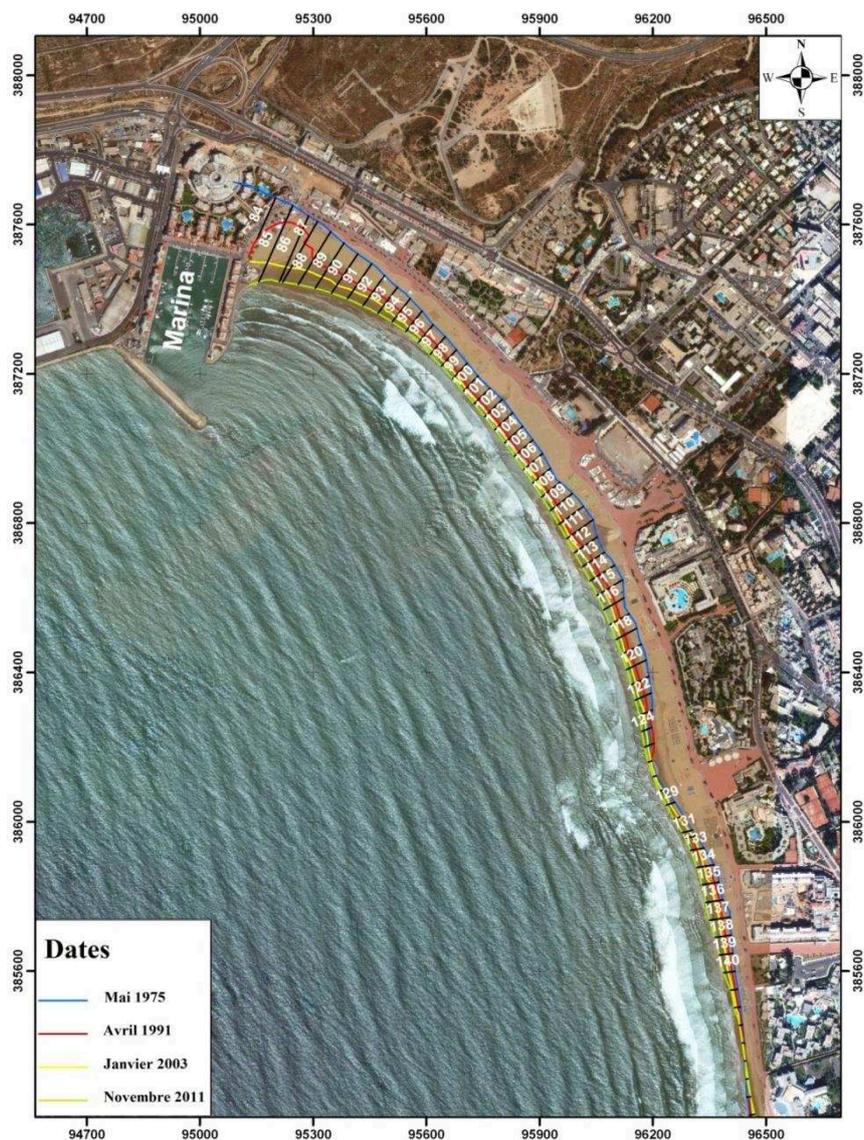


Fig IV- 6 : Evolution du trait de côte le long du secteur 2 (transect 85 à 142) entre 1975 et 2011

L'évolution de la ligne du rivage entre 1975 et 2011 se caractérise par une accrétion quasi-généralisée et qui devient de plus en plus importante en se déplaçant du sud vers le nord (Fig IV-7). 80% des mesures dans ce secteur se situent en dehors de la marge d'erreur qui est de 30 m, alors que 20% des mesures attestent d'une accrétion non significative qui est enregistrée surtout au niveau des transects 123 à 133 et au niveau des transects 139 à 142. Le rivage a avancé en moyenne de 60 m, ce qui correspond à des taux d'avancées supérieurs à 1,66 m/an. L'avancée maximum est enregistrée au niveau des transects adossée à la jetée de la Marina au

nord entre les transects 85 et 89. Ces avancées varient de 133 à 205 m ; elles correspondent à des taux d'avancée de 3,7 à 5,7 m/an.

L'efficacité du brise-lames mis en place en 1968 ne peut pas véritablement être quantifiée entre 1975 et 2011, car les valeurs d'évolution du trait de côte (transects 124 à 129) sont généralement inférieures à la marge d'erreur. Cependant, la présence d'un saillant dans la partie arrière de ce brise-lames (Fig IV-6) montre que cette zone a déjà connu une accumulation durant la période 1963- 1975.

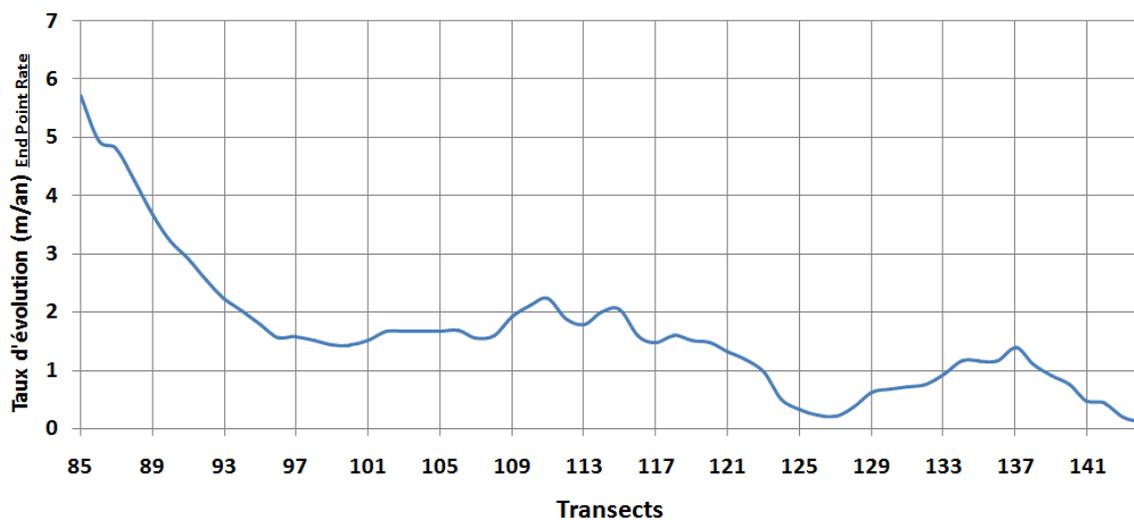


Fig IV- 7 : Evolution du trait de côte au niveau du secteur 2 de 1975 à 2011 calculée à partir de la méthode statistique EPR

#### IV.1.1.3 Secteur 3

Ce secteur est délimité au nord par la partie aval du brise lame édifié en 1963 et au sud par l'embouchure de l'oued Souss. Il s'étend sur environ 4 km de longueur (Fig IV-8). Ce secteur a connu de nombreux aménagements et d'actions anthropiques. Au début des années 1980, dans le cadre du développement du secteur touristique à Agadir, la construction d'une série d'hôtels (RIU, Sofitel, palais des roses, Amadil, Tafoukt, Robinson etc...) a nécessité la destruction quasi-totale du massif dunaire. Il s'ensuit un changement profond de la morphologie de la plage dans cette zone. La plateforme large identifiée dans le secteur 2 a complètement disparu et l' l'estran est beaucoup plus rétréci.

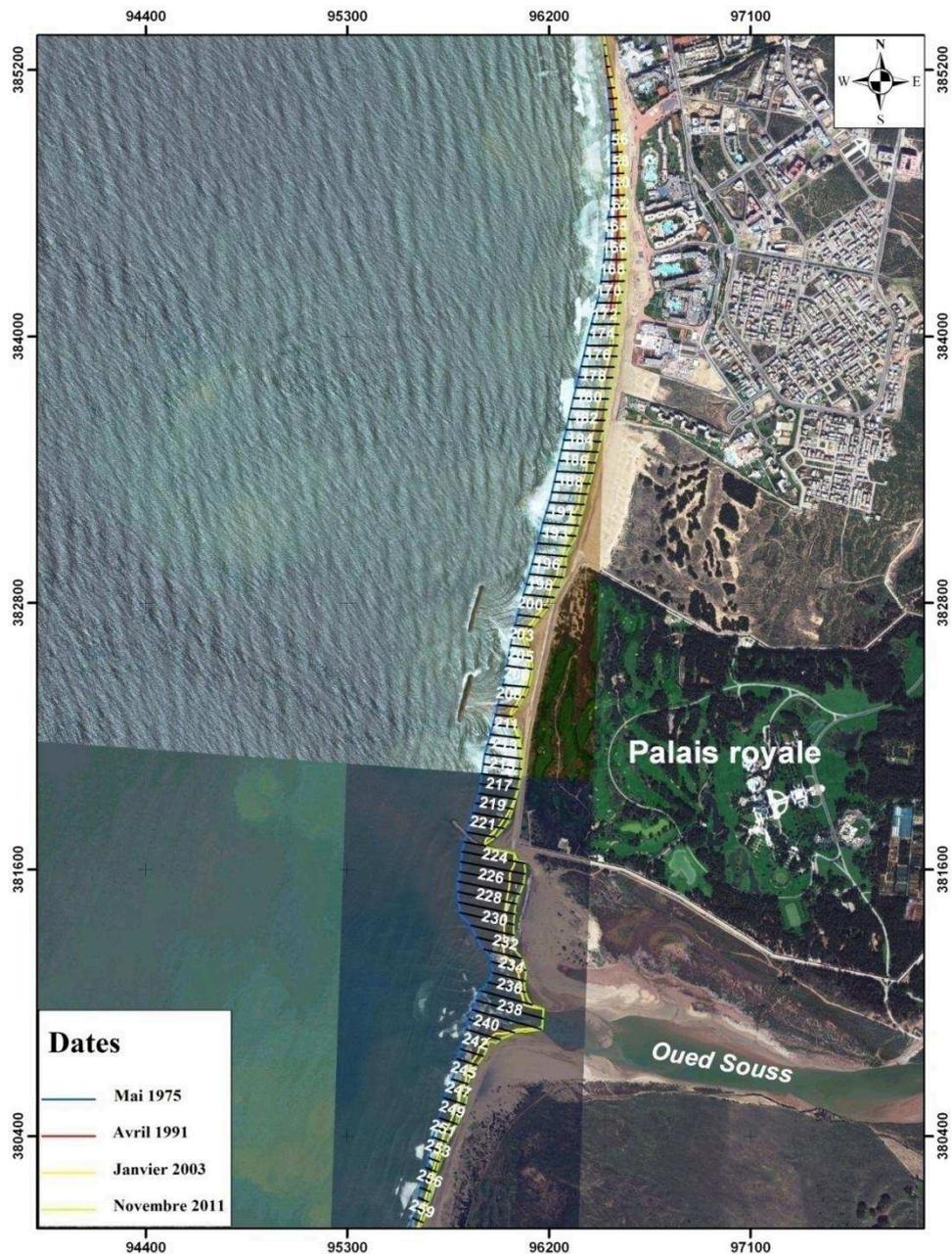


Fig IV- 8 : Evolution du trait de côte le long du secteur 3 (entre les transects 152 et 262), suivie entre 1975 et 2011

Les variations de la ligne du rivage du secteur 3 entre 1975 et 2011 sont analysées à partir de 112 transects établis perpendiculairement à la ligne de côte (Fig IV-8 et IV-9). Les reculs du trait de côte montrent des valeurs importantes comprises entre -27 et -318 m. La concordance des résultats obtenus par les différentes méthodes statistiques montre que cette érosion généralisée à l'ensemble de la zone s'est faite d'une manière régulière dans le temps. Le maximum d'érosion est enregistré dans la partie nord devant la série d'hôtels installée près de

la côte, où le taux de recul est de -2 m/an à -4,2 m/an (transects 162 à 192), ainsi que devant l'embouchure de l'oued Souss où on distingue un taux de recul de -2,8 m/an à -8 m/an (transects 222 à 244). La partie centrale est protégée par deux brises lames de 220 m de longueur chacun et d'un épi. Ces ouvrages de défense ont été mis en place en 1994. Leur efficacité est démontrée par la formation d'un début de tombolo dans la partie arrière des deux brises lames et par une accumulation en amont de l'épi. Cependant, il est difficile de quantifier cette accrétion entre 1991 et 2011 à cause de la non disponibilité de photos aériennes durant cette période.

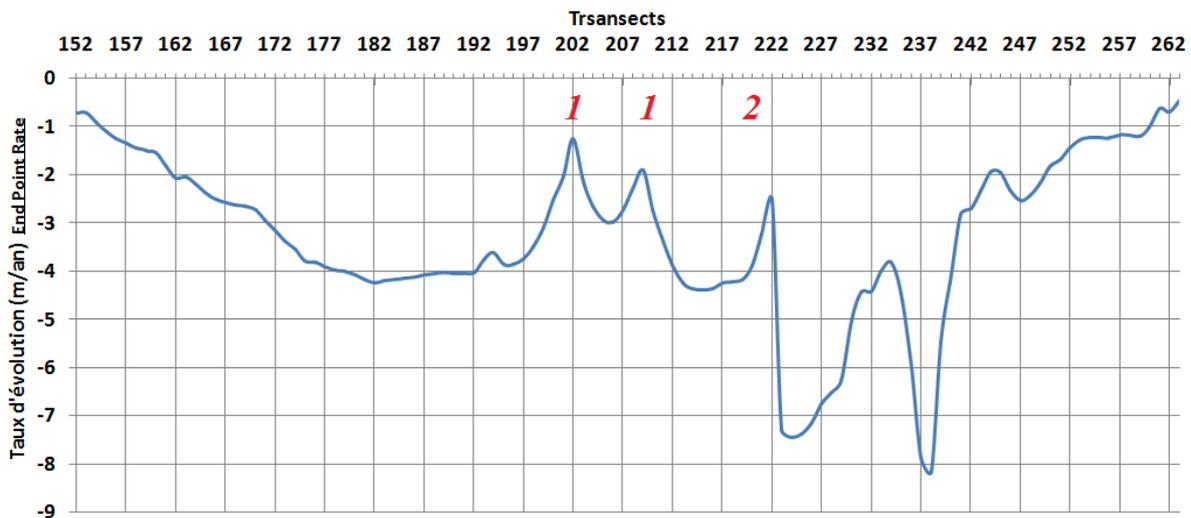


Fig IV- 9 : Evolution du trait de côte au niveau du secteur 3 de 1975 à 2011 calculée à partir de la méthode statistique EPR. (1) Brises-lames et (2) Epi mis en place en 1994.

#### IV.1.2 Analyse diachronique par images satellitaires (1978-2004)

L'analyse de l'évolution du trait de côte à partir des images satellitaires permet de suivre l'évolution du trait de côte sur la période 1978-2004. A l'inverse de l'étude diachronique basée sur les photos aériennes, les deux images satellitaires ont été prises pendant des conditions de marée identiques (Voir Fig. III-3). Les données de la marée pendant les jours où les images ont été prises sont disponibles sur le site du SHOM ([www.shom.fr](http://www.shom.fr)). La marge d'erreur totale qui ne dépasse pas 7 m correspond à une marge d'erreur annuelle de 0,3 m/an. L'évolution globale du trait de côte montre la présence d'un point d'inflexion dans le centre de la baie (Fig IV-10a/b). En conséquence, il a été possible d'identifier trois zones distinctes correspondant aux mêmes secteurs identifiés par l'étude diachronique par photos aériennes.

Le secteur 1 est situé au nord du port d'Agadir, il couvre la totalité de la plage d'Anza. La vitesse d'avancée du trait de côte varie de 2,7 à 7,7 m/an. L'évolution globale montre un taux d'avancée du trait de côte croissant du nord vers le sud, avec un maximum au pied de la digue du port (Fig IV-10a/b).

Le secteur 2 est situé dans l'extrémité nord de la baie d'Agadir (Fig IV-10b). Les changements dans ce secteur sont significatifs avec des valeurs allant de 18,2 à 200 m, avec un taux d'accrétion linéaire compris entre 0,3 et 7,7 m / an. Cette accrétion généralisée montre une tendance croissante vers le nord. La zone située au voisinage du brise lame montre toutefois une stabilité.

Le secteur 3 comprend les deux parties centrale et sud de la baie ; il montre un recul global du trait de côte compris entre 0,3 et 6,7 m/an.. En face du palais royal, les systèmes de défense sont à l'origine d'une accrétion très localisée avec un taux compris entre 0,3 et 2,7 m / an. Plus au sud, les deux rives de l'embouchure de l'oued Souss sont affectées par l'érosion la plus sévère au niveau de la baie d'Agadir (Fig IV-10a/b) avec un recul de plus de 104 m. Le taux de recul tend à s'atténuer rapidement au sud de l'oued Souss.

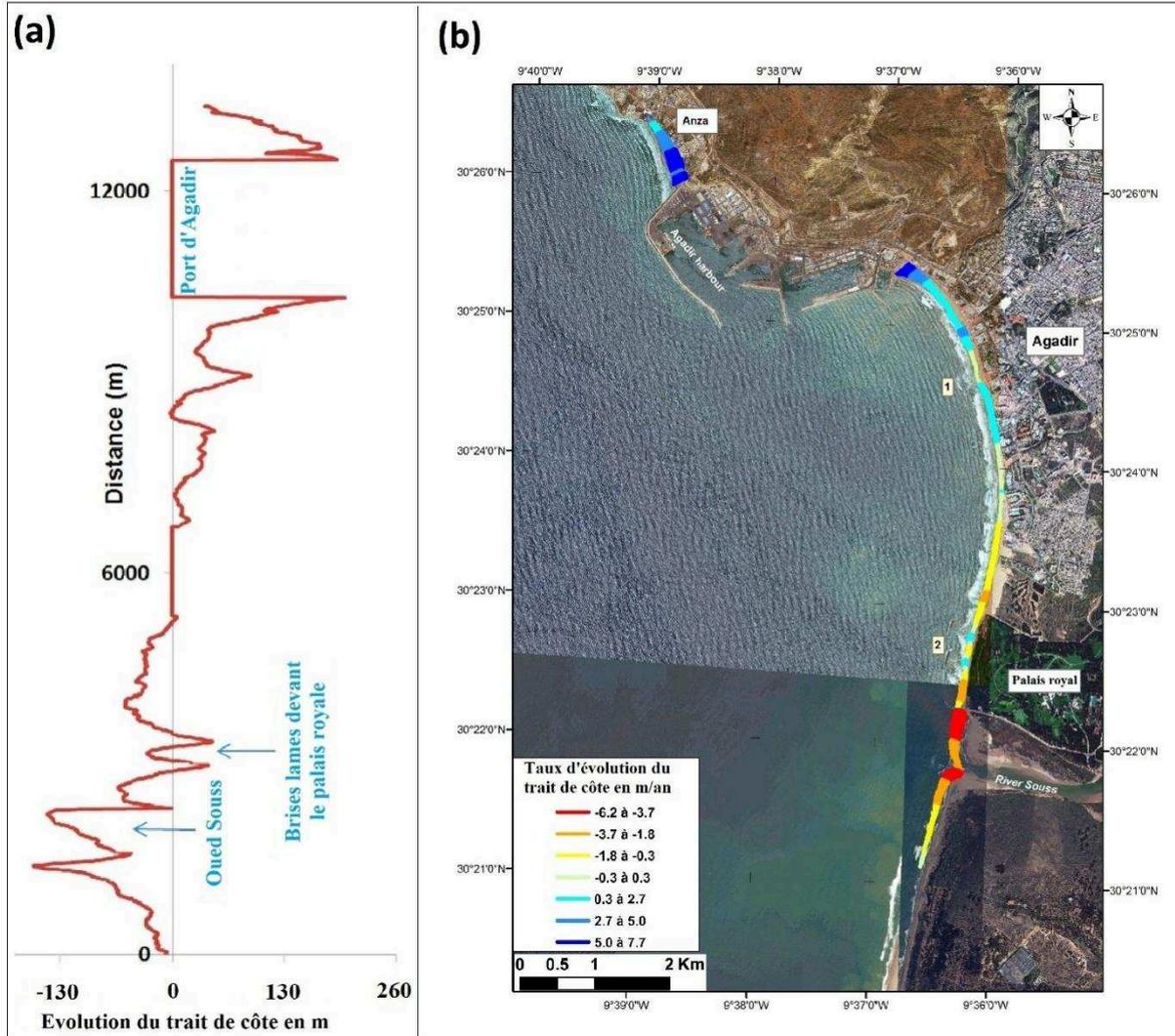


Fig IV- 10 : Evolution du trait de côte entre 1978 et 2004 (a) et taux d'évolution annuel du trait de côte (b). (1) Brise-lames mis en place en 1964, (2) Système de défense formé de deux brises-lames et un épi édifiés en 1994

## IV.2 Evolution bathymétrique

Afin de mieux comprendre la dynamique morfo-sédimentaire générale du site d'étude, nous avons associé l'étude de l'évolution du trait de côte à l'étude de l'évolution morphologique des petits-fonds. Nous disposons des minutes bathymétriques couvrant la totalité du site pour les années 1972, 1993 et 2012. L'une des limites de cette étude est que toutes les données ne sont pas homogènes et ne couvrent pas exactement la même zone. L'analyse de l'évolution des levés bathymétriques permet d'apprécier la variation de la morphologie des petits-fonds au cours du siècle, mais pas les variations à court terme. Les cartes différentielles obtenues à partir des 3 campagnes de données bathymétriques permettent d'observer des zones d'abaissement ou d'exhaussement des petits-fonds. Nous avons en outre réalisé une série de 8

profils bathymétriques transversaux et un profil latéral (Fig IV-11) afin de mieux percevoir les variations liées au mouvement et à la migration des corps sédimentaires présents dans la zone d'étude.

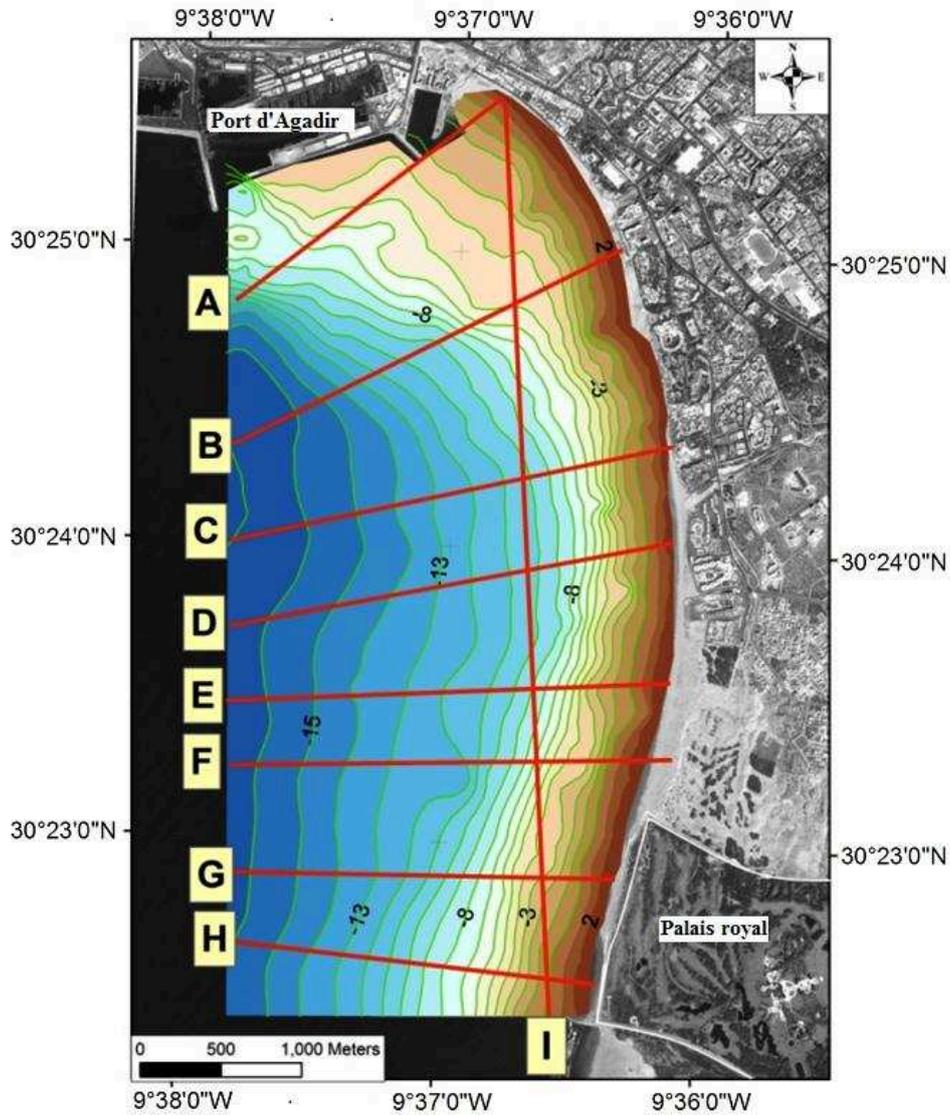


Fig IV- 11 : Localisation des profils bathymétriques

#### IV.2.1 Évolution entre 1972 et 1993

Bien que les deux cartes bathymétriques de 1972 et 1993 (Fig IV-12) ne couvrent pas exactement la même surface, une zone commune à ces deux cartes a permis d'obtenir une carte différentielle des petits-fonds au niveau de la baie d'Agadir (Fig IV-13).

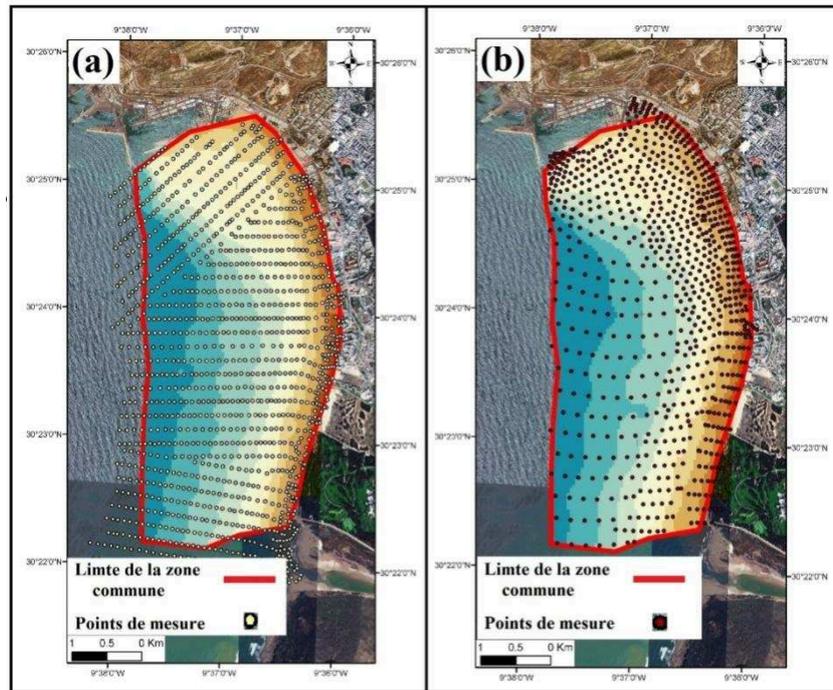


Fig IV- 12 : Cartes bathymétriques de 1972 (a), de 1993 (b) et *Carte différentielle d'évolution* des fonds marins entre 1972 et 1993 (c).

La carte différentielle (Fig.IV-13) montre de nombreuses zones d'abaissement et d'exhaussement plus ou moins importantes des petits-fonds. Nous avons calculé pour chaque campagne, à partir d'une base commune fixée à -17 m/Zh, le volume de sédiments présents dans la zone commune à ces deux campagnes. Les volumes calculés sont de 126,96 millions de m<sup>3</sup> de sédiments pour la campagne de 1972 et de 121,87 millions de m<sup>3</sup> pour la campagne de 1993, soit une perte de 5,091 millions de m<sup>3</sup>, ce qui est équivalent à 4 % du volume calculé en 1972.

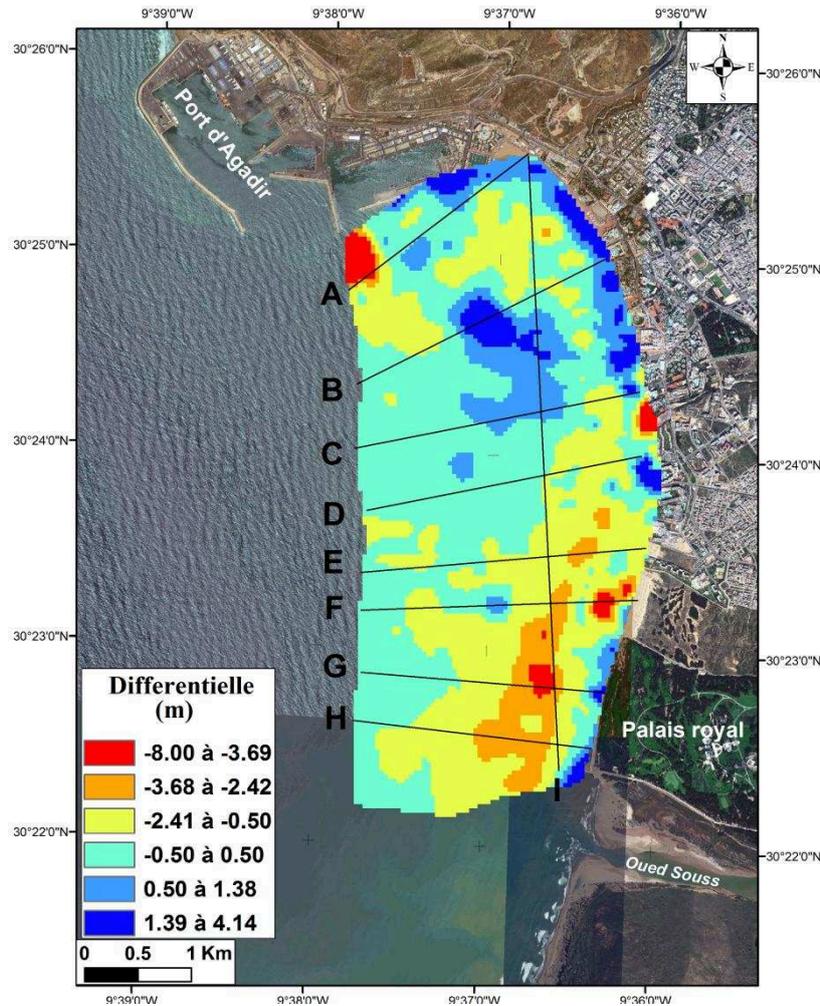


Fig IV- 13 : Carte différentielle d'évolution des fonds marins entre 1972 et 1993

Les exhaussements des fonds sont en général concentrés au nord de la baie et parallèles au trait de côte. En partant du nord, la première zone d'exhaussement est située au sud-est de l'entrée du port de pêche ; elle varie de 0 à 3m et est comprise entre 1000 et 1600 m de la ligne de rivage (Fig.IV-14 et Fig.IV-14-profil B). Cette zone d'exhaussement peut s'expliquer en grande partie par les rejets de dragage de la passe du port de pêche, réalisé entre 1952 et 1972 (LCHF, 1972). La deuxième zone en exhaussement est située au nord de la baie ; elle est parallèle et contiguë à la côte. Elle se caractérise par un exhaussement moyen de l'ordre de 2 m sur l'ensemble des profils A, B et C (Fig IV-14) et se situe entre 0 et 800 m sur le profil A et entre 0 et 150 m sur les profils B et C. L'origine de l'ensemble de ces variations sera élucidée dans les simulations numériques. Concernant les zones d'abaissement des fonds, la première zone en abaissement se situe juste devant l'entrée du port de pêche à une distance comprise entre 1500 et 2000 m visible sur le profil A (Fig IV-13 et IV-14). Cet abaissement varie de 0 à 5 m et correspond à l'ensemble des opérations de dragages réalisées à l'entrée du

port de pêche, entre 1972 et 2012, afin de maintenir la passe à une profondeur d'environ -7,5 m (LPEE-SOGREAH, 1990). La deuxième zone en abaissement est située au sud de la baie d'Agadir ; elle varie de 0 à 4m et est parallèle à la côte, avec une orientation nord/sud (Fig IV-13). Nous pouvons observer cet abaissement sur les profils E, F, G et H (Fig IV-15), avec un maximum enregistré au niveau des profils F et G, et est de l'ordre de 4 m.

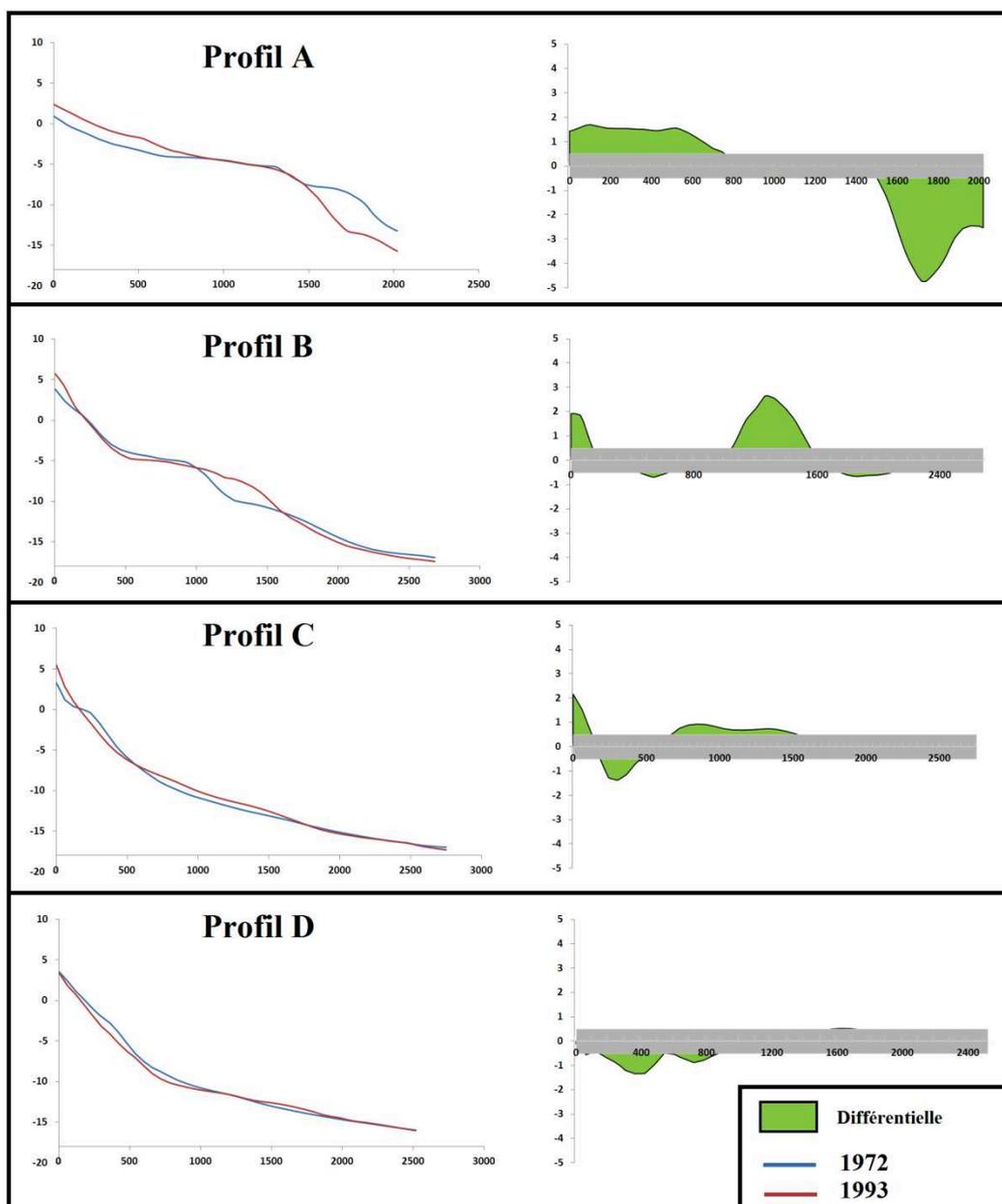


Fig IV- 15 : Profils bathymétriques de 1972 et 1993 (profils A à D)

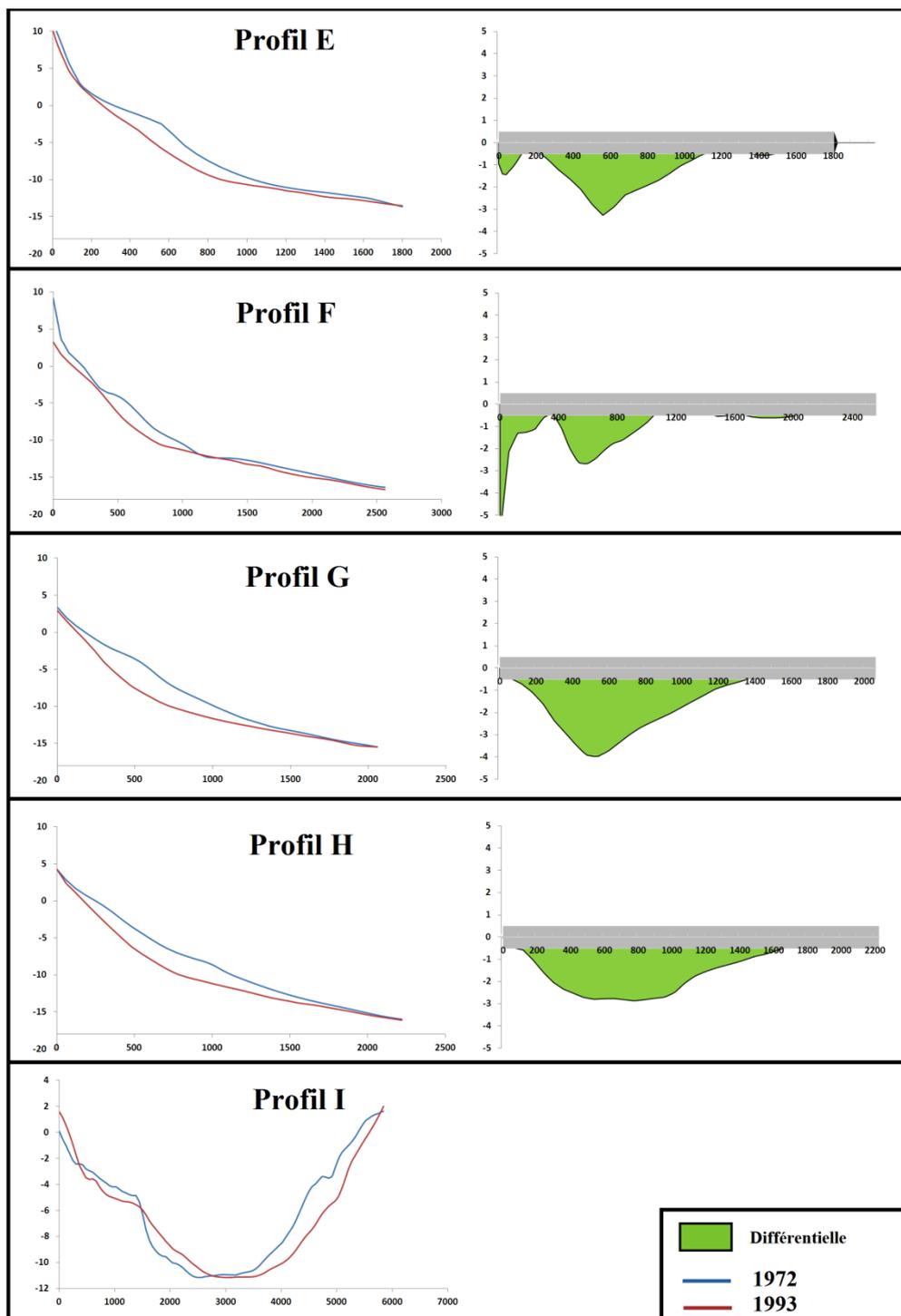


Fig IV- 16 : Profils bathymétriques de 1972 et 1993 (profils E à I)

L'analyse des profils bathymétriques (Fig IV-14 et Fig IV-15) permet de mieux comprendre cette évolution et d'expliquer les variations observées : l'accrétion a prévalu dans la moitié nord de la baie, surtout près du rivage, (Fig IV-14, Profil A) contrairement à la moitié sud, qui a subi une baisse significative (Fig IV-15, Profils E, F, G et H). Cependant, les profils

montrent également d'importantes variations transversales. L'accrétion à l'extrême nord de la zone d'étude correspond à une accumulation de 25705 m<sup>3</sup>/m entre 0 et 900 m du rivage sur le profil A, 1302 m<sup>3</sup>/m entre 0 et 200 m sur le profil B et 687 m<sup>3</sup>/m entre 0 et 180 m sur le profil C. Toutefois les mêmes profils manifestent une érosion qui est de l'ordre de 3847,4 m<sup>3</sup>/m plus au large entre 900 et 2000 m du rivage (Profil A), 4819 m<sup>3</sup>/m entre 200 and 1000 m (Profil B) et 2263,9 m<sup>3</sup>/m entre 180 et 545 m (Profil C). L'érosion plus généralisée dans le secteur sud de la baie sur toute la longueur des profils, surtout entre 200 et 1000 m du rivage, qui montre un abaissement des petits fonds de plus de 4 m entre 1972 et 2012. Cet abaissement correspond à une perte de 19820 m<sup>3</sup>/m de sédiments au profil E, 7695 m<sup>3</sup>/m au profil F, 17033 m<sup>3</sup>/m au profil G et 20944 m<sup>3</sup>/m au profil H.

#### **IV.2.2 Évolution entre 1993 et 2012**

Les cartes bathymétriques de 1993 et 2012 montrent des différences importantes dans la morphologie de l'avant-côte (Fig IV-16 et IV-17). La carte bathymétrique de 1993 est réalisée quatre ans après la mise en place du port de commerce. Par ailleurs, durant la période 1994-1995 deux brises lames et un épi ont été installés devant le palais royal au sud de la baie. Ces aménagements côtiers ont fortement influencés l'hydrodynamisme de la baie. L'analyse de la carte différentielle de l'évolution de la morphologie des petits fonds à l'aide des 9 profils bathymétriques permet de mieux comprendre cette évolution (Fig IV- 17).

Comme pour la période 1972 et 1993, les deux cartes bathymétriques de 1993 et 2012 ne couvrent pas exactement la même surface (Fig IV-16), une zone commune à ces deux cartes a permis d'obtenir une carte différentielle des petits-fonds au niveau de la baie d'Agadir. Le calcul du volume de sédiments présent dans la zone commune aux campagnes bathymétriques de 1993 et 2012 permet d'obtenir plus d'informations sur la variation générale de la morphologie des petits-fonds au cours de cette période. Ce volume a été calculé avec une base commune fixée à -12m/Zh. Pour la campagne de 1993 nous avons un volume de 62,005 millions de m<sup>3</sup> de sédiments et pour 2012 nous avons 68,562 millions de m<sup>3</sup>, soit une perte de 6,55 millions de m<sup>3</sup> équivalant à 10,5 % du volume recensé en 1993.

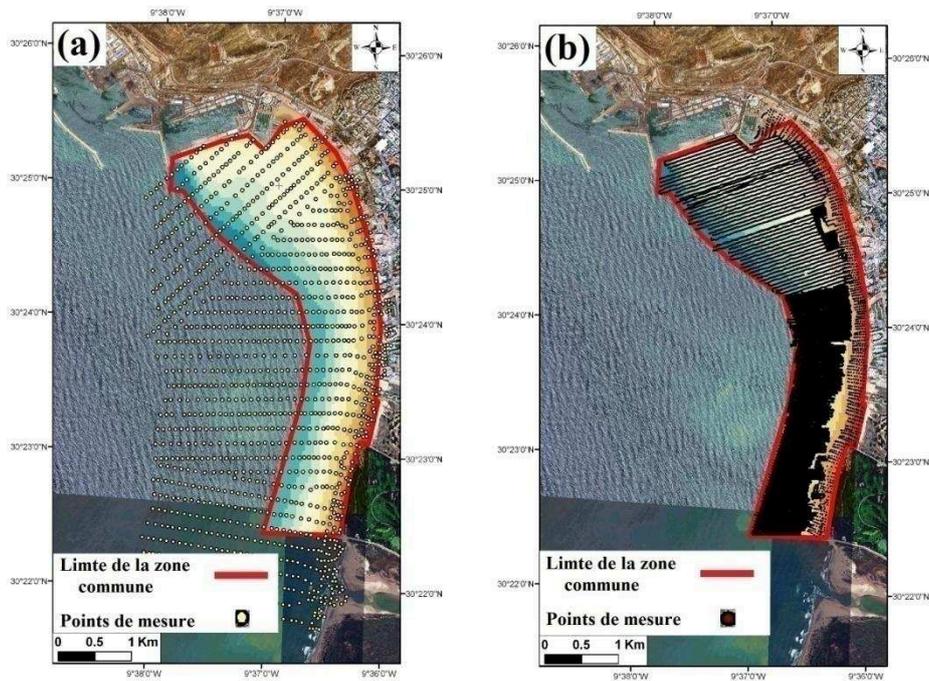


Fig IV- 18 : (a) Carte bathymétriques de 1993, (b) Carte bathymétrique de 2012

Les figures IV-18 et IV-19 représentent la différence d'altitude des profils transversaux extraits des cartes bathymétriques de 1993 et 2012. L'exhaussement le plus important enregistré est situé à l'extrême nord de la baie (Fig IV-17) observable sur le profil A (Fig IV-18) ; cette accumulation peut atteindre 3 m par endroit. Le deuxième exhaussement, le moins important en terme de surface, se situe au centre de la baie (Fig IV-17), il est observable sur le profil C (IV-18) avec une accumulation qui ne dépasse pas 1,5 m. La troisième zone en exhaussement est située au sud de la baie (Fig IV-17) observable sur les profils F entre 400 et 500 m, sur le profil G entre 300 et 700 m et sur le profil H entre 400 et 600 m, avec une surélévation moyenne de l'ordre de 2 m sur l'ensemble des profils (Fig IV-17).

Concernant l'abaissement au cours de cette période deux zones ont pu être délimitées ; une première au nord plus au large et une seconde au sud près de la côte (Fig IV-17). La première zone est visible sur les profils A et B entre 600 et 1500 m avec un abaissement des fonds de 1,5 m environ (Fig IV-17 et Fig IV-18). Le second abaissement dans la partie sud du site est observé sur les profils E et H (Fig IV-17 et Fig IV-19) entre 0 et 300 m, et il est de l'ordre de 2,5m.

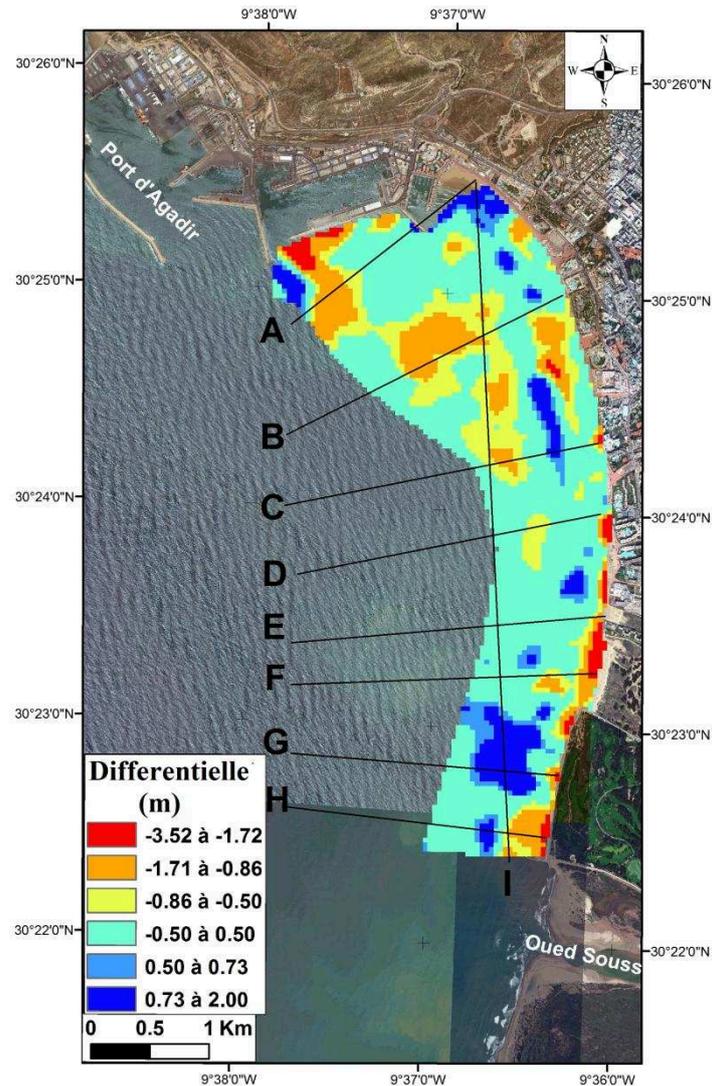


Fig IV- 19 Carte différentielle d'évolution des fonds marins entre 1993 et 2012

L'accrétion au nord de la zone d'étude correspond à une accumulation de  $22364 \text{ m}^3$  par mètre linéaire entre 0 et 900 m du rivage sur le profil A,  $214 \text{ m}^3/\text{m}$  entre 0 et 200 m sur le profil B et  $875 \text{ m}^3/\text{m}$  entre 180 et 545 m sur le profil C. Toutefois les mêmes profils manifestent une érosion de l'ordre de  $8877,3 \text{ m}^3/\text{m}$  plus au large entre 900 et 2000 m du rivage (Profil A),  $5975 \text{ m}^3/\text{m}$  entre 200 and 1000 m (Profil B) et  $2697 \text{ m}^3/\text{m}$  entre 545 et 968m (Profil C). L'érosion est plus généralisée dans le secteur sud de la baie près du rivage, en particulier entre 0 et 200 m qui montre un abaissement de l'ordre de 2,5 m entre 1993 et 2012. Cet abaissement correspond à une perte de  $1412 \text{ m}^3/\text{m}$  de sédiments au profil E,  $915 \text{ m}^3/\text{m}$  au profil F et  $2629 \text{ m}^3/\text{m}$  au profil H. Toutefois ces mêmes profils manifestent une accrétion de l'ordre de  $920 \text{ m}^3/\text{m}$  plus au large entre 200 et 1000 m du rivage (Profil E),  $1186 \text{ m}^3/\text{m}$  (Profil F) et  $3297 \text{ m}^3/\text{m}$  (Profil H).

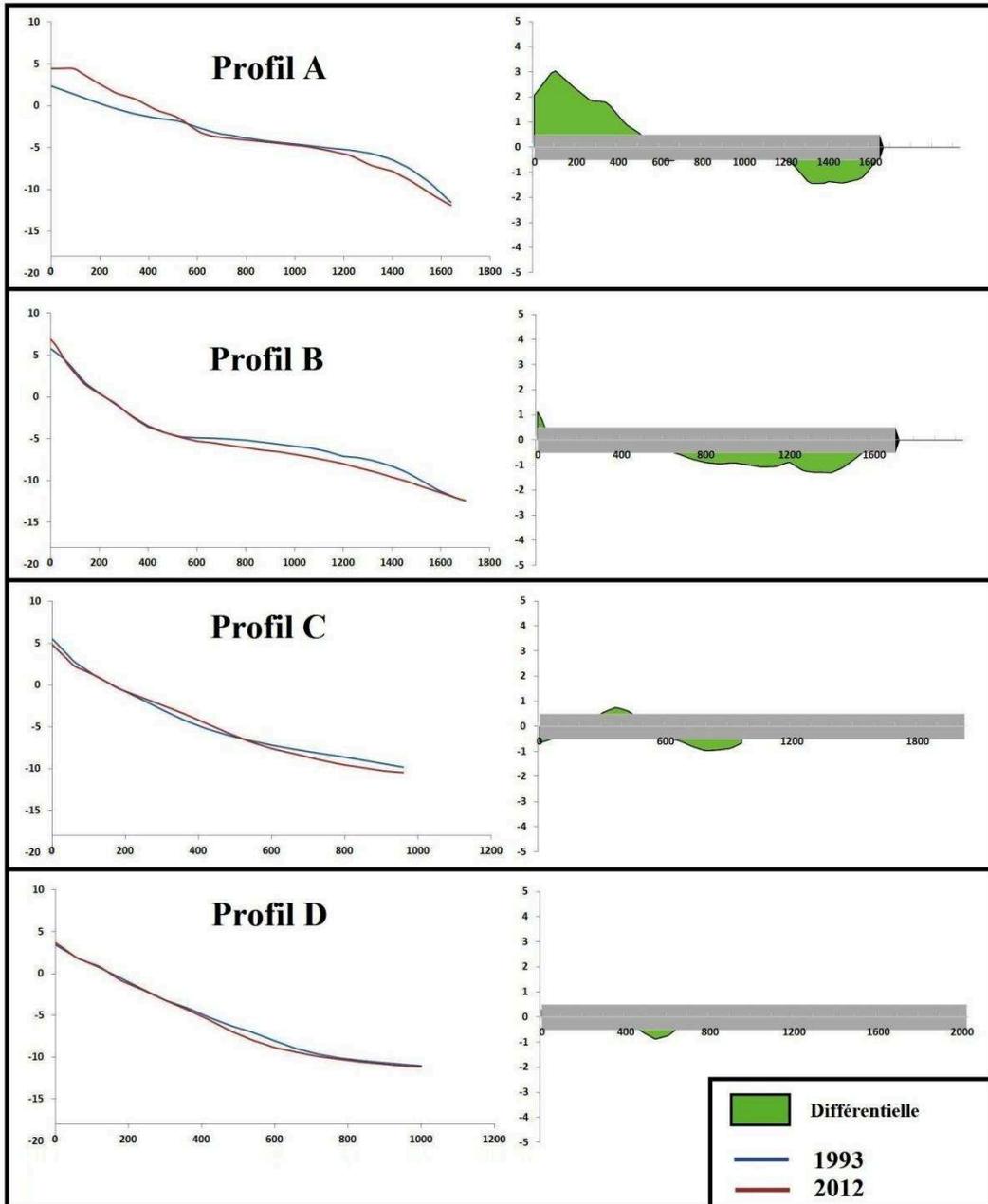


Fig IV- 20 : Profils bathymétriques de A à D (1993-2012)

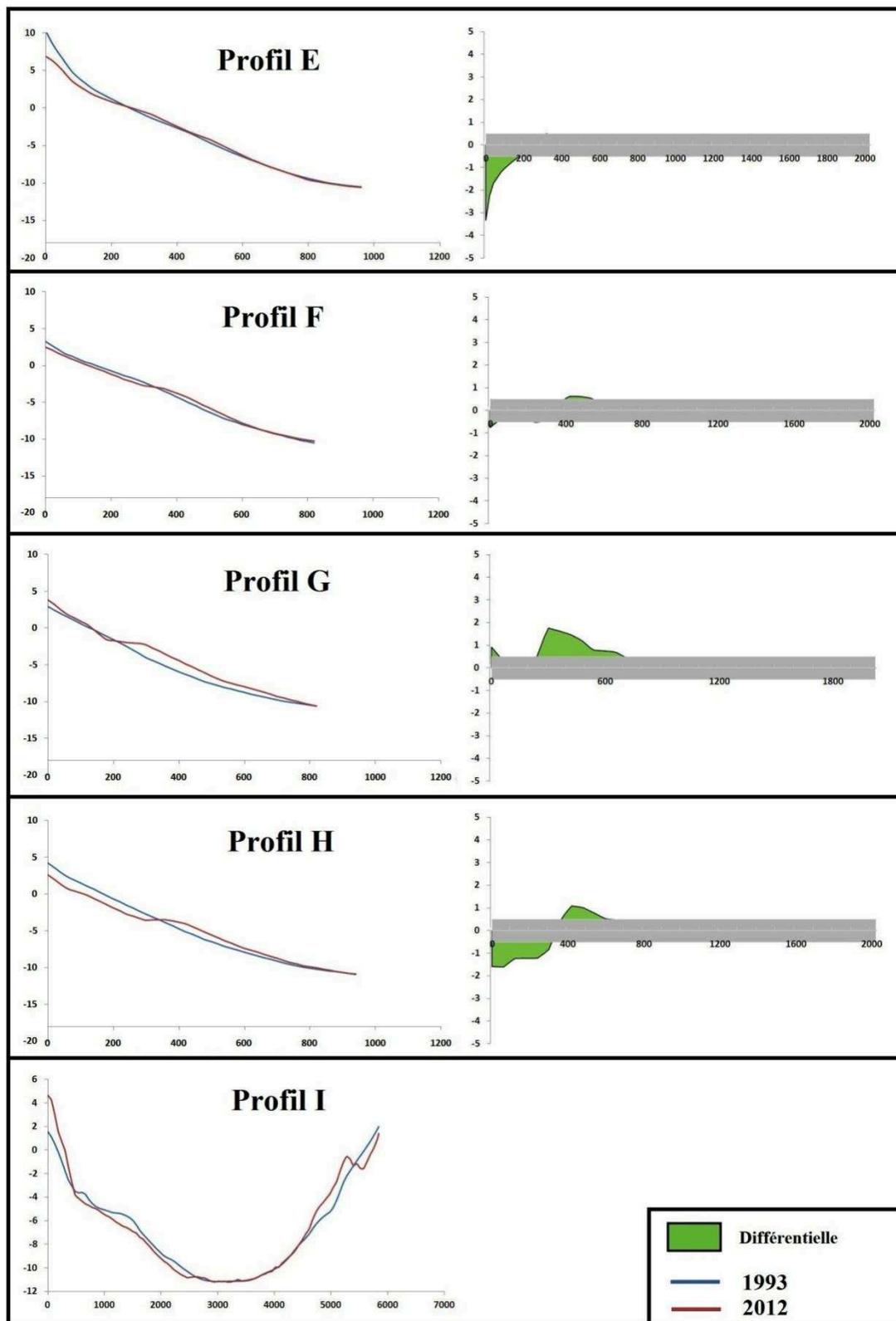


Fig IV- 21 : Profils bathymétriques de E à I (1993-2012)

### IV.3 Synthèse et conclusion

L'étude de l'évolution du trait de côte, basée sur l'analyse diachronique des photos aériennes et des images satellitaires, a permis la quantification du taux d'érosion et d'accrétion linéaire sur une période de 36 ans : la plage d'Anza, située à l'extrême nord de la zone d'étude (secteur 1), s'engraisse avec un taux moyen de 4,6 m/an. Le nord de la baie d'Agadir (Secteur 2) s'engraisse avec un taux moyen de  $1,53 \pm 0,833$  m/an. Le sud de la baie d'Agadir (secteurs 3) subit une érosion linéaire importante avec un taux moyen de -1,7 m/an

Afin de quantifier les variations de volume entre les différentes dates, le calcul des volumes de sédiments présent sur une zone commune aux trois campagnes bathymétriques a été effectué avec une base fixée à -12 m/Zh, qui représente la profondeur de fermeture. Elle correspond à la profondeur jusqu'à laquelle la houle joue un rôle dans le transport sédimentaire (Hallermeier 1981). La comparaison des différentes campagnes bathymétriques dont nous disposons a permis d'obtenir une vision assez générale des phases d'évolution de la morphologie des petits-fonds de la baie d'Agadir. Le volume présent en 1972 est de l'ordre de 65,83 millions de m<sup>3</sup>. En 1993, ce volume a augmenté à 68,56 millions de m<sup>3</sup>. En 2012, ce volume a diminué à 60,01 millions de m<sup>3</sup>. La variation entre 1972 et 1993 correspond à un gain de 4,15 % du volume présent en 1972. La différentielle correspond à un gain de l'ordre de 2,72 millions de m<sup>3</sup>, soit un gain annuel de l'ordre de 130 000 m<sup>3</sup>/an. La variation entre 1993 et 2012 correspond à une perte de 12,47 % du volume présent en 1993. La différentielle correspond à une perte de l'ordre de 8,55 millions de m<sup>3</sup> soit une perte annuelle de l'ordre de 455 000 m<sup>3</sup>/an. Sur l'ensemble de la période 1972-2012, on note une perte de l'ordre de 5,8 millions de m<sup>3</sup> qui correspond à une perte annuelle de l'ordre de 145 000 m<sup>3</sup>/an.

L'analyse du trait de côte et des petits-fonds nous a apporté des indications générales sur la tendance évolutive de la baie d'Agadir. Cette tendance correspond à une évolution classique d'une plage alimentée par une dérive littorale constante et perturbée par des actions anthropiques. Ces actions sont matérialisées principalement par la mise en place des ouvrages transversaux.

Au niveau du secteur 1 qui correspond à la plage d'Anza située au nord du port de commerce, la jetée du port a constitué un obstacle vis-à-vis du transit sédimentaire véhiculé par la dérive littorale. Cette dernière est orientée approximativement nord-sud. Ceci permet d'expliquer

l'accumulation des sédiments au niveau de ce secteur où l'accrétion linéaire augmente tout en se déplaçant vers la jetée du port de commerce. Le secteur 2, situé à l'extrémité nord de la baie d'Agadir, montre une nette tendance à l'engraissement en sédiments qui s'atténue vers le sud. Cette tendance peut être liée à la construction des différents aménagements portuaires dont les jetées représentent des obstacles vis-à-vis de la houle. Cette situation a conduit à la création d'une zone calme au nord de la baie favorisant ainsi le dépôt des sédiments. Ce secteur a subi aussi un rechargement artificiel à plusieurs reprises entre les années 1962 et 1970.

Le secteur 3, correspondant à la partie sud de la baie d'Agadir, elle est le siège d'une érosion accentuée et d'un recul de trait de côte qui commence devant les complexes hôteliers et qui s'intensifie vers le sud. Cependant, le important recul du trait de côte est constaté au niveau de l'embouchure de l'Oued Souss. Il est expliqué en partie par les différents barrages installés sur l'oued et par les travaux d'extraction de sable et de gravier sur le lit du Souss (Ihbach, 2015).

## **CHAPITRE V. CARACTERISATION ET ÉVOLUTION MORPHO- SEDIMENTAIRE DE LA ZONE INTERTIDALE**

L'étude des variations du trait de côte sur une période de 36 ans et des changements bathymétriques sur une période de 40 ans nous a apporté de nombreux renseignements sur l'évolution à long terme de la zone d'étude. Les différentes actions anthropiques, plus particulièrement les extensions du complexe portuaire d'Agadir entre 1953 et 1989, ont fortement affecté la configuration du trait de côte, la morphologie des petits-fonds et la morphologie générale de la zone intertidale de la baie d'Agadir. Cette morphologie varie fortement tout au long de la baie où nous avons pu déterminer différentes zones morphologiques.

Dans l'étude de la variabilité et de l'évolution de la zone intertidale d'une plage, trois échelles temporelle peuvent être prises en considération: i) Le long terme (à l'échelle des dizaines d'année), ii) le moyen terme (à l'échelle des années), iii) et le court terme (à l'échelle des mois ;Muñoz-Pérez et Medina, 2009 ; Larson et al., 1999).

Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à l'étude morpho-sédimentaire du littoral d'Agadir. Le but est de déterminer d'une part les caractéristiques granulométriques et minéralogiques et d'autre part les facteurs qui contrôlent la répartition et la distribution granulométrique et minéralogique des sédiments ainsi que leurs origines.

Dans un second temps, le suivi topographique par des modèles numériques de terrain entre 1972-1993, 1993-2012 et 2012-2015 et par des profils topographiques transversaux entre avril 2013 et mars 2015 vont nous permettre de déterminer : i) l'évolution en 3D de la zone intertidale, ii) l'évolution du trait côte iii) et l'évolution du budget sédimentaire à moyen et à long terme. Ainsi, la comparaison de l'évolution de 9 profils topographiques réalisés entre avril 2013 et mars 2015 avec des profils topo extraits des MNTs réalisés en 1972, 1993 et 2012 permettra de comparer l'évolution à long terme (1972-2012) avec l'évolution à moyen terme (avril 2013-janvier 2015).

L'évolution de la morphologie de la zone intertidale à long et à moyen terme apporte de nombreuses informations. Mais si nous voulons mieux connaître le fonctionnement morphodynamique du site d'étude, il est indispensable de passer à une échelle temporelle plus courte

correspondant à une période de forte énergie (période des tempêtes). Durant les campagnes de mesure que nous avons entrepris au cours de cette étude et dont le but était de cadrer l'évolution à moyen terme de la baie d'Agadir, la côte nord-est atlantique a subi durant les mois de Janvier, Février et Mars 2014 une série de tempêtes qui a affecté le littoral d'Agadir. Suite à cette série de tempêtes, nous avons augmenté la fréquence des campagnes de mesures topographiques pour déterminer l'évolution à court terme de cette baie.

## **V.1 Conditions de la houle durant le suivi**

### **V.1.1 A moyen terme**

La côte d'Agadir est méso-tidale, caractérisée par une marée semi-diurne mais la houle représente le mécanisme principal de forçage hydrodynamique. La hauteur significative de la houle ( $H_s$ ) durant la période de suivi à moyen terme, d'avril 2013 à Janvier 2015, présente un comportement saisonnier, avec deux périodes de tempête (de janvier 2014 à avril 2014 et de novembre 2014 à mars 2015) et deux périodes calmes (d'avril 2013 à décembre 2013 et de mai 2014 à octobre 2014) (Fig V-1). Le pic de la hauteur significative de la houle permet de diviser en deux la période d'étude; une période agitée durant laquelle  $H_s > 4,0$  m ; et une période calme durant laquelle  $H_s < 4,0$  m. La tempête la plus énergique caractérisée par une hauteur significative de 7,1m est enregistrée le 04 mars 2014. La période de pic la plus longue ( $T_p = 21s$ ) est enregistrée le 7 Janvier 2014 et le 11 décembre 2014.

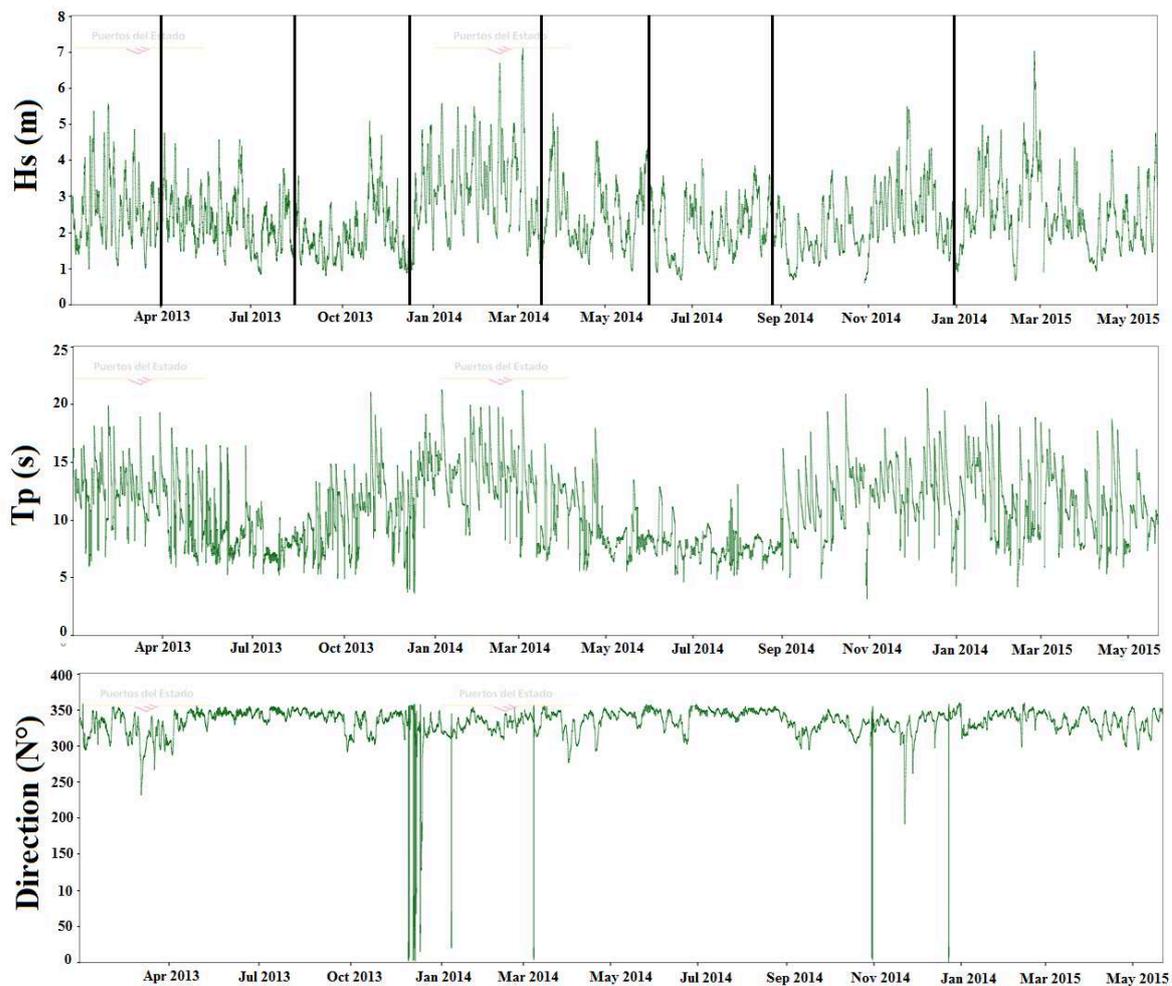


Fig V- 1 : Caractéristiques de la houle (données horaires), au niveau du point de mesure SIMAR 1040022- [www.puertos.es](http://www.puertos.es)-, entre avril 2013 et janvier 2015. Les lignes verticales indiquent les dates de suivi topographique à l'échelle du moyen terme

### V.1.2 A court terme

Les caractéristiques de la houle, au cours de la période de suivi à court terme, sont représentées sur la figure V-2. Au total, 8 tempêtes avec des hauteurs significatives dépassant 4 m ont été enregistrées. Au cours de cette période de suivi, l'une des plus fortes tempêtes de ces 60 dernières années a été enregistrée le 04 mars 2014, avec un niveau de marée haute de 3,5 m/Zh (Par rapport au zéro hydrographique), combinée à une hauteur significative (Hs) de 7,1 m, une période de pic (Tp) de 21s et une direction de 350 N° (Fig V-2b- événement 8).

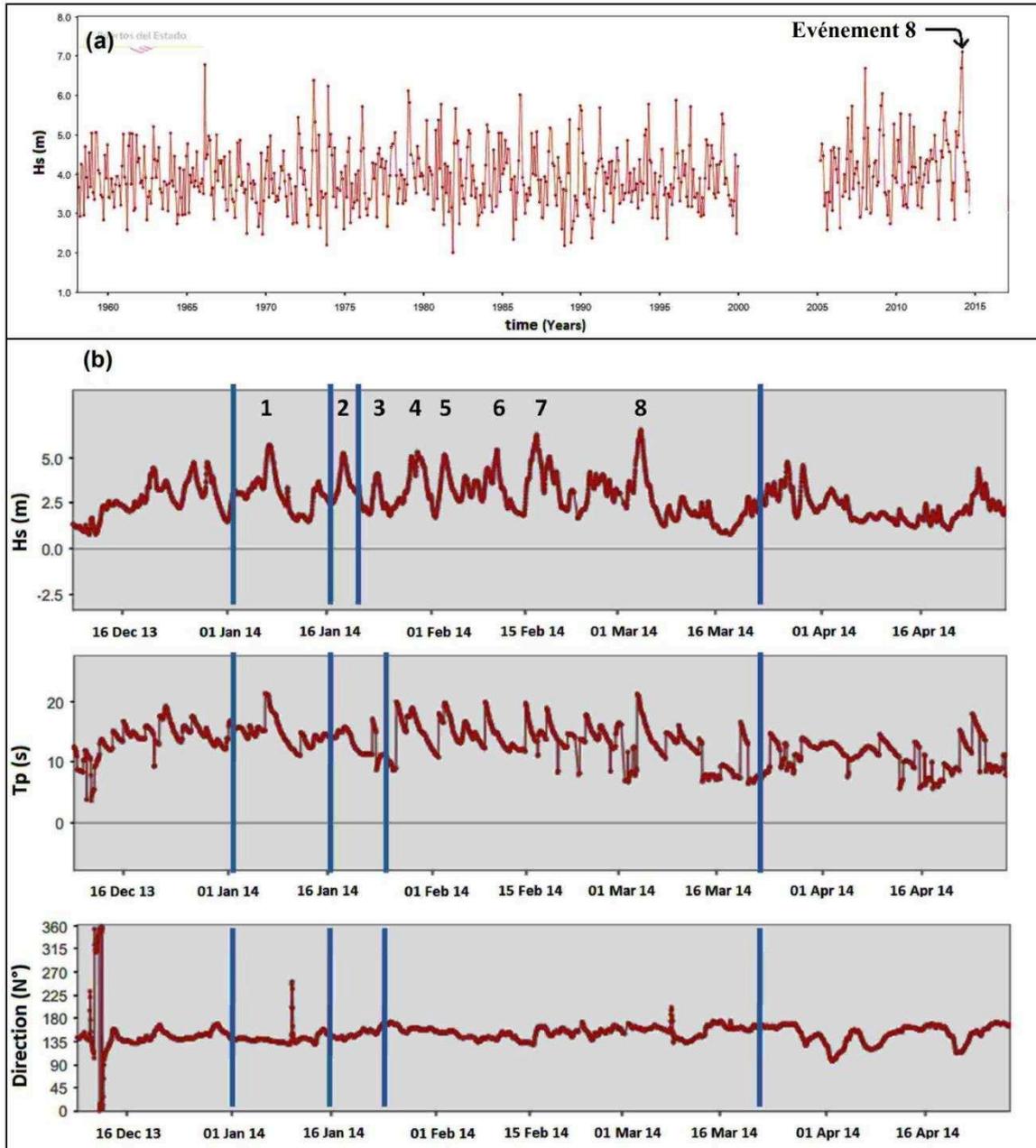


Fig V- 2 : a) Maximum mensuel des hauteurs significatives de la houle enregistrées entre 1960 et 2015, b) caractéristiques de la houle (données horaires), entre Décembre 2013 et Avril 2014. Le point de mesure de la houle est SIMAR 1040022- [www.puertos.es](http://www.puertos.es)-. Les lignes verticales indiquent les dates des suivis topographique à l'échelle du court terme 1

## **V.2 Caractérisation sédimentaire, hydrodynamique et morphologique**

### **V.2.1 Caractérisation sédimentaire**

La morphologie des plages est fortement liée aux sources d'alimentation en sédiments, mais aussi à l'énergie mise en jeu dans leur transport et leur dépôt. Les études sédimentologiques (études granulométriques, minéralogiques...etc.) permettent de déterminer la relation entre les caractéristiques des sédiments (la taille, la nature...etc.) et leurs conditions de sédimentation. Le déplacement des sédiments le long des côtes est essentiellement lié à l'hydrodynamique marine, mais aussi influencé par la granulométrie du sédiment source (Sahu, 1964 ; Folk et Ward, 1957 ; Nordstrom, 1977 ; Pino et Jaramillo, 1992).

L'étude sédimentologique des sables du littoral d'Agadir a été réalisée dans le but de déterminer les caractéristiques granulométriques et minéralogiques du site étudié. L'échantillonnage a été conduit, le long de 19 profils perpendiculaires à la ligne de rivage (3 profils dans la plage d'Anza ,14 dans la baie d'Agadir et 2 au niveau de l'embouchure de l'Oued Souss). Pour chaque profil, quatre prélèvements ont été effectués respectivement au niveau des quatre unités géomorphologiques de la plage, depuis le bas estran jusqu'à l'arrière plage ((1) bas estran, (2) mi-estran, (3) haut estran et (4) arrière plage). Au total 76 échantillons ont été prélevés (Fig V-3).



Fig V- 3 : Localisation des profils d'échantillonnage (2014)

### V.2.1.1 Analyse et évolution spatiale des indices granulométriques

Les résultats obtenus pour les différents indices granulométriques sont présentés sous forme de cartes qui sont réalisées avec le logiciel ArcGis 10, par interpolation des valeurs des échantillons. La carte de la figure V-4 représente la répartition de la taille moyenne des grains au niveau de la baie d'Agadir. Elle montre que les valeurs du grain moyen se situent entre 230 $\mu$ m et 323 $\mu$ m, ce qui correspond à des sables fins à moyens (Folk et Ward 1957). La carte montre une évolution transversale caractérisée par la diminution de la taille moyenne des grains du bas estran vers le haut de plage, à l'exception de la partie extrême nord de la baie adossée à la digue où on constate une inversion de cette tendance. Concernant la distribution longitudinale, la partie sud de la baie présente des sables avec des tailles relativement plus

grossières par rapport au secteur nord. Au niveau de la plage d'Anza (Fig V- 4), l'évolution transversale et longitudinale du grain moyen est identique à celle de la baie d'Agadir ; la taille augmente du nord vers le sud, alors qu'elle diminue du bas estran vers l'arrière plage.

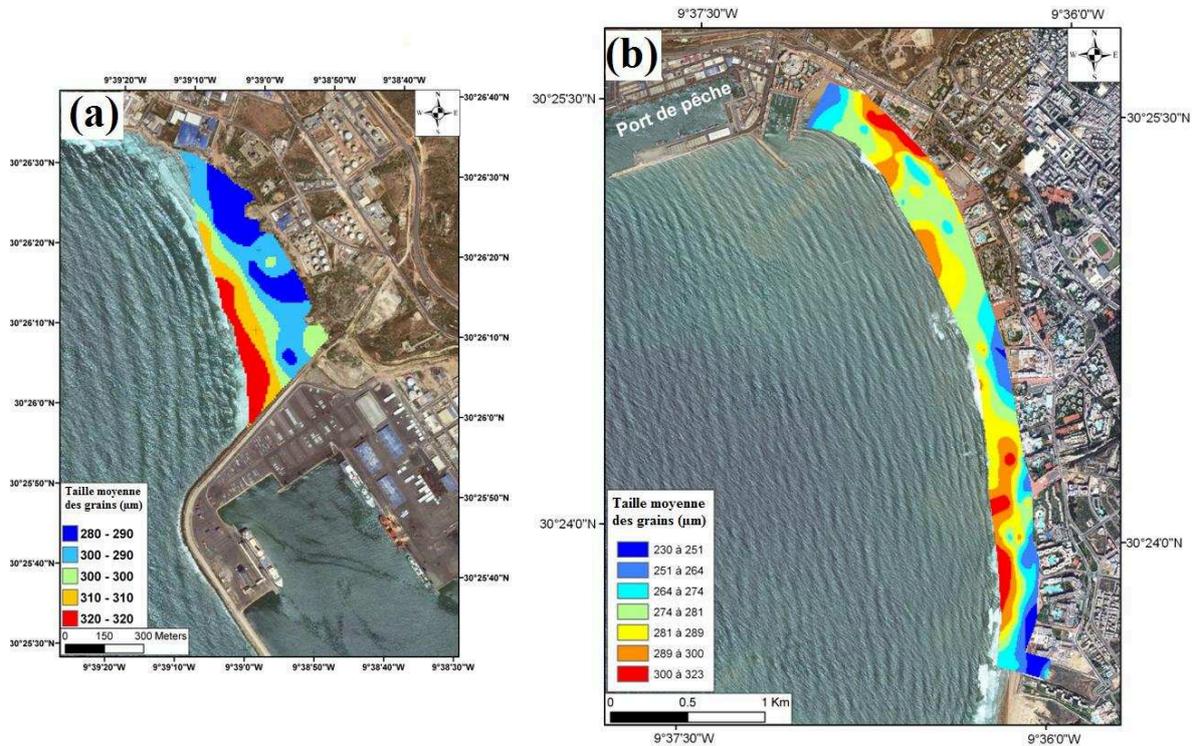


Fig V- 4 : *Distribution de la taille moyenne des grains au niveau de la plage d'Anza (a) et au niveau de la baie d'Agadir (b) (2014)*

La carte de la figure V-5 illustre la variation du coefficient de tri (sorting index) ; elle montre que pour la majorité des échantillons analysés dans la baie d'Agadir, les sables sont bien classés ; les valeurs du sorting index varient entre  $0,4 \text{ } \emptyset$  et  $0,5 \text{ } \emptyset$  (Folk et Ward 1957). Dans la plage d'Anza, les sables sont encore plus uniformes avec un coefficient de triage qui montre très peu de variations ( $0,43$  à  $0,48$ ).

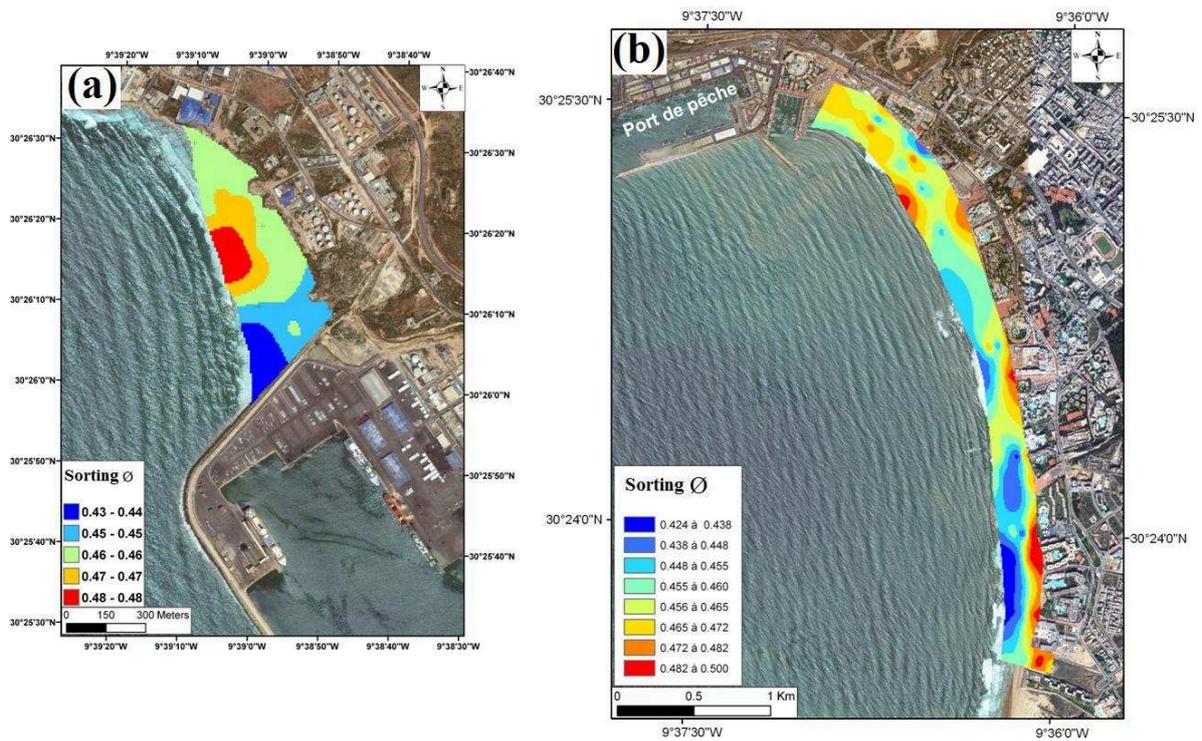


Fig V- 5 : Evolution du coefficient de tri *Sorting index* au niveau de la plage d'Anza (a) et au niveau de la baie d'Agadir (b) (2014)

La distribution du coefficient d'asymétrie dans la baie d'Agadir montre des valeurs variant entre -0,104 à -0,031  $\ Ø$ , ce qui indique que la distribution est presque symétrique. Dans la plage d'Anza le paramètre d'asymétrie varie entre -0,073  $\ Ø$  et -0,005  $\ Ø$ , ce qui confirme encore une fois l'uniformité des sables dans cette plage (Fig V-6).

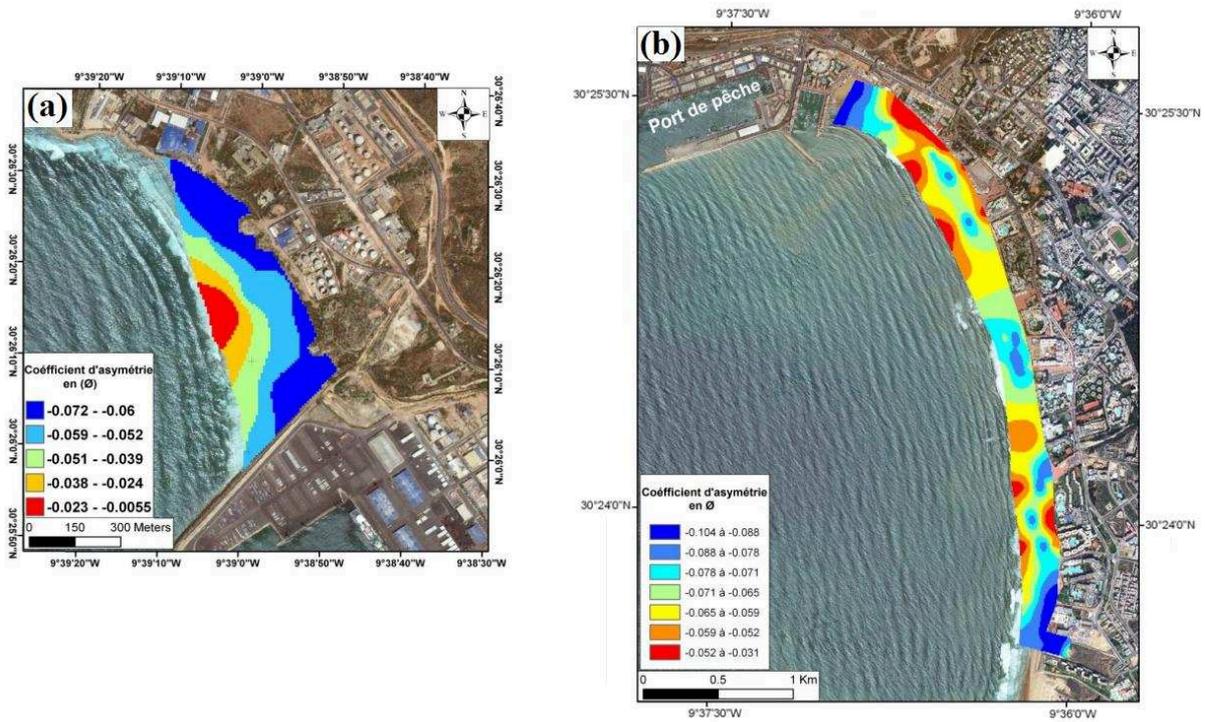


Fig V- 6 : Evolution du coefficient d'asymétrie - *skewness* au niveau de la plage d'Anza (a) et au niveau de la baie d'Agadir (b) (2014)

### V.2.1.2 Evolution spatiale du pourcentage en calcite

Pour les 76 échantillons analysés, le pourcentage de  $\text{CaCO}_3$  est très variable, il est compris entre 31 % et 62 % (Fig V-7). La tendance évolutive est presque identique pour tous les profils de la baie d'Agadir et la plage d'Anza ; en allant du bas estran vers le haut de plage le pourcentage de  $\text{CaCO}_3$  augmente, avec une stabilité de la teneur en calcite entre le bas et le mi-estran et une diminution vers le haut de plage (Fig V-7). Les deux profils représentatifs de l'Oued Souss (Rive gauche et Rive droite) sont les seuls qui présentent une variation transversale inverse avec des pourcentages de calcite généralement faibles (< 20%).

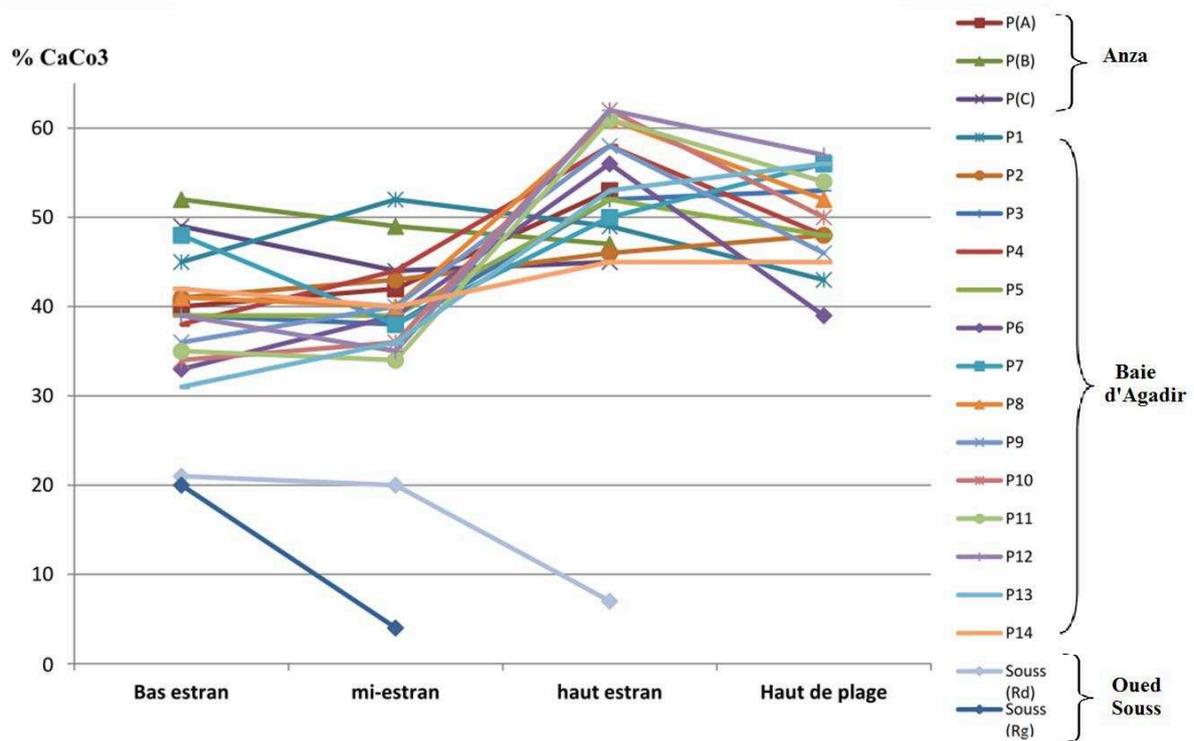


Fig V- 7 : Evolution transversale du % de CaCO<sub>3</sub> le long des différents profils

La figure V-8 (a/b) illustre la variation du pourcentage de la calcite dans la baie d'Agadir et dans la plage d'Anza. Elle dénote clairement la variation transversale mise en évidence dans la Fig V- (7). Cette évolution traduit un enrichissement des sables en fragments de coquilles en allant du bas estran vers le haut de plage. En ce qui concerne la variation longitudinale, le pourcentage de la calcite augmente généralement en allant du nord vers le sud du bas estran aussi bien au niveau de la baie d'Agadir qu'au niveau de la plage d'Anza.

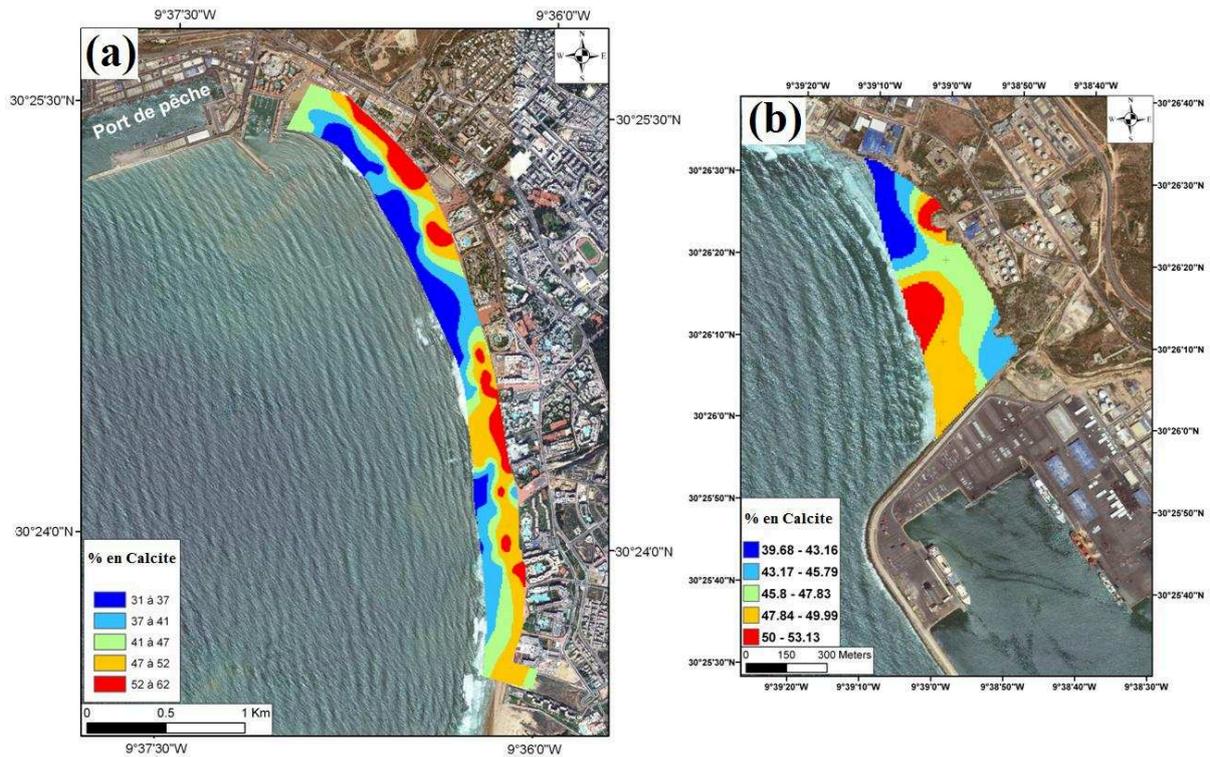


Fig V- 8 : Evolution du pourcentage de calcite au niveau de la baie d'Agadir (a) et au niveau de la plage d'Anza(b) (2012)

### V.2.1.3 Caractérisation microscopique des sables de la zone intertidale

Le but de cette étude est de déterminer les différents composés minéralogiques des sables, d'identifier leur évolution spatiale en tenant compte des différents paramètres influençant cette dynamique, ainsi déterminer les sources possibles de sédiment dans la baie d'Agadir. L'analyse minéralogique des sables a permis de distinguer trois types de composants minéralogiques : i) Les grains de quartz, ii) les grains de calcite (fragments de coquille) et iii) les grains opaques qui comprennent les oxydes de fer et les minéraux ferromagnésiens. La figure V-9 illustre ces trois phases, il met également l'accent sur la variation granulométrique et minéralogique d'un échantillon à un autre.

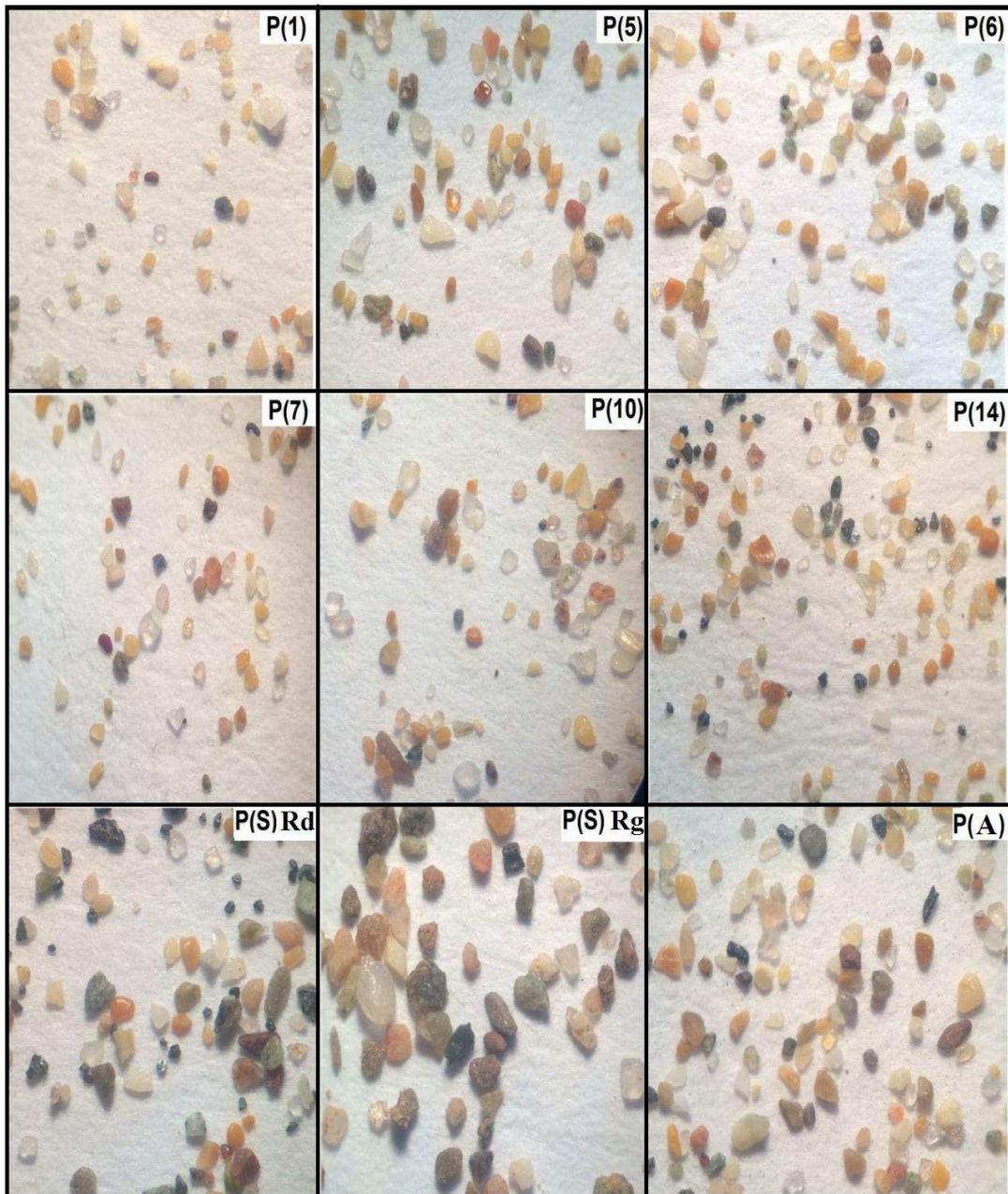


Fig V- 9 : Vue sous loupe binoculaire de quelques échantillons pris en bas estran le long du *secteur d'étude (Grossissement ; x20)*

L'analyse des résultats obtenus permet de constater que les sables de la plage d'Anza présentent les teneurs les plus faibles en minéraux opaques, avec des pourcentages de l'ordre de 3%. Au niveau de la baie d'Agadir, il varie de 9% (au niveau des profils nord) et de 19% (dans le profil 14 situé à l'extrême sud). Les teneurs les plus élevées en grains opaques (49%) des sables sont enregistrées au niveau de l'embouchure de l'Oued Souss qui représente la source principale de ces minéraux vu que ce cours d'eau traverse la chaîne du Haut Atlas et de

l'Anti Atlas. Il véhicule les particules détritiques qui résultent de la désagrégation des roches qui compose le socle paléozoïque et précambrien composé de diverses roches magmatiques et métamorphiques.

## V.2.2 Caractérisation hydrodynamique

La réalisation de 2 campagnes de mesures in situ a permis d'observer les caractéristiques hydrodynamiques sur l'ensemble du site grâce à la disposition le long de la plage des capteurs de pression de type NKE (Fig V-10). Le site étant assez étendu et le nombre de capteurs de pression limité, il n'a pas été possible de couvrir l'ensemble de la zone au cours d'une seule campagne. Durant la première mission, qui a duré deux jours (30/10/2014 et le 31/10/2014), 3 capteurs de pression ont été installés au niveau de la baie d'Agadir (Fig V-10a). Pendant la deuxième mission, qui a duré 3 jours (15/04/2015 au 17/04/2015), 5 capteurs ont été installés ; 3 à Anza et 2 au niveau de la baie d'Agadir (Fig V-10b).

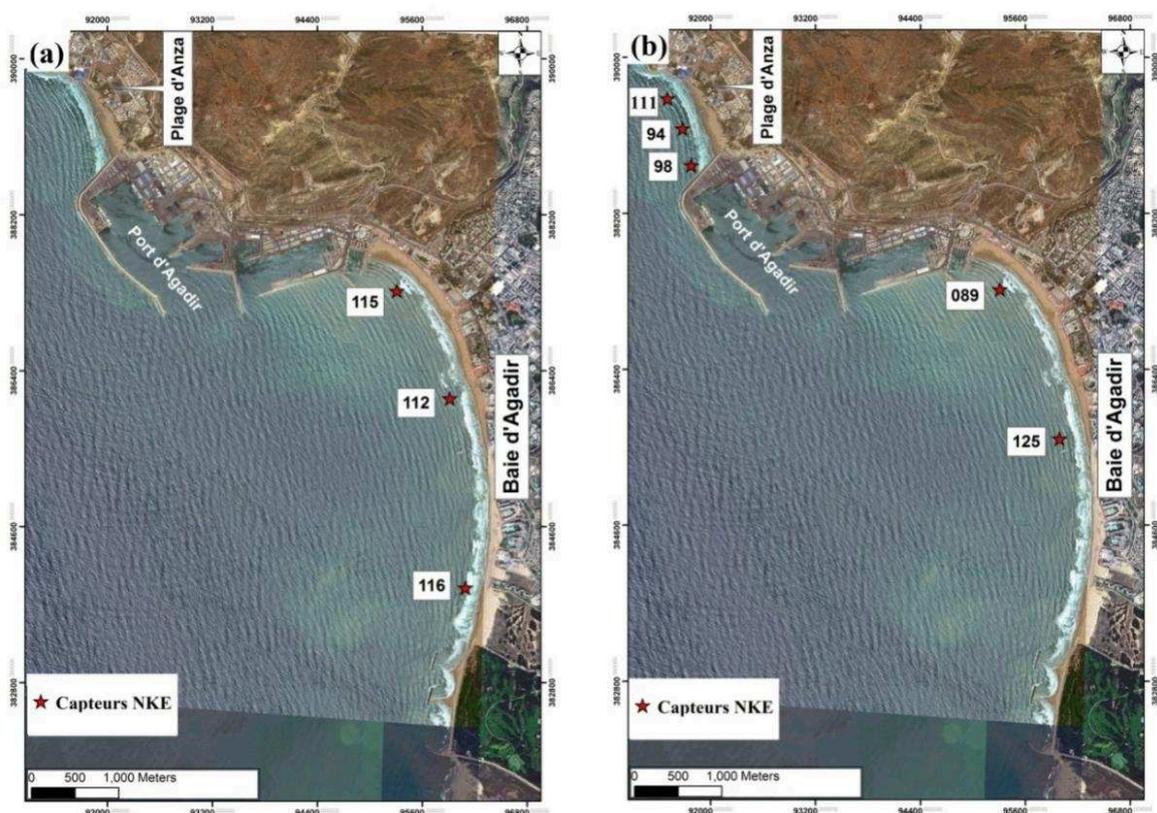


Fig V- 10 : Localisation des différents points de mesures des caractéristiques de la houle lors des 2 campagnes de mesures in situ ; a) mission 1, b) mission 2

### V.2.2.1 Mission 1 (du 30/10/2014 au 31/10/2014)

Les mesures ont été réalisées pendant des coefficients de marée moyens de l'ordre de 55 correspondants à des variations de la tranche d'eau de 0,2 à 1,6 m (Fig V-11).

Les périodes significatives ( $T_s$ ), enregistrées lors de cette mission, sont comprises entre 8 et 15 s (Fig V-11). Les valeurs de  $T_s$  enregistrées au niveau des deux capteurs de pression 112 et 116 situés au sud sont semblables (8 s à 15 s). Les valeurs de  $T_s$  enregistrées au nord, au niveau du capteur 115, sont plus élevées (9 s à 15 s).

En ce qui concerne la hauteur significative de la houle, sur toute la baie les houles arrivent à la côte avec des hauteurs comprises entre 0,18m et 0,36 m (Fig V-11). Au niveau du point de mesure 115 situé au nord de la baie, les hauteurs significatives sont comprises entre 0,18 m et 0,22 m. Au Sud de la baie, les deux capteurs de pression 112 et 116 ont enregistrés des valeurs des hauteurs significatives ( $H_s$ ) presque semblables comprises entre 0,25 m et 0,36 m.

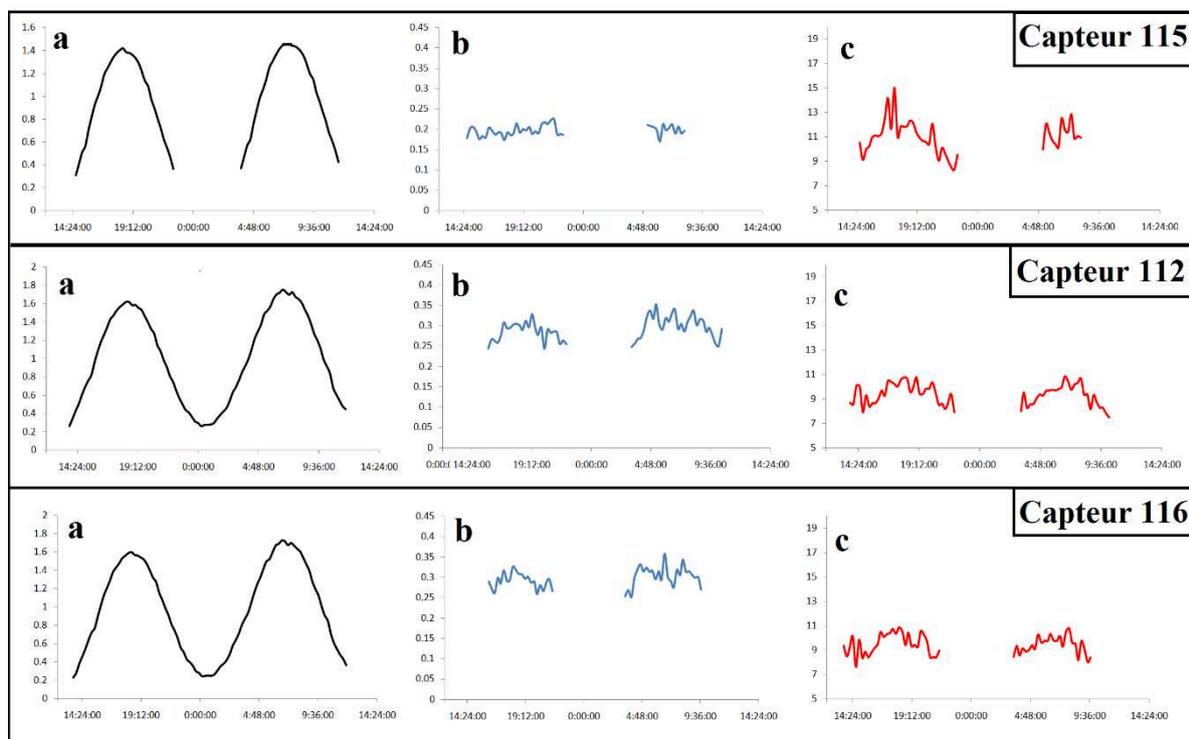


Fig V- 11 : Synthèse des mesures hydrodynamiques des capteurs de pression 115, 112 et 116 ; (a) Niveau d'eau en mètre, (b) hauteur significative de la houle en mètre et (c) période significative en seconde

### V.2.2.2 Deuxième mission (du 15/04/2015 au 17/04/2015)

Au cours de cette mission, les points de mesure concernent aussi bien la baie d'Agadir que plage d'Anza. Les mesures ont été réalisées pendant des coefficients de marée moyens, de l'ordre de 76, correspondant à des variations de tranche d'eau de 1,2 à 3 m (Fig V-12).

Les périodes significatives ( $T_s$ ) enregistrées lors de cet épisode sont comprises entre 5s et 8 s et sont semblables pour la majorité des points d'enregistrement. Concernant les hauteurs significatives ( $H_s$ ), elles sont comprises entre 0,16m et 0,53m (Fig V-12). Au point de mesure 98 situé à Anza, les hauteurs significatives sont comprises entre 0,4m et 0,53 m présentant ainsi les valeurs de  $H_s$  les plus élevées. Au point de mesure 89, situé au nord de la baie, les hauteurs significatives sont comprises entre 0,16m et 0,3m présentant ainsi les valeurs de  $H_s$  les plus faibles. Au Sud de la baie d'Agadir les valeurs des hauteurs significatives ( $H_s$ ) sont comprises entre 0,25m et 0,4m ; ces valeurs sont assez semblables avec celles enregistrées au nord d'Anza (Fig V-12).

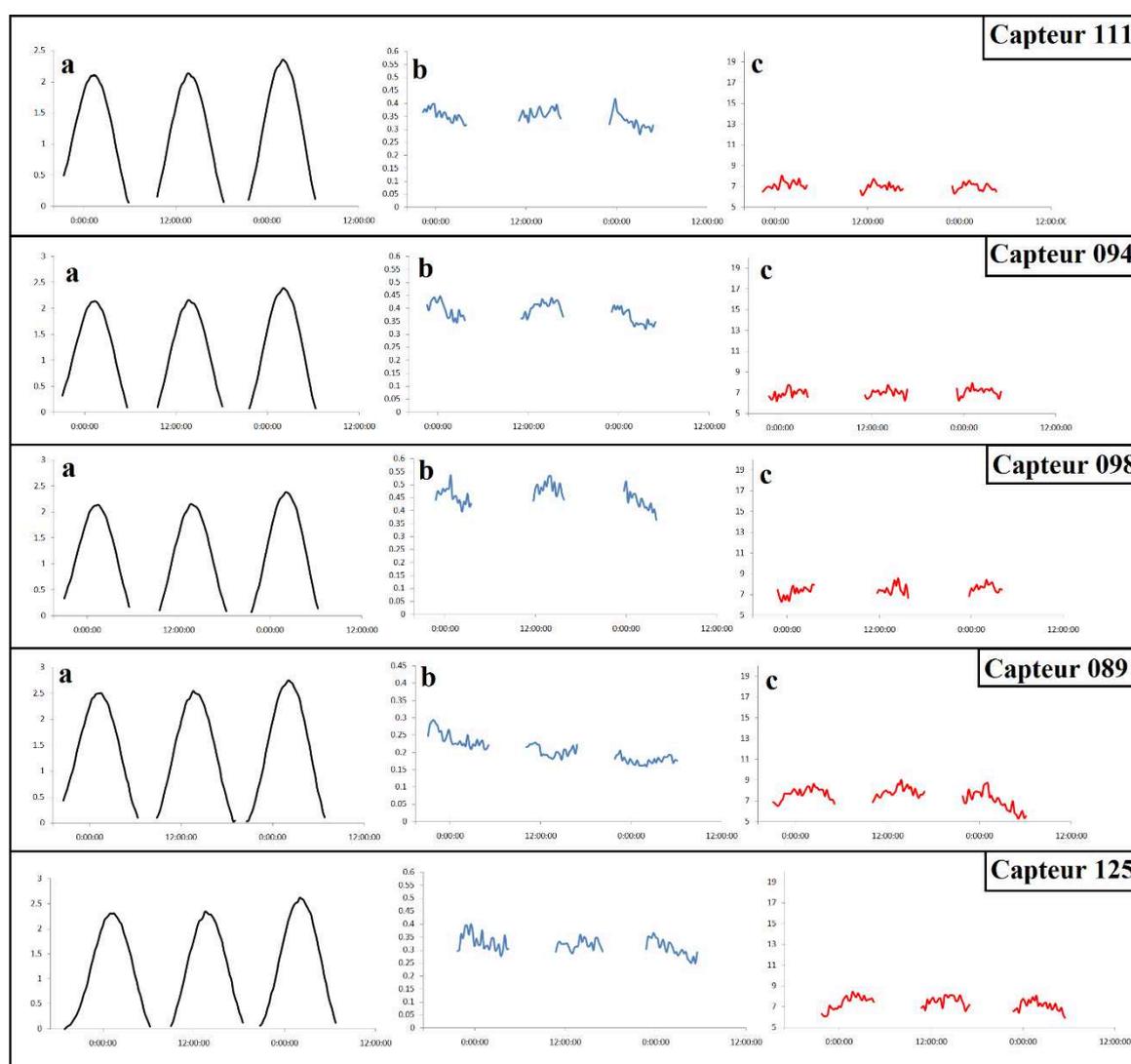


Fig V- 12 : Synthèse des conditions hydrodynamiques des capteurs de pression 111, 094, 098, 089 et 125 ; (a) Niveau d'eau en mètre, (b) hauteur significative de la houle en mètre et (c) période significative en seconde

### V.2.2.3 Interprétation des conditions hydrodynamiques (Mesures in-situ)

A partir des résultats des capteurs de pression, nous avons pu dégager plusieurs informations importantes au niveau du site d'étude en fonction des conditions qui ont prévalu lors des deux missions :

- Au niveau de la baie d'Agadir, on note une diminution de la hauteur significative de la houle en se déplaçant du nord au sud, avec un coefficient d'atténuation d'environ 65%. Cette diminution d'énergie, dans la partie semi abritée (sud du port) résulte des effets des ouvrages de protection du port (digue et musoir). En effet, l'orientation et les dimensions de ces ouvrages entraînent par diffraction une diminution de l'énergie de la houle à la côte.
- Si on compare les données de houle mesurée au large d'Agadir (SIMAR 1040022), avec les mesures in-situ, on note un coefficient d'atténuation de l'ordre de 53 % durant la mission 1 (entre le capteur 116 et la mesure au large) et de l'ordre de 75% durant la mission 2 (entre le capteur 89 et la mesure au large). Cette atténuation de l'énergie de la houle résulte principalement de deux phénomènes ; la réfraction de la houle à marée haute et le déferlement à marée basse.
- Le spectre des vagues permet de décrire l'état de la mer, il représente l'énergie relative des différents trains d'ondes qui composent l'état de la mer. En pratique le spectre contient toutes les informations statistiques liées à la surface. La valeur maximale enregistrée au niveau du spectre correspond au pic d'énergie, il s'agit des vagues les plus visibles. La figure V-13 représente le spectre des vagues enregistré au niveau du capteur 98, situé près de l'enracinement de la jetée du port de commerce. En comparant ce spectre avec le spectre enregistré au niveau de la baie d'Agadir (Fig V-14), on note que ce dernier contient un seul pic d'énergie qui représente le spectre de la houle incidente. Le spectre enregistré par le capteur 98 (Fig V-13) a enregistré plusieurs maximums ; le premier pic représente les vagues incidentes alors que les autres pics, caractérisés par une fréquence de pic plus grande, représentent les différents trains d'ondes réfléchis par la jetée du port de commerce.

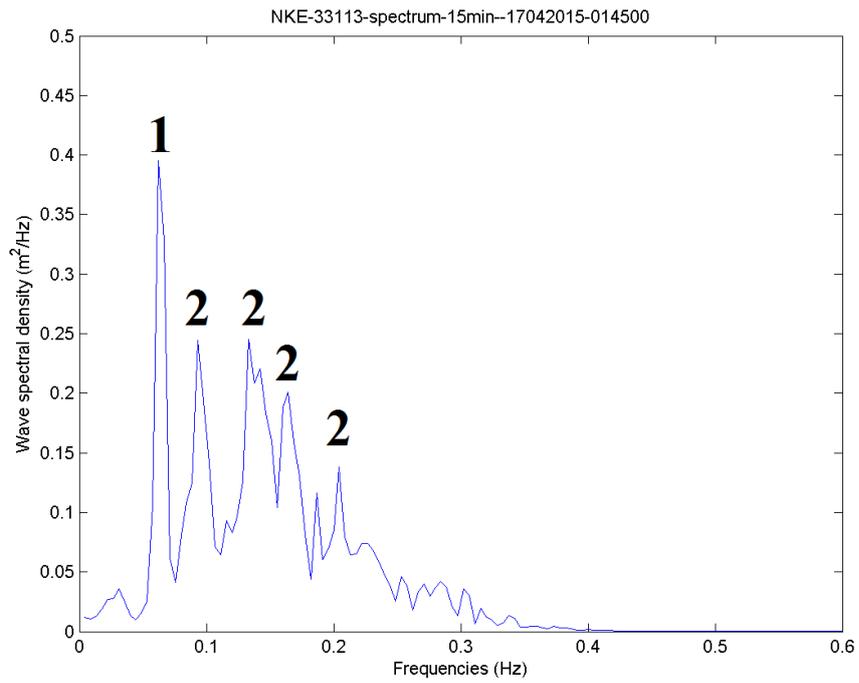


Fig V- 13 : *Spectre de la houle représentant l'état de mer au niveau de la plage d'Anza*  
(Capteur 98)

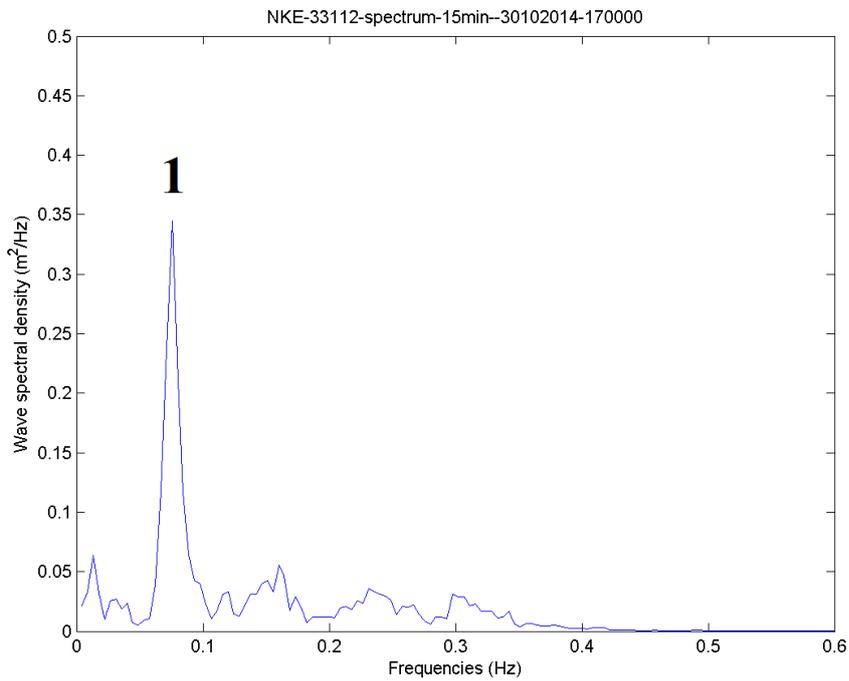


Fig V- 14 : *Spectre de la houle représentant l'état de mer au niveau de la baie Agadir*  
(Capteur 125)

- Le capteur de pression 98 située au sud de la plage Anza, près de l'enracinement de la jetée du port de commerce, a enregistré des valeurs de Hs plus élevées que celles enregistrées au niveau des capteurs 89 et 94 situées au nord de cette même plage. Ce résultat est expliqué principalement par la rencontre de la houle incidente avec la houle réfléchiée, donnant naissance à des amplitudes plus importantes. Cette agitation de la surface est appelée le clapotis (Carry, 1953). Une houle attaquant normalement une paroi verticale s'y réfléchit théoriquement en totalité et crée devant ce mur un clapotis dont l'amplitude peut être alors le double de l'amplitude de la houle incidente (Carry, 1953).

### **V.2.3 Variabilité spatiale de la morphologie de la zone intertidale**

La plage d'Agadir est très étendue, la largeur de l'estran n'est pas homogène sur l'ensemble du site. Nous allons présenter brièvement la morphologie générale de chacun des profils, du nord au sud.

Après avoir analysé les caractéristiques des différents profils topographiques réalisés à l'échelle du moyen terme au niveau de la zone intertidale, 3 zones morphologiques différentes peuvent être distinguées (Fig. V-15).

- Zone morphologique 1 : située au nord de la zone d'étude (Fig V-15), elle est caractérisée en haut de plage par une vaste plateforme large de près de 150 m avec une pente très faible. En s'approchant du mi-estran on observe une rupture de pente bien marquée. Dans cette zone, 4 profils transversaux ont été réalisés (P1 à P4, Fig V-16).
- Zone morphologique 2 : située à l'extrême sud de la zone d'étude (Fig V-15), elle représente une morphologie différente en comparaison avec le nord. La plateforme détectée dans le nord a disparu; la forme de l'estran est beaucoup plus étroite, raide et lisse. Dans cette zone, 4 profils transversaux ont été réalisés de P5 à P8 (Fig V-16).
- Zone morphologique 3 : située dans l'extrême sud de la zone d'étude (Fig. V-15), elle représente ce qui reste du système dunaire de la baie d'Agadir. L'estran est assez lisse et moins raide. Le haut de plage est distinctif avec la présence d'une dune de 12 à 13m/Zh d'altitude.

Les deux premières zones morphologiques 1 et 2 sont marquées par la présence d'une digue promenade en haut de plage, construite en 2012. Dans les années 1980, cette portion de la baie d'Agadir était formée d'une dune massive (12 à 14 m/Zh) et d'une plage à pente douce qui se prolongeait jusqu'à la plage sous-marine.

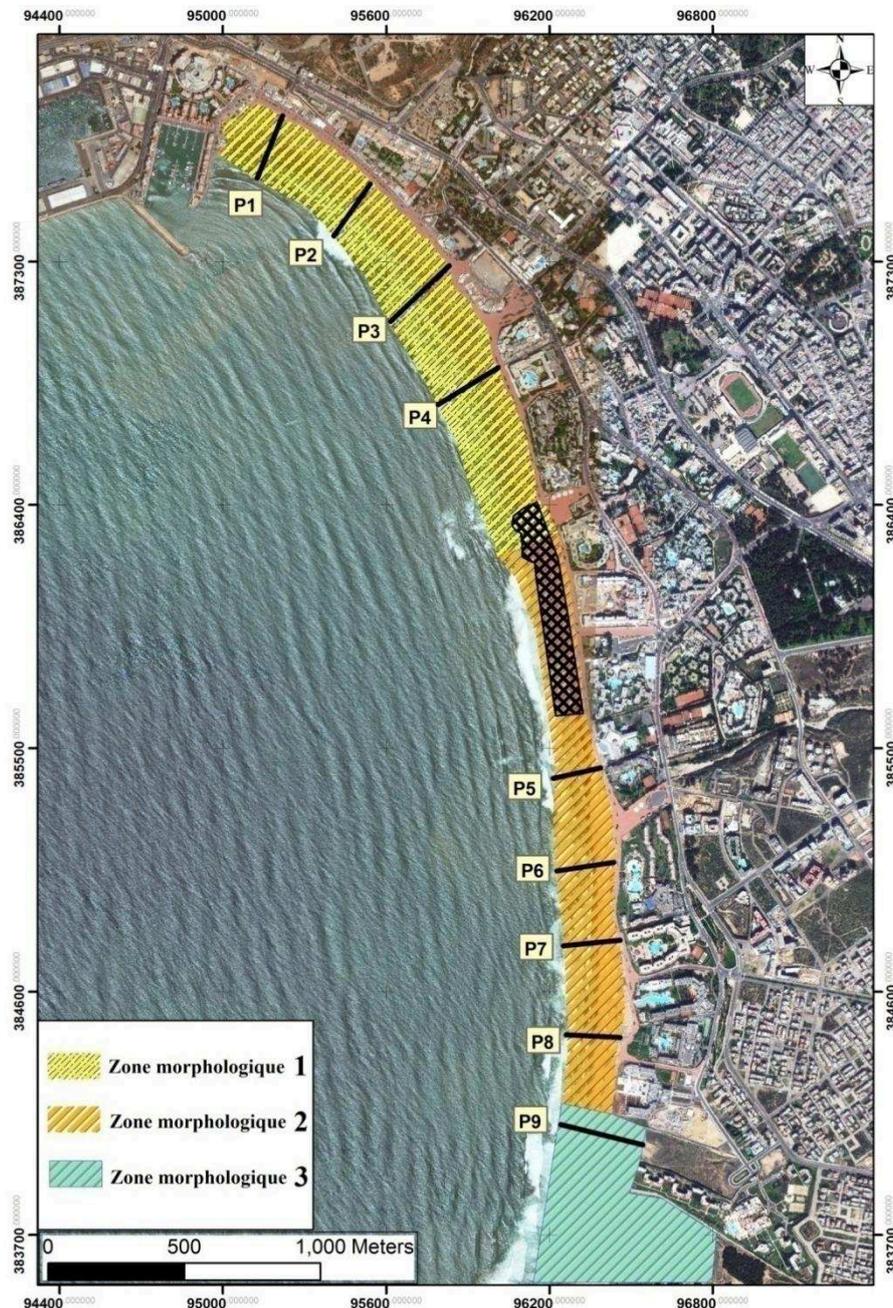


Fig V- 15 : Localisation des profils topographiques et des zones morphologiques de la plage d'Agadir. (Image source: Google Earth)

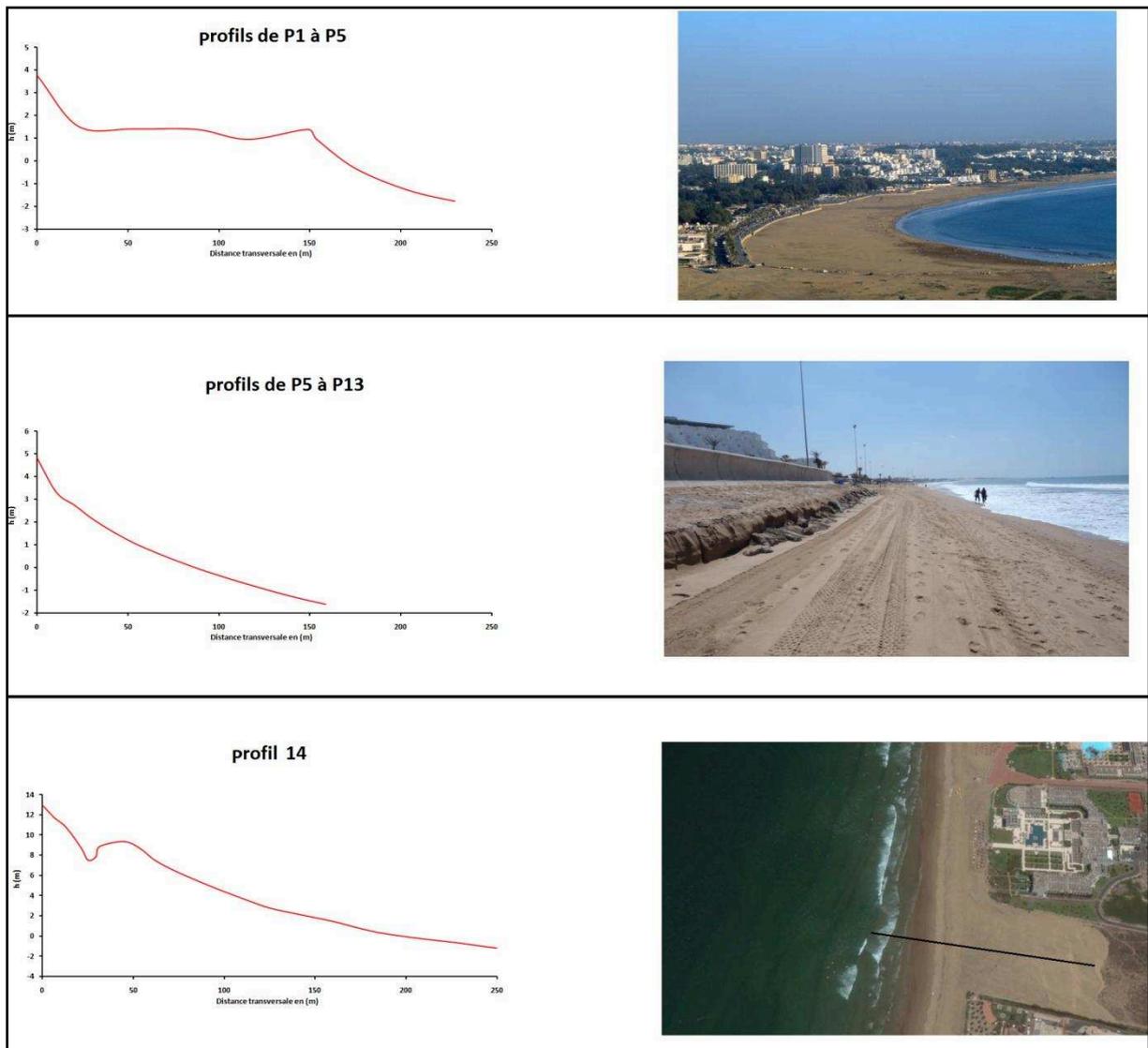


Fig V- 16 : Morphologie des profils représentatifs des zones morphologiques 1, 2 et 3

L'analyse de l'allure des pentes moyennes des différents profils montre une variation longitudinale de la morphologie de l'estran dont la pente augmente du nord au sud ; elle passe de  $0,96^\circ$  à  $2,73^\circ$  (Fig V- 17).

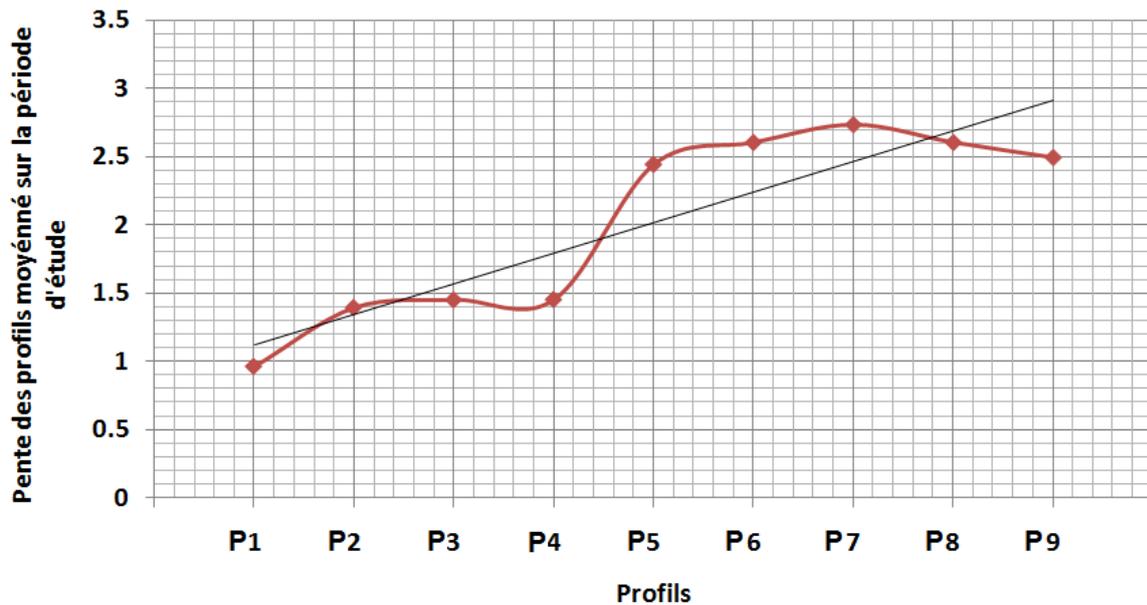


Fig V- 17 : Variation longitudinale de la pente des profils topographiques (P1 à P9)

Le comportement physique d'une plage peut être caractérisé selon le degré de réflexion ou de dissipation de l'énergie des vagues. Wright et Short (1984) proposent un modèle conceptuel de plage comportant six états morphodynamiques : deux typologies extrêmes, la plage réflexive et la plage dissipative et un ensemble d'états intermédiaires. Ce modèle constitue une approche intéressante permettant de visualiser les plages dans un continuum spatio-temporel morphodynamique. Cette approche morphodynamique s'appuie sur un certain nombre d'indices intégrant des paramètres simples synthétisant les caractéristiques sédimentologiques, hydrodynamiques et topographiques des plages (Anthony, 1998).

L'indice le plus couramment utilisé est le nombre d'Iribarren  $\zeta_b$  (Battjes, 1974). Ce paramètre est exprimé par la formule suivante :

$$\zeta_b = \tan \beta / (H_b/L_0)^{0,5}$$

H<sub>b</sub>: hauteur de la houle au déferlement (en m),

L<sub>0</sub>: longueur d'onde de la houle au large (en m),

$\beta$ : pente de la plage (en degrés).

La plage est dite dissipative lorsque  $\zeta_b < 0,4$ , réflexive si  $\zeta_b > 2$  et intermédiaire quand  $0,4 < \zeta_b < 2$  (Fredsoe et Deigaard, 1992).

Le tableau V-1 illustre les paramètres mesurés au niveau de la plage d'Agadir et utilisés pour le calcul le nombre d'Iribarren. La caractérisation morphodynamique des profils appartenant à la zone morphologique 1 fait ressortir un type dissipatif. La caractérisation morphodynamique des profils appartenant à la zone morphologique 2 et 3 (Tab V-1) montre des états intermédiaires (entre dissipative et réflexive, Tab V-1).

Les plages dissipatives ont pour caractéristique de dissiper efficacement l'énergie des vagues. La pente est faible et les vagues déferlent sur une grande distance. Ce type de plage peut être structuré par un système de barres linéaires peu marquées sur lesquelles brisent plusieurs fois les vagues, d'où son caractère dissipatif. Par contre, les plages réflexives ont une morphologie bien différente; la pente de la zone comprise entre la zone de déferlement et le sommet de la zone du swash est très importante ; dans ce cas, l'énergie des vagues n'est pas absorbée mais réfléchiée par le haut de plage. Les plages réflexives sont dépourvues de barres sableuses (Short, 1999).

Tab V- 1 : Données mesurées ou estimées utilisées dans le calcul du nombre d'Iribarren  $\zeta_b$

	<b>Profils</b>	<b>Pente moyenne (<math>\beta</math>)</b>	<b><math>\tan \beta</math></b>	<b>L0</b>	<b>Hb</b>	<b><math>\zeta_b</math></b>	
<b>Zone 1</b>	P1	0,96	0,01676	270	0,8	0,3079	<b>Dissipative</b>
	P2	1,39	0,02428	270	1,3	0,3499	<b>Dissipative</b>
	P3	1,45	0,02527	270	1,6	0,3283	<b>Dissipative</b>
	P4	1,45	0,02530	270	1,7	0,3188	<b>Dissipative</b>
<b>Zone2</b>	P5	2,44	0,04259	270	2,2	0,4718	<b>Intermédiaire</b>
	P6	2,60	0,04539	270	2,2	0,5028	<b>Intermédiaire</b>
	P7	2,73	0,04766	270	2,75	0,4722	<b>Intermédiaire</b>
	P8	2,60	0,04539	270	2,8	0,4457	<b>Intermédiaire</b>
<b>Zone3</b>	P9	2,49	0,04346	270	2,92	0,4179	<b>Intermédiaire</b>

## V.2.4 Evolution à long terme de la zone intertidale

### V.2.4.1 Evolution du budget sédimentaire

La détermination du budget sédimentaire de la zone intertidale de la baie d'Agadir à long terme est réalisée à partir de trois missions de levés topographiques (1972, 1993 et 2012),

entre le port de plaisance (Marina) et l'embouchure de l'oued Souss, réalisées par Le LPEE, à l'aide d'une station totale -Leica TC 600- et un DGPS différentiel -Trimble R8-. On a condensé les données (x,y,z) afin d'avoir des modèles numériques de terrain (Voir chapitre III).

En superposant les modèles numériques de terrain (MNTs) des différents levés, nous avons pu identifier les zones d'érosion et d'accrétion. Les différentiels des modèles numériques de terrain entre 1972-1993 et 1993-2012 sont illustrés dans la figure V-18 a/b.

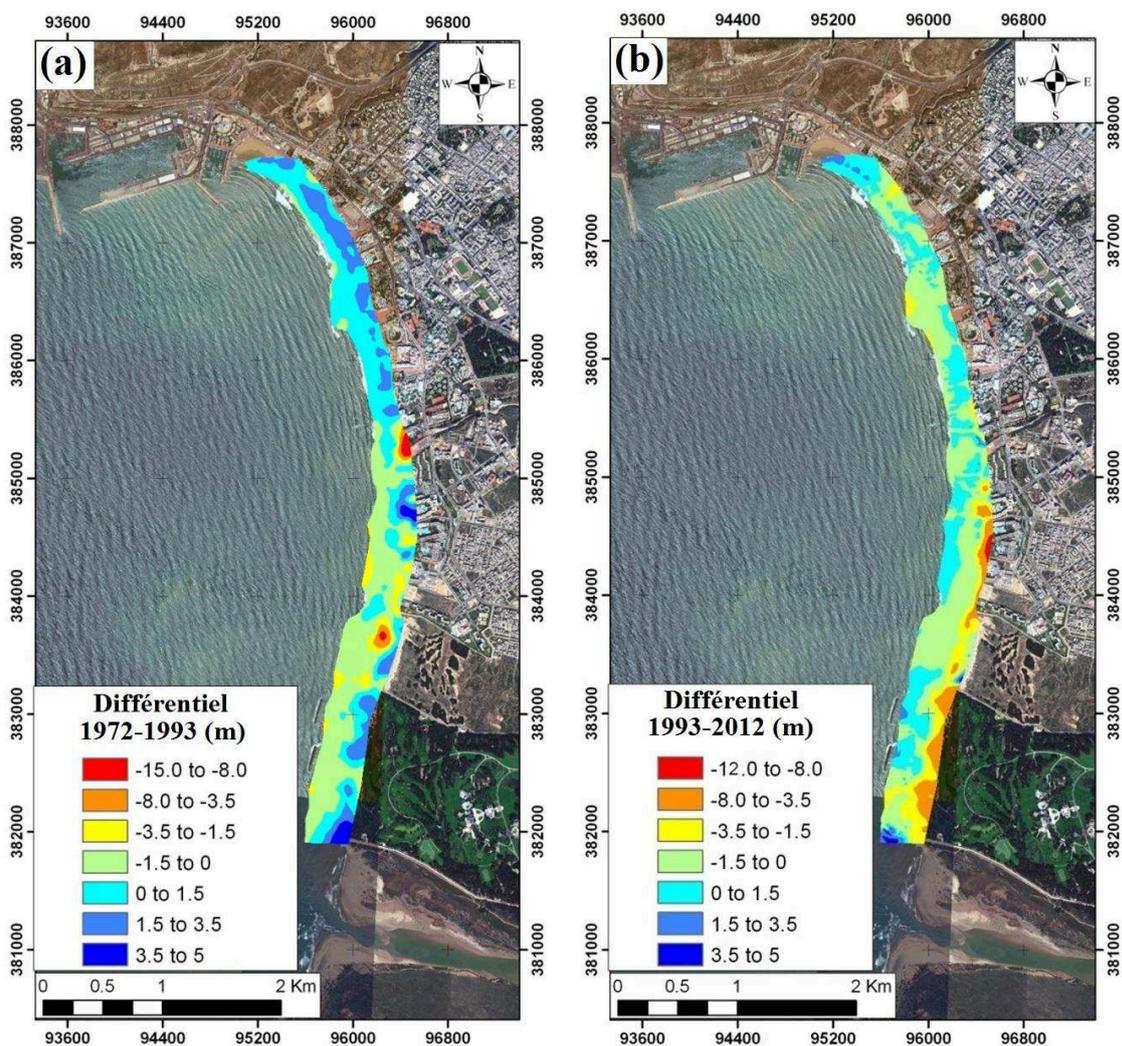


Fig V- 18 : Cartes des différentiels des modèles numériques de terrain de la zone intertidale de la baie d'Agadir ; (a) 1972-1993, (b) 1993-2012

Sur les deux cartes, on note que la moitié nord de la plage d'Agadir est largement dominée par l'accrétion, alors que la moitié sud témoigne clairement de l'érosion avec un abaissement significatif de la zone intertidale. Le budget sédimentaire global calculé entre les deux MNTs, de 1972 et 1993, montre un gain net d'environ  $139467 \text{ m}^3$  correspondant à un gain annuel de  $6641 \text{ m}^3/\text{an}$ , tandis que le budget sédimentaire global calculé entre 1993 et 2012 montre une perte en sédiments d'environ  $1658735 \text{ m}^3$  correspondant à un déficit annuel de  $87302 \text{ m}^3/\text{an}$ . L'origine de l'ensemble de ces variations sera élucidée dans les simulations numériques.

#### **V.2.4.2 Evolution du trait de côte (Isobathe : +3,5m/Zh)**

Dans la littérature différents termes sont employés dans la cartographie précise de l'évolution du trait de côte (Pajak et Leatherman 2002 ). La laisse de la pleine mer moyenne (MPM) a été considérée par plusieurs auteurs comme l'indicateur le plus apte pour déterminer l'évolution du trait de côte (Pajak et Leatherman 2002 ; Crowell et al., 1991). D'une autre façon, la MPM est définie comme la ligne séparant le sable humide du sable sec. Dans notre cas, l'isobathe + 3,5 m qui correspond à la MPM à Agadir a été utilisée pour déterminer la position du trait de côte en 1972, 1993 et 2012. L'étude de l'évolution du trait de côte a été axée sur deux périodes 1972-1993 et 1993 à 2012. Cette évolution est présentée par le biais de 206 transects, avec un pas de distance de 30 m séparant deux transects (Fig V-19 a/b).

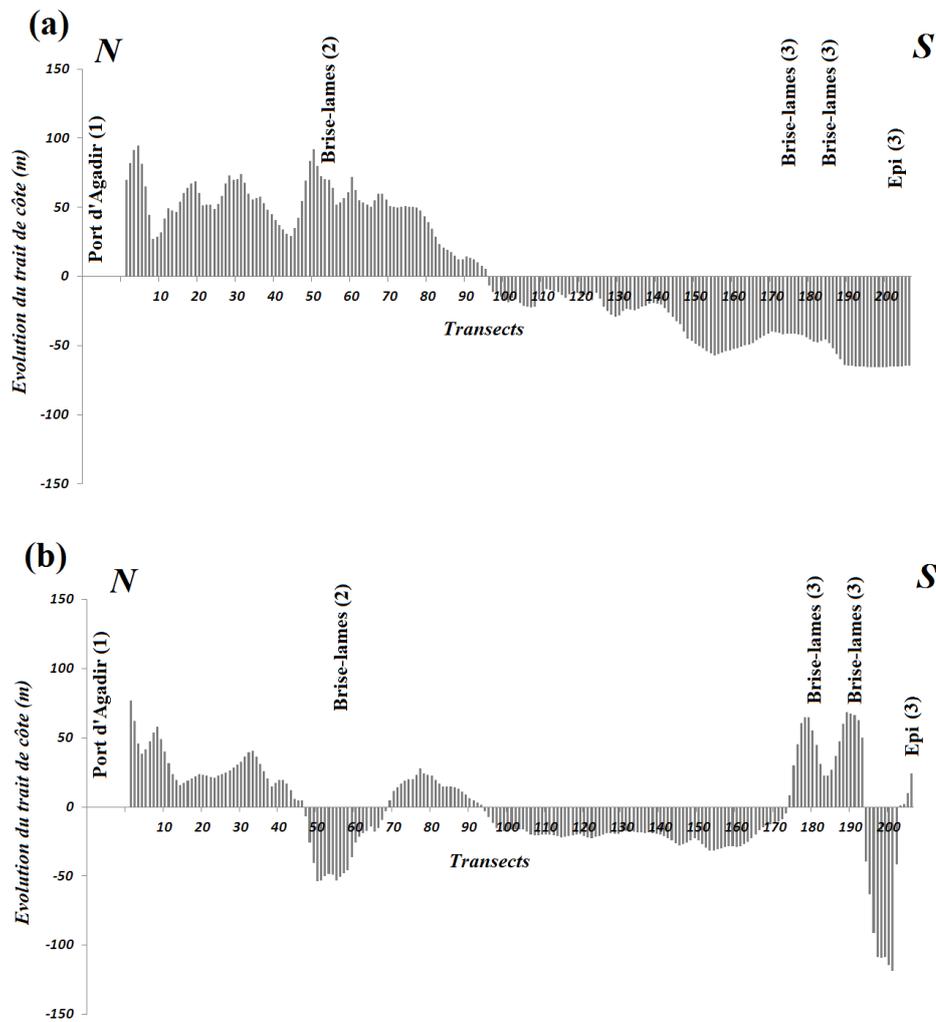


Fig V- 19 : Evolution du trait de côte pendant les deux périodes 1972–1993(a) et 1993–2012 (b).

De 1972 à 1993, l'accrétion côtière est observée au nord de la baie tandis que l'érosion est enregistrée au sud. Cette évolution a donnée naissance à une zone de divergence au centre de la baie (Fig V-19 a). Dans la moitié nord de la baie, deux valeurs maximales sont enregistrées; la première adossée au port d'Agadir (de l'ordre de 95 m), la deuxième derrière le brise-lames construit en 1968 (de l'ordre de 90 m). Dans la moitié sud, l'érosion montre une tendance croissante vers le sud, les valeurs maximales sont enregistrées dans l'extrême sud de la baie (de l'ordre de -65 m).

De 1993 à 2012, malgré que la tendance globale est similaire à la période précédente (accrétion au nord et érosion au sud), plusieurs différences sont mises en évidence (Fig V-19b) :

- i) Au nord, au niveau du premier brise-lames, on note une récession localisée entre les transcepts 48 et 68 avec une valeur maximale de - 53 m.
- ii) Au sud, on note une zone d'accrétion associée au système de défense mis en place en 1994 et qui est formé par deux brises-lames et un épi. Le maximum d'accrétion, qui est de l'ordre de 70 m, est enregistré derrière les deux brises-lames (Fig V-19b).

### V.2.4.3 Evolution latérale (profils transversaux)

A partir des trois modèles numériques de terrain (1972, 1993 et 2012) 9 profils transversaux sont extraits (Fig V-20), l'objectif est de mettre en évidence les variations transversales. Les repères situés sur le haut de plage du site d'étude correspondent aux mêmes points de repère des neuf profils pris en compte dans l'étude de l'évolution à moyen et à court terme de la zone intertidale (Chapitre III Section 2.3.2).

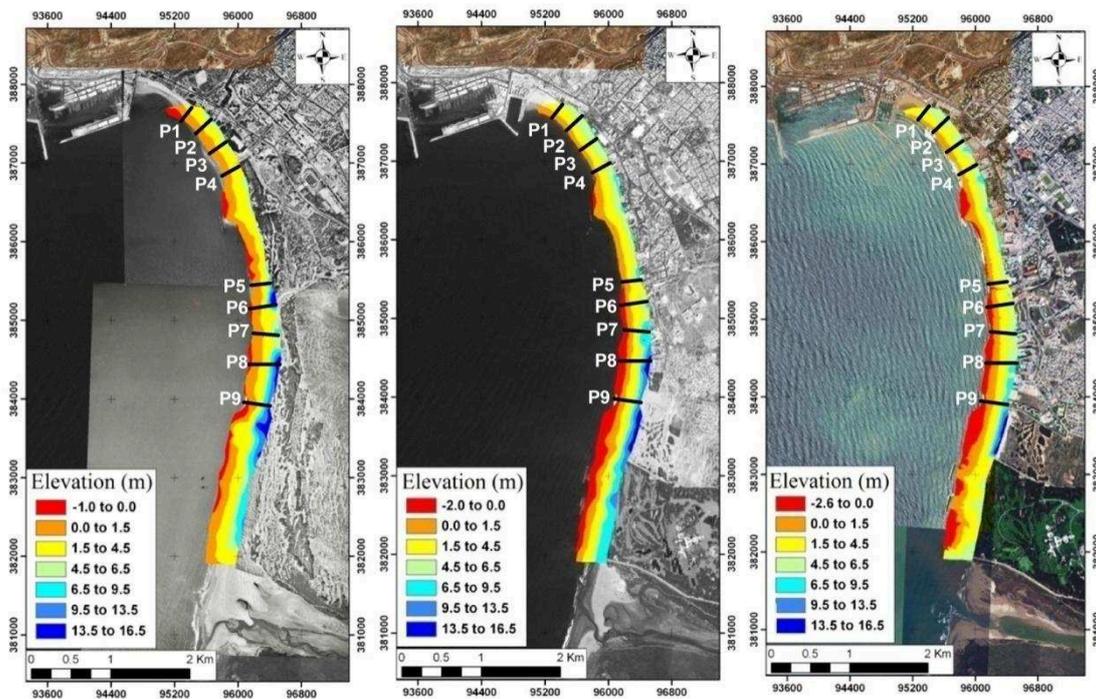


Fig V- 20 : Localisation des profils longitudinaux (de P1 au P9) extraits des trois modèles numériques de terrain de 1972(a), 1993(b) et 2012(c)

L'évolution transversale des profils de la zone intertidale (de P1 à P9), durant les deux périodes 1972-1993 et 1993-2012, montre une variation spatio-temporelle significative : l'accrétion a prévalu dans la moitié nord de la baie (zone morphologique 1), (Fig V-21, de P1 à P4), à la différence de la moitié sud (zone morphologique 2) qui a subi un abaissement

significatif (Fig V-21, de P5 à P8). L'évolution des profils de P5 à P8 montre une disparition de la dune bordière qui a été en grande partie détruite pour construire des aménagements touristiques (hôtels et digue promenade). Le seul endroit où la dune a été préservée est situé plus au sud, à côté du palais royal (zone morphologique 3). Le front de la dune représenté dans le profil 9 montre un retrait presque monotone au cours de la période (1972-2012) qui est d'environ 100 m.

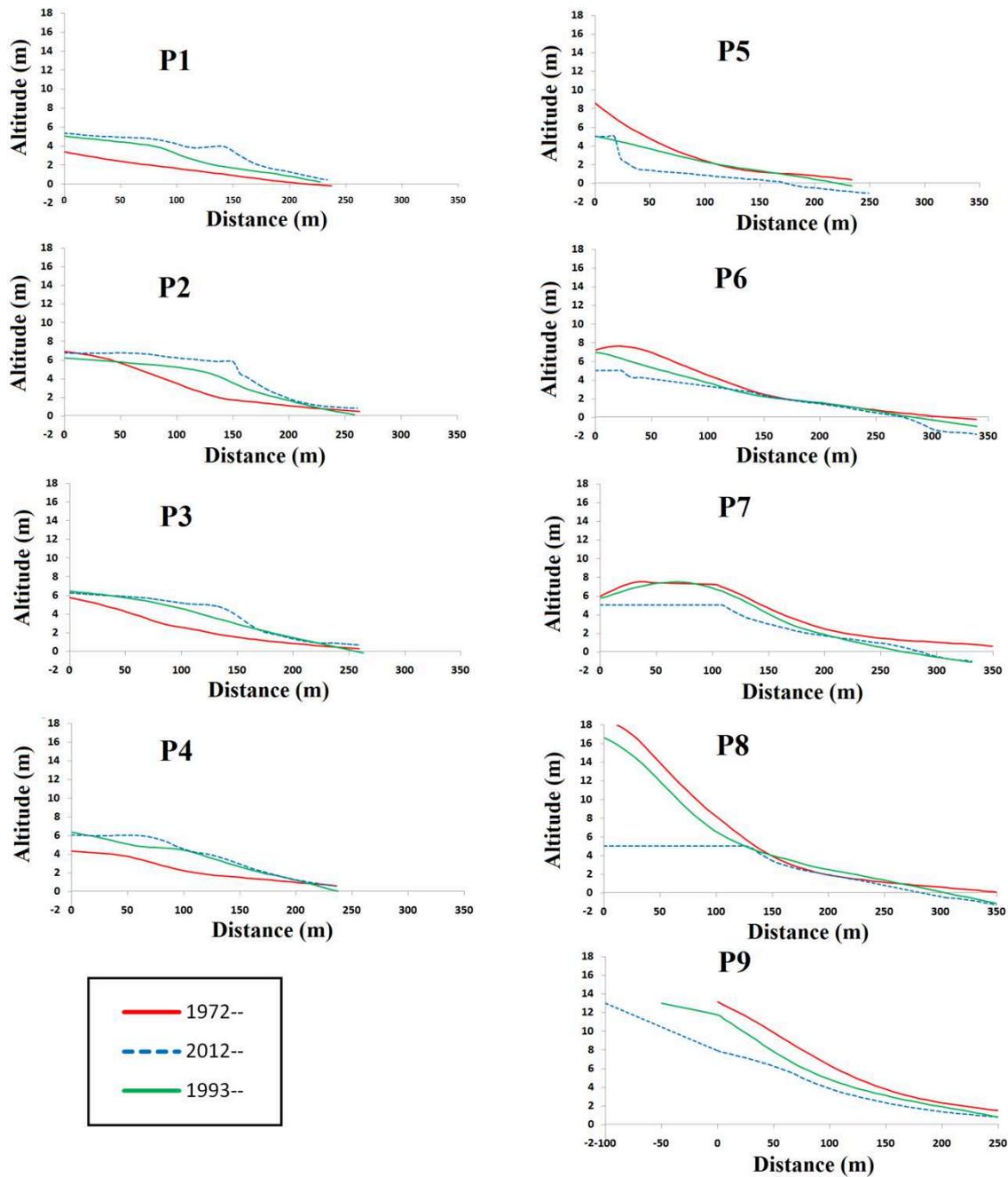


Fig V- 21 : Evolution des profils longitudinaux des profils P1 à P9 (1972, 1993 et 2012)

La figure V-22 représente la variation du volume des sédiments en m<sup>3</sup> en fonction du temps pour les trois périodes (1972, 1993 et 2012). L'ensemble des régressions linéaires pour tous les profils montrent un bon facteur de corrélation. Les Profils P1 à P4 du secteur nord montrent un budget sédimentaire fortement positif avec une nette tendance à l'accrétion. Les profils P5 à P9 dans le secteur sud, montre un budget sédimentaire fortement négatif avec une nette tendance à l'érosion.

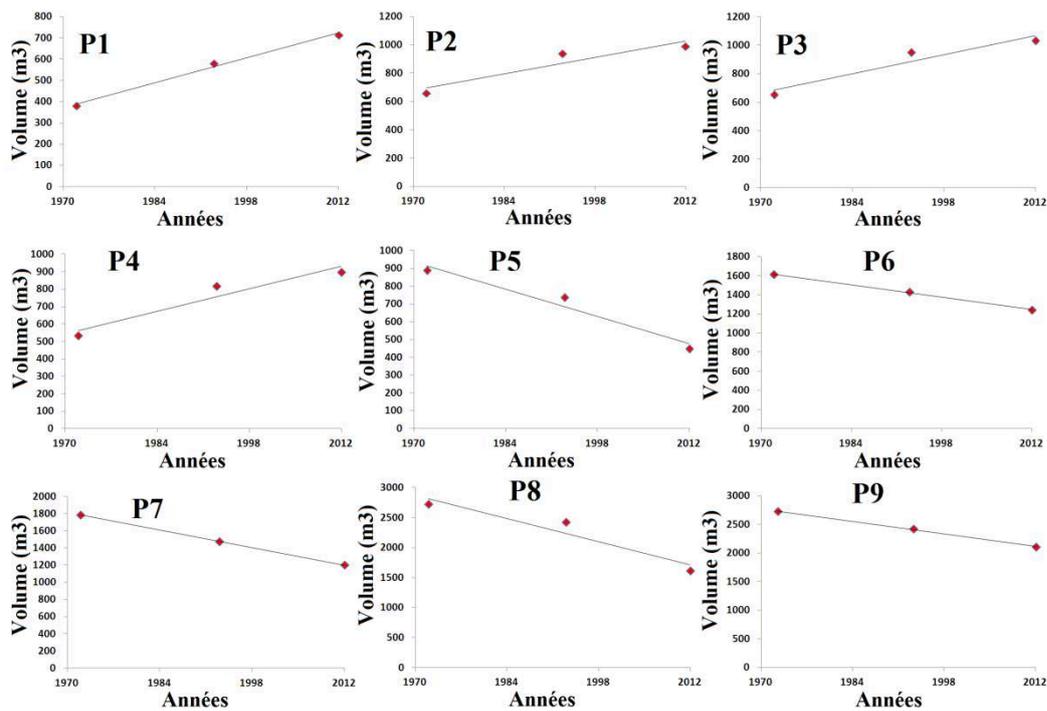


Fig V- 22 : Evolution volumétrique (m<sup>3</sup>/m) des profils longitudinaux au cours de la période 1972-2012

## V.2.5 Evolution à moyen terme de la zone intertidale

### V.2.5.1 Evolution du budget sédimentaire

La détermination de l'évolution spatiale de la zone intertidale en 3D est réalisée à partir de deux modèles numériques de terrain (mars 2012 et avril 2015) réalisés entre le port de plaisance (marina) et le palais royal (Fig V-23). Du côté mer, ces modèles ont été étendus à une profondeur d'environ 1,3 m, sous le niveau moyen de la mer. Comme pour l'étude de l'évolution à long terme (Chapitre V Section 2.4), les zones d'érosions/accrétions ont été identifiées en superposant les deux MNTs. Les résultats obtenus montrent que la moitié nord de la plage d'Agadir est largement dominée par l'accrétion, alors que la moitié sud témoigne clairement de l'érosion (Fig V-23). Le budget sédimentaire global calculé à partir des deux MNTs montre une perte nette d'environ 219000 m<sup>3</sup>, correspondant à une perte annuelle de 73000 m<sup>3</sup>/an.

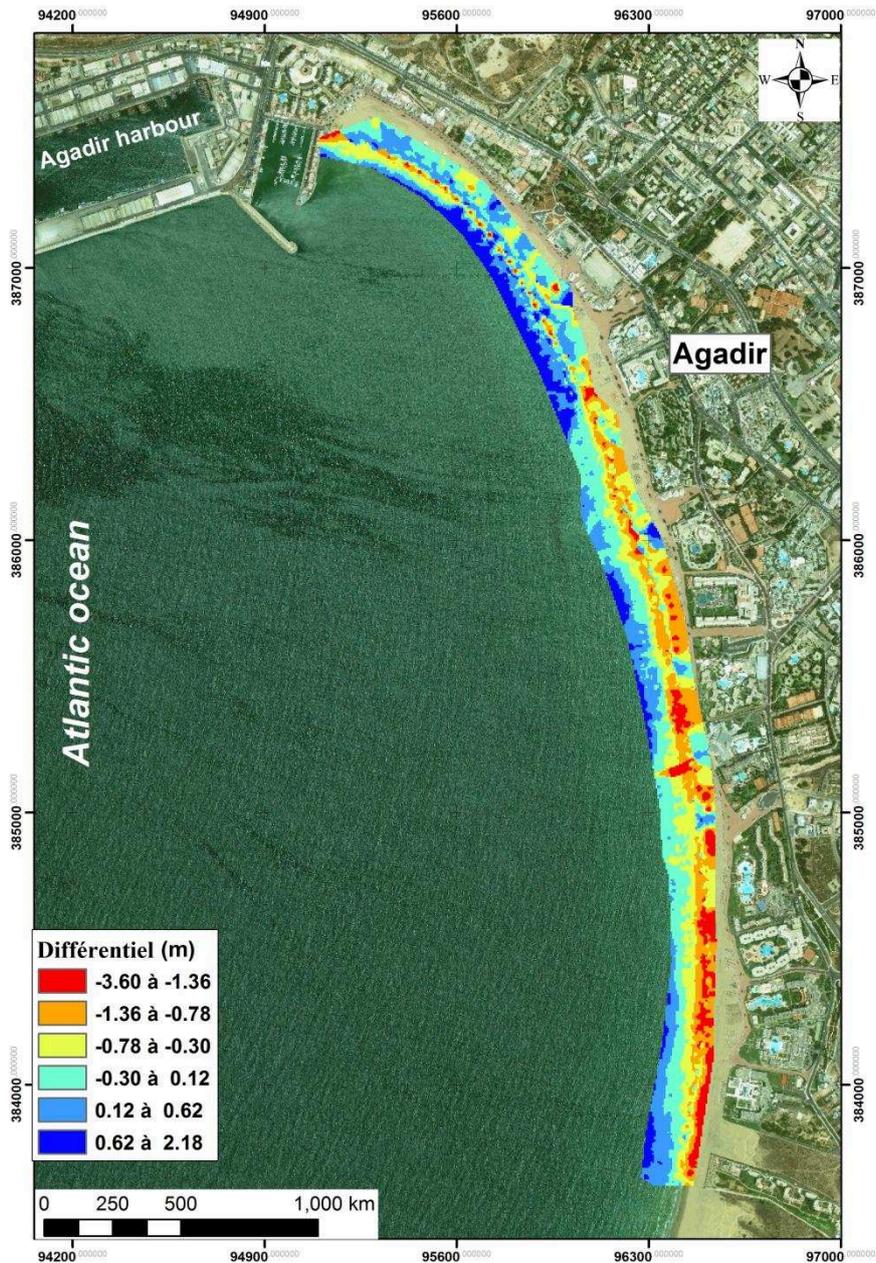


Fig V- 23 : Carte de différentiel de la zone intertidale pour la période Mars 2012- Avril 2015

### V.2.5.2 Evolution du trait de côte (Isobathe : +3,5m/Zh)

Comme pour l'étude de l'évolution du trait de côte à long terme (Chapitre V Section 2.4) l'isobathe +3,5m qui correspond à la MPM à Agadir a été utilisée pour déterminer l'évolution du trait de côte. De mars 2012 à avril 2015, l'accrétion continue d'être observée au nord de la baie, tandis que l'érosion continue d'être enregistrée au sud, avec une zone de divergence au centre de la baie (Fig V-24). Dans la partie nord, deux maximums sont enregistrés, le premier au niveau du transect 1, de l'ordre de 9 m, et le second au niveau du transect 44 de l'ordre de

4,7m. Derrière le premier brise-lames, on enregistre un recul de 0,32 à 1,81m (transects 51 et 57). Dans la partie sud, deux valeurs maximales de 7,9 m sont enregistrées respectivement au niveau des transects 80 et 128 (Fig V-24).

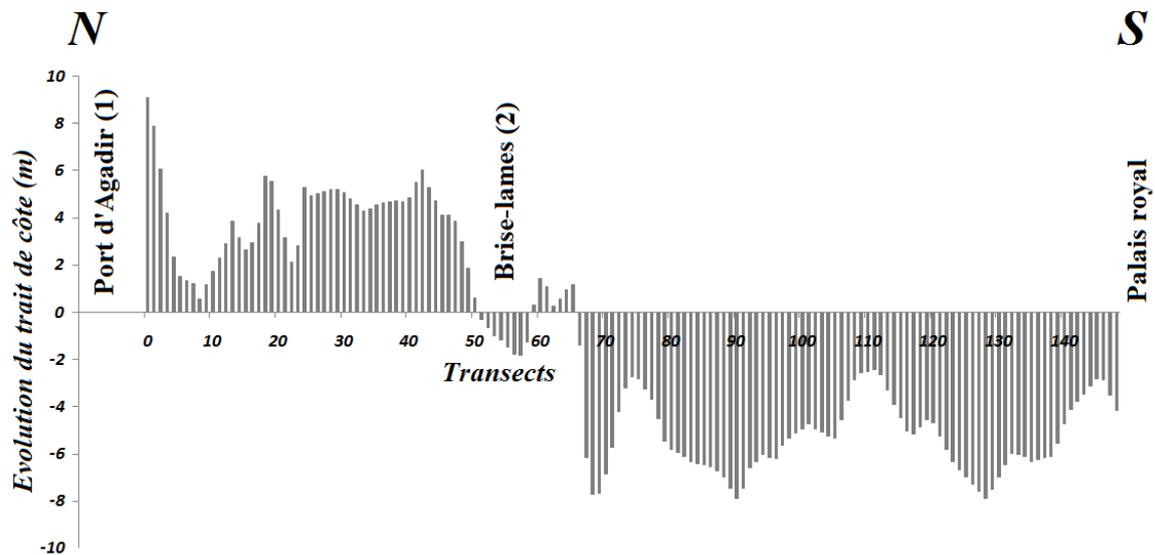


Fig V- 24 : Evolution du trait de côte pendant la période mars 2013- avril 2015

### V.2.5.3 Evolution latérale (profils transversaux)

La variation de la réponse topographique temporelle de la zone intertidale au niveau de la baie d'Agadir est illustrée par des profils transversaux. Les campagnes de mesure topographique que nous avons réalisées ont coïncidé avec des périodes d'agitation hydrodynamique d'intensité très variable (voir figure V-1). L'analyse des variations d'altitude apporte des informations sur la fluctuation des profils transversaux, alors que le bilan sédimentaire entre deux relevés permet d'apprécier l'évolution volumétrique réelle du profil. Pour chaque profil, le calcul du volume a été effectué avec un plancher de  $-2 \text{ m/Zh}$  pour toute la période du suivi afin de pouvoir comparer les différents profils. Les variations de volume sont calculées en  $\text{m}^3/\text{m}$ . L'ensemble des variations volumétriques obtenu au niveau de chaque profil tableau V-2.

Tab V- 2 : Volume des sédiments accumulés et érodés en m<sup>3</sup>/m au niveau des profils transversaux, au cours des différentes périodes

	Avr-13 à Jan 14	Jan 14 to Avr 14	Avr 14 to Sep14	Sept 14 to Jan 15
p1	10,90	-10,69	5,38	0,41
p2	24,60	-23,94	16,95	-1,61
p3	4,10	-17,78	21,76	-3,68
p4	25,00	-27,68	29,54	-1,74
p5	65,00	-83,31	48,31	-29,00
p6	18,46	-21,98	-0,02	-36,00
p7	7,00	-25,00	15,00	-19,00
p8	53,90	-91,01	54,78	-21,47
p9	185,94	-62,37	14,31	-14,93

### **Zone morphologique 1**

Du profil 1 au profil 4 (Fig. V-25), la première enquête menée en avril 2013 montre que les profils de la plage sont caractérisés par une forme concave avec une barre intertidale bien développée (Fig V-25).

Durant la période avril 2013-janvier 2014 la barre intertidale a continué d'accroître avec une accrétion verticale de l'ordre de 0,7 m (Fig V-25). Les profils montrent une accumulation moyenne de l'ordre de 16,15 m<sup>3</sup>.

Durant la période janvier 2014-avril 2014, correspondant à la première condition de haute énergie, on constate une disparition totale de la barre intertidale avec un lissage de la pente des profils et un transfert de sable du haut vers le bas d'estran. Les profils montrent une érosion moyenne de l'ordre de -20,02 m<sup>3</sup>.

Durant la période avril-septembre 2014, une nouvelle barre intertidale est formée atteignant une hauteur moyenne de 1,1 m. Les profils présentent une accumulation moyenne de l'ordre de 18,40 m<sup>3</sup>.

Pendant la période septembre 2014-janvier 2015, correspondant à la deuxième phase agitée, une érosion moyenne de l'ordre de  $-1,7 \text{ m}^3$  a affecté cette première zone morphologique, avec un lissage de la pente des profils et un transfert de sable de haut vers le bas d'estran.

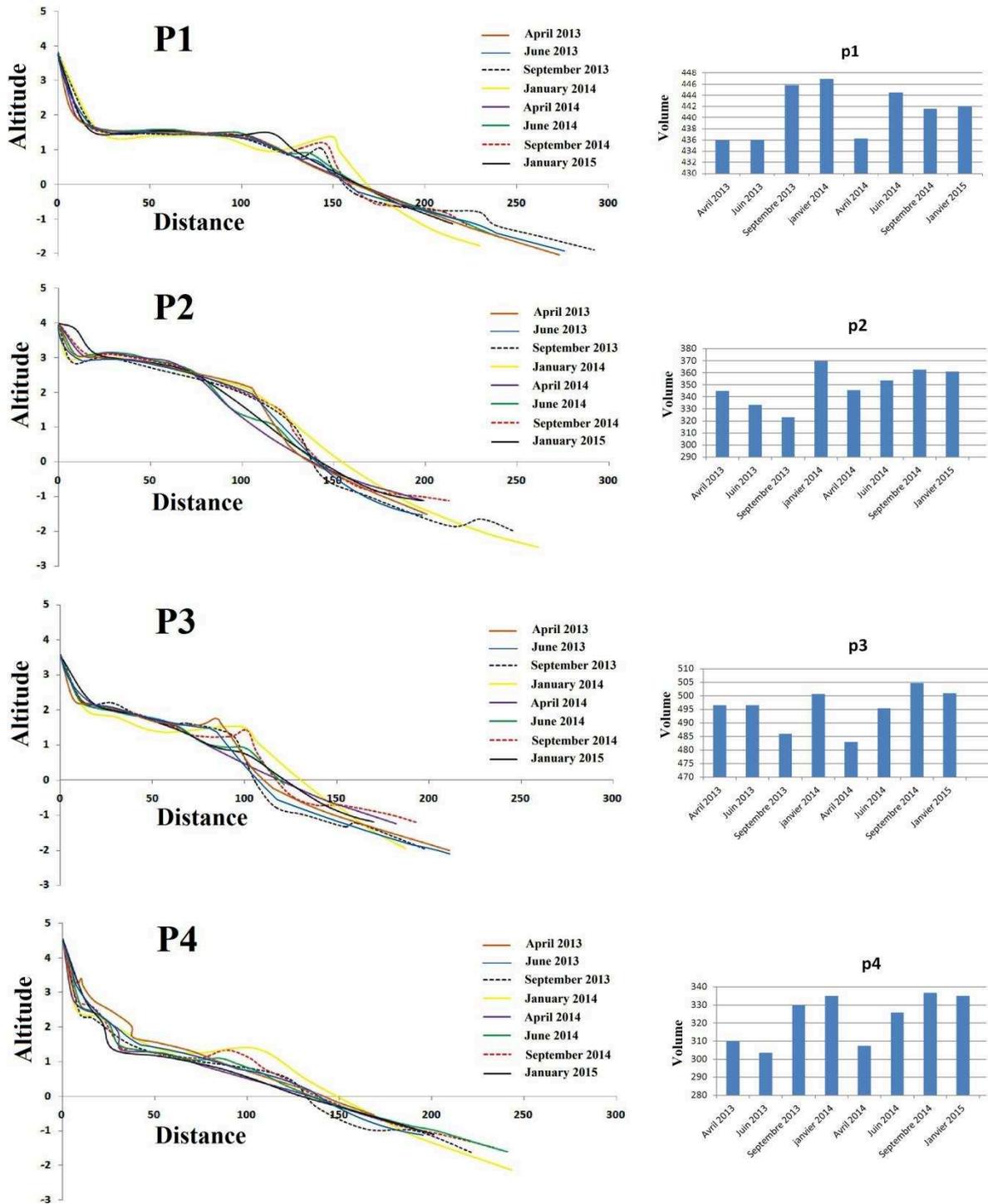


Fig V- 25 : Evolution des profils longitudinaux au niveau de la zone morphologique 1 (du profil P1 au profil P4) pour la période avril 2013- janvier 2015

## **Zone morphologique 2**

Du profil 5 au profil 8, la barre intertidale détectée dans la zone précédente disparaît. Ainsi la plage s'est rétrécie et la pente est devenue plus convexe (Fig V-26).

Les profils caractérisant cette zone montrent que cette partie de la baie a connu une accumulation constante de sable durant la période avril 2013-janvier 2014, avec une accumulation du sable sur le mur de la digue de promenade (Fig V-26). Ces profils ont montré une accumulation moyenne de l'ordre de  $36,09 \text{ m}^3$ .

Pendant la période janvier-avril 2014, correspondant à la première phase de haute énergie, on note une érosion totale qui a affecté tous les profils avec une accentuation de la convexité des profils. Une érosion verticale moyenne de l'ordre de  $0,8 \text{ m}$  est observée au niveau du mi-estran de tous les profils, avec une érosion moyenne de l'ordre  $-55,32 \text{ m}^3$ .

Entre avril 2014 et septembre 2014 les profils ont montré une importante accumulation de sable. L'accrétion verticale moyenne au niveau du mi-estran est de l'ordre de  $0,4 \text{ m}$ , avec une accumulation moyenne de l'ordre de  $29,51 \text{ m}^3$ .

De septembre 2014 à janvier 2015, correspondant à la deuxième condition de haute énergie, l'érosion a affecté tous les profils, avec une moyenne de l'ordre de  $-26,37 \text{ m}^3$ .

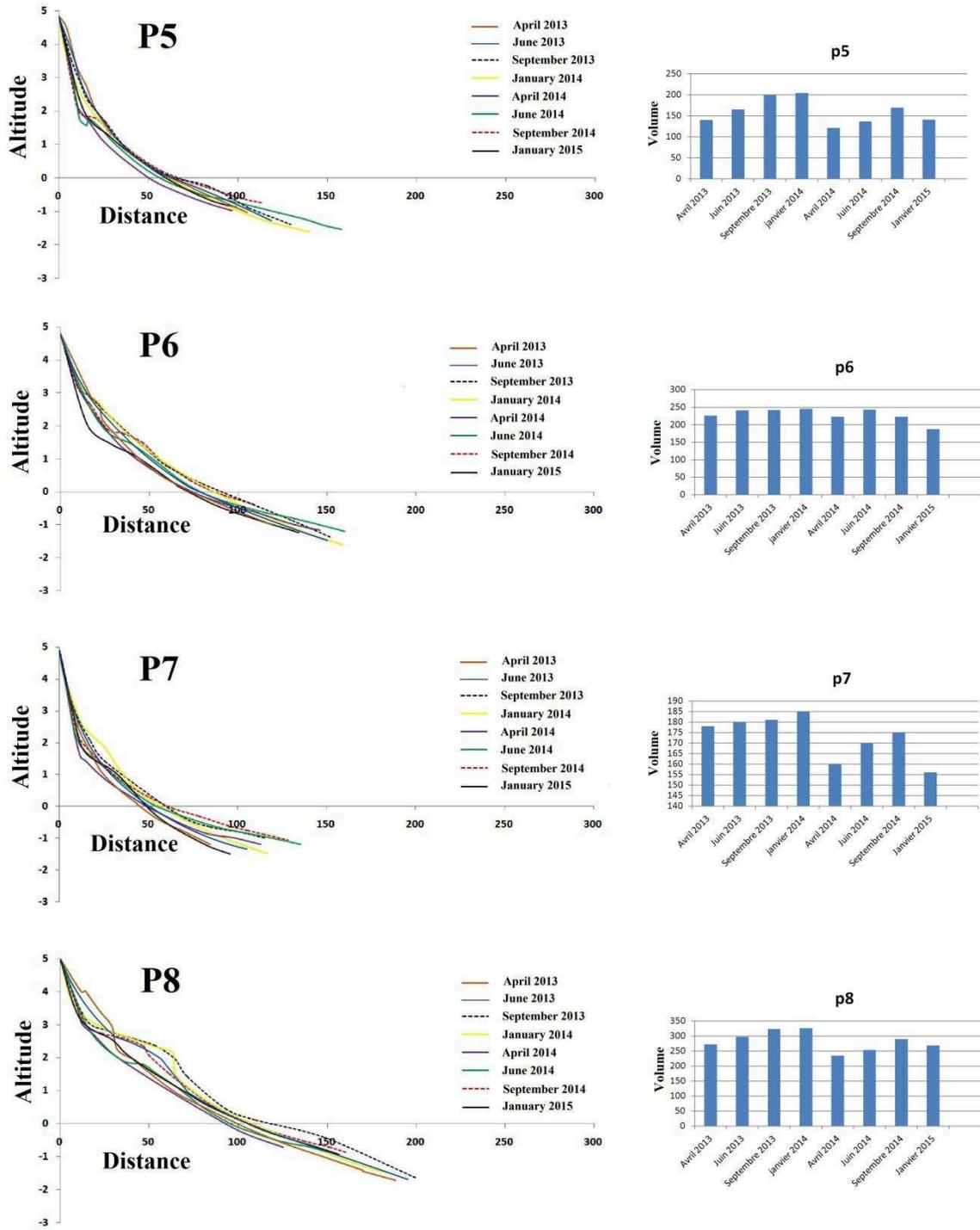


Fig V- 26 : Evolution des profils longitudinaux au niveau de la zone morphologique 2 (du profil P5 au profil P8) pour la période avril 2013- janvier2015

### Zone morphologique 3

Un seul profil est réalisé dans ce secteur (profil P9) (Fig V-27). Dans ce secteur où la digue promenade n'est pas encore construite, le profil commence à partir du front de la dune, il est donc réalisé sur la portion résiduelle de la dune bordière qui a montré une stabilité presque monotone au cours de la période de suivi. Les fortes conditions hydrodynamiques qui ont causé l'érosion au niveau de l'ensemble des profils (P1 à P8) ont une influence négligeable au niveau du profil 9. Ceci met en évidence le rôle joué par ce qui reste de la dune dans la préservation de l'équilibre naturel. Le front de la dune a montré un retrait au cours de la période de suivi de l'ordre de 6 m.

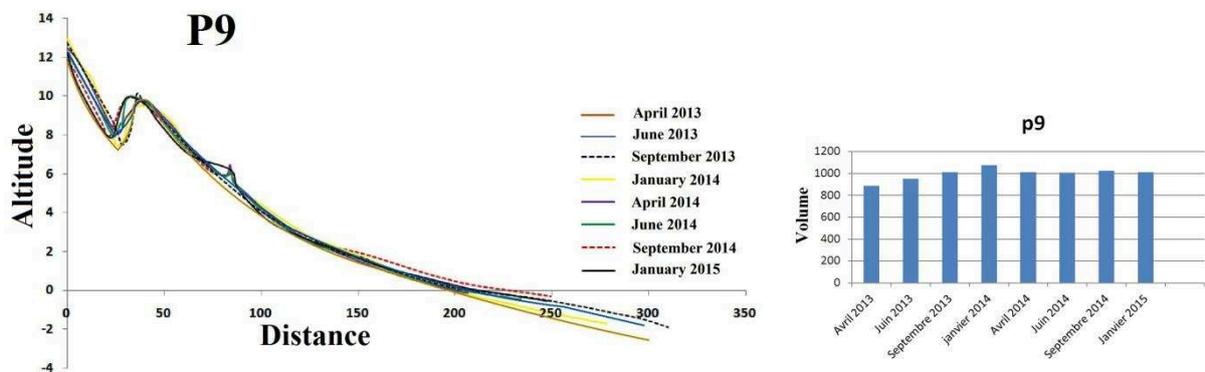


Fig V- 27 : Evolution du profil longitudinal P9 au niveau de la zone morphologique 3 pour la période avril 2013- janvier 2015

Les variations du budget sédimentaire au niveau de l'ensemble des profils durant la période de suivi sont représentées dans la figure V-28. Les changements volumétriques ont été tracés en fonction du temps et les ajustements linéaires ont été calculés. Les profils P1 à P4 (secteur nord) montrent une fluctuation avec un budget sédimentaire fortement positif tout au long de la période de suivi. Les profils P5 à P8 dans le secteur sud montrent une fluctuation avec un budget sédimentaire fortement négatif sur la période de suivi, tandis que le profil 9, réalisé sur ce qui reste de la dune, a montré une fluctuation avec un budget sédimentaire nettement positif.

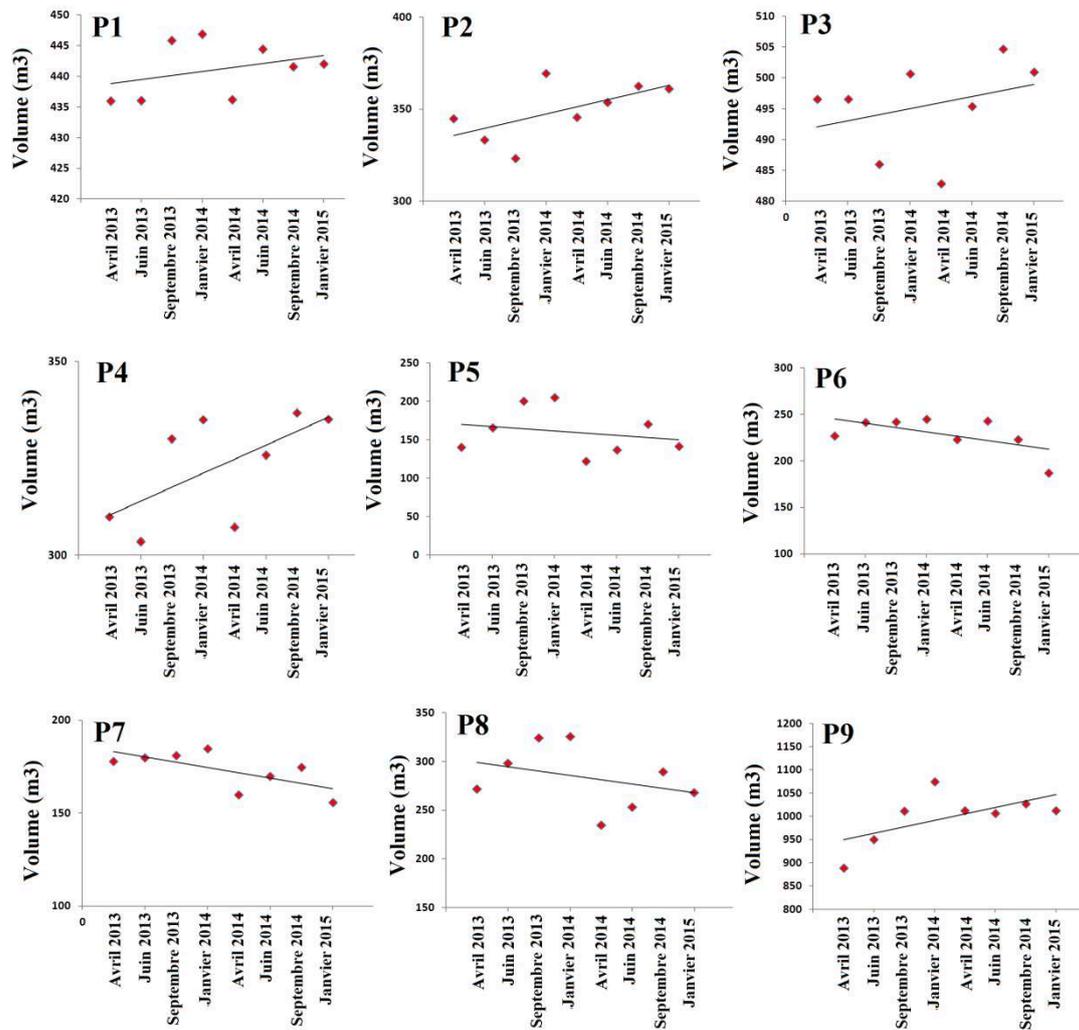


Fig V- 28 : Evolution volumétrique (m3/m) des profils longitudinaux au cours de la période avril 2013-janvier 2015

### V.2.6 Evolution à court terme de la zone intertidale

Dans le but d'étudier la morphodynamique de la zone intertidale de la baie d'Agadir à l'échelle de court terme et suite aux événements tempétueux qu'a connus la côte est atlantique en janvier et mars 2014, on a augmenté la fréquence des campagnes de mesure. Le but est de mettre en évidence la réponse morphologique de la plage d'Agadir à ces phénomènes extrêmes. Nous avons suivi les mêmes profils utilisés dans l'étude de l'évolution à moyen terme ainsi qu'un modèle numérique de terrain

Comme pour l'évolution à moyen terme les profils P1 à P4, localisés au nord de la zone d'étude, représentent la première zone morphologique. Les profils de P5 à P8, localisés au sud de la zone d'étude, représentent la deuxième zone morphologique. Le profil 9, localisé plus au sud est réalisé sur le reste de l'avant-dune, représente la troisième zone morphologique (Fig

V-29). Le MNT réalisé entre les profils 4 et 5 (Fig V-29), permettra de mettre en évidence les variations spatiales et volumétriques dans cette zone (Fig V-29).

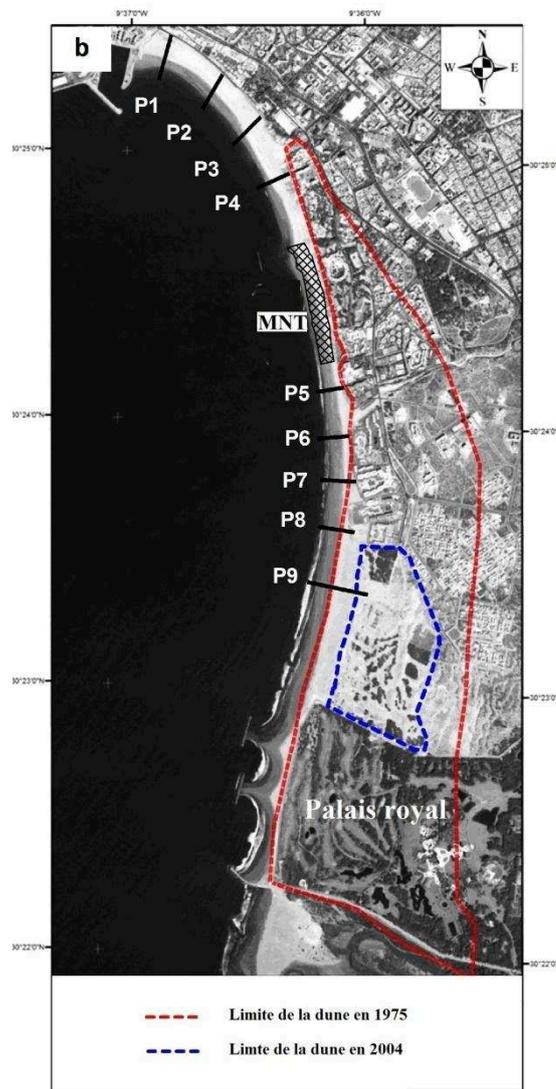


Fig V- 29 : Localisation des profils topographiques transversaux. Le trait en rouge indique la limite de la dune en 1975 et le trait en bleu indique les limites de 2004

**Zone morphologique 1 :** Le premier relevé réalisé avant l'événement tempétueux 1 montre la présence d'une barre intertidale (Fig V-30). Après les deux premiers événements 1 et 2, on note la disparition totale de cette barre avec un lissage de la pente des profils P1 à P4. Cette disparition est à l'origine d'un recul de rivage de 30 à 45 m, avec un transfert de sable de haut vers le bas estran. Le maximum du recul est enregistré au niveau du profil 2, qui avait une pente moyenne de  $2,69^\circ$  (déterminée entre 0 m et -2m), après les deux premières tempêtes la pente moyenne s'est adoucie à  $1,04^\circ$  entraînant ainsi un recul de la ligne de rivage d'environ

45m. Les événements tempétueux (3 à 8) n'ont aucun effet sur la zone intertidale de ce secteur ; en effet, tous les profils n'ont enregistré aucune variation dans l'allure de la pente.

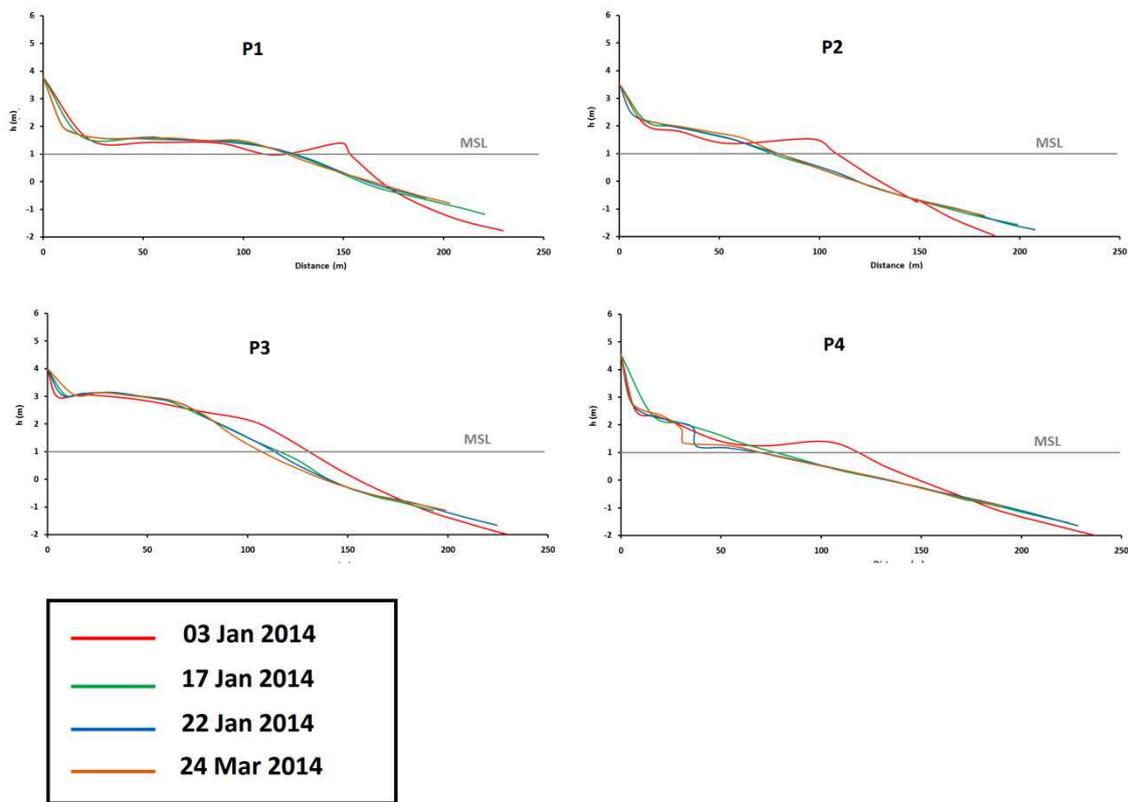


Fig V- 30 : Evolution des profils transversaux P1 à P9 pour la période janvier-mars 2014.  
(MSL : Mean sea level)

Le différentiel des deux MNTs avant et après les deux événements tempétueux 1 et 2 est représenté sur la figure V-31. Les deux modèles numériques de terrain couvrent une superficie d'environ 160000 m<sup>2</sup>. Le différentiel obtenu montre que les sédiments sont enlevés de l'estran et transférés vers le bas de plage. L'érosion a concerné principalement le haut estran sur une épaisseur pouvant atteindre 80 cm ; par ailleurs ce matériel érodé est déposé à un niveau plus bas avec un dépôt plus accentué au nord derrière le brise-lames de l'ordre de 20 cm.

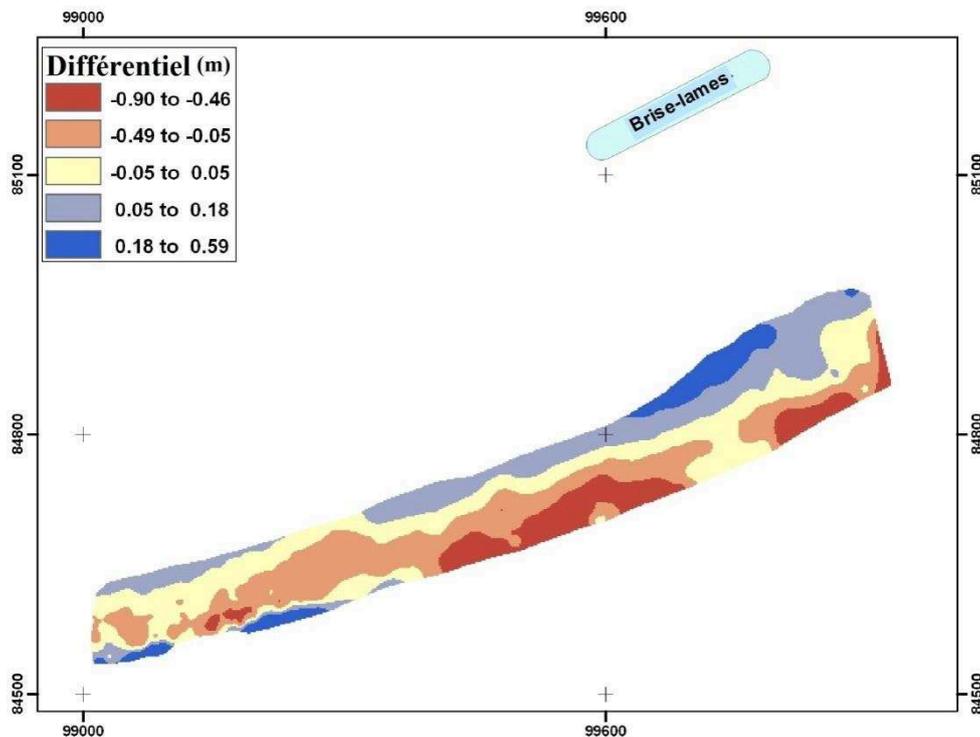


Fig V- 31 : Différentiel entre les deux modèles numériques de terrain, avant et après les deux premières tempêtes (l'emplacement du différentiel est indiqué dans la figure V-29)

**Zone morphologique 2 :** Au niveau de cette zone, on assiste à l'absence de la barre intertidale identifiée dans la zone 1 ; l'estran se rétrécit en se déplaçant vers le sud et la pente devient de plus en plus convexe (Fig V-32). Durant les deux premiers événements tempétueux, l'érosion a accentué la convexité des profils de la plage avec un transfert de sédiments du haut vers le bas estran. La nouvelle allure des profils suggère que les sédiments prélevés au niveau de l'estran sont transférés vers le bas de plage, au-delà de -1,5 m/Zh de profondeur. Le recul maximum est enregistré au niveau du profil 7, avec un recul de 20 m après les deux premiers événements causant ainsi une perte de sédiments au pied de la digue promenade. Comme dans la zone morphologique 1, les événements tempétueux 3 à 8 n'ont aucun effet sur la zone intertidale ; la pente de la plage intertidale n'a pas enregistré une baisse significative (Fig V-32).

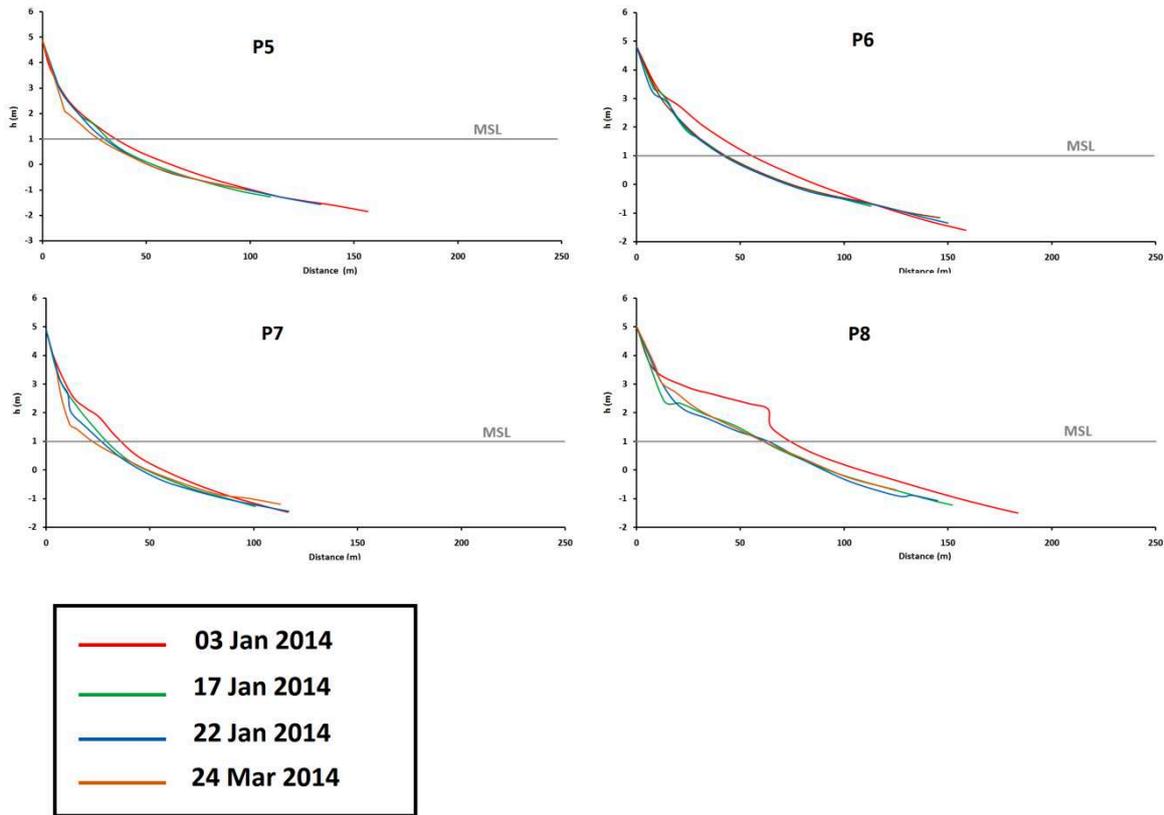


Fig V- 32 : Evolution des profils transversaux (P5-P9) pour la période janvier-mars 201

**Zone morphologique 3 :** Parmi les 9 profils réalisés, le profil 9 fait exception, la pente de ce profil est restée pratiquement stable suite aux deux premiers événements tempétueux (Fig V- 33). Après le premier événement, le profil a enregistré un recul de la ligne de rivage de 14 m alors qu’après le deuxième événement on note une avancée de l’ordre de 8,6 m.

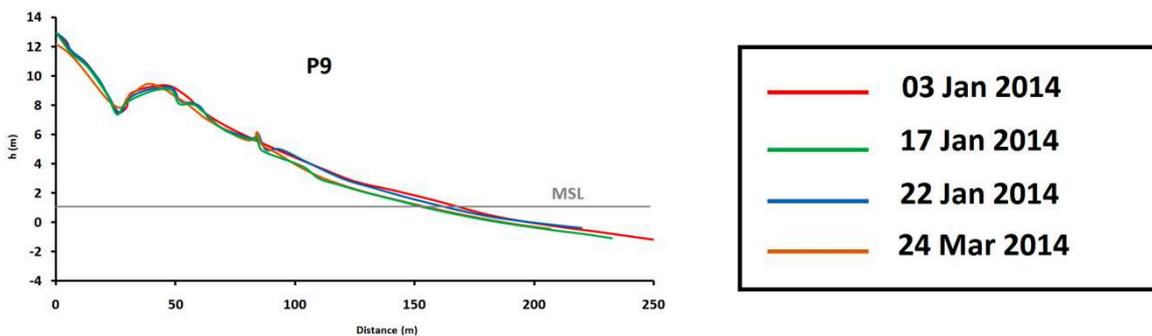


Fig V- 33 : Evolution du profil transversal P9 pour la période janvier-mars 2014

Afin de quantifier les pertes en sédiments de toute la plage durant les deux premiers événements, nous avons calculé les pertes au niveau de chaque profil ( $m^3$  par mètre linéaire)

(Fig V-34). L'érosion dans l'extrême nord de la zone d'étude (P1 à P4) correspond à une perte totale d'environ 87555 m<sup>3</sup>. Derrière le premier brise-lames, le budget calculé à partir du différentiel des deux MNTs affiche une perte nette d'environ 18647 m<sup>3</sup>. En revanche, la situation dans le secteur sud est dominée par l'érosion. Les installations touristiques et la digue promenade sont de plus en plus exposées aux vagues, d'autant plus que la plage s'est rétrécie après les deux premières tempêtes. Les photos prises après les deux premières tempêtes permettent de se rendre compte de la quantité de sable perdu (Fig V-35). L'érosion est plus généralisée dans ce secteur sud (P5 à P9) qui montre un abaissement correspondant à une perte d'environ 307990 m<sup>3</sup> de sédiments.

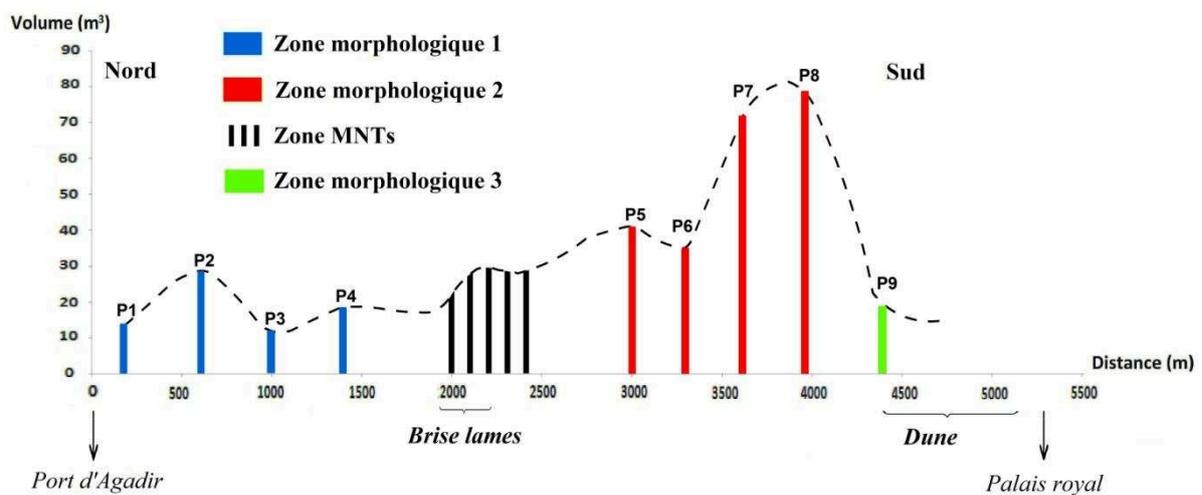


Fig V- 34 : Estimation des pertes en sédiments (m<sup>3</sup>) après les deux premières tempêtes



Fig V- 35 : Photos montrant les dégâts causés par les événements tempétueux au niveau des profils 6 (a) et 7 (b) et réflexion des vagues par la digue promenade durant la tempête 8

### V.3 Synthèse et conclusion

L'analyse granulométrique de l'ensemble des échantillons, prélevés au niveau de la baie d'Agadir, a permis de cartographier la distribution de l'ensemble des indices granulométriques et de comprendre les différents agents de transport et de dépôt. Les cartes des différents indices granulométriques présentent des évolutions transversales et longitudinales identiques. La partie nord de la baie est caractérisée par des valeurs faibles de grain moyen et des valeurs élevées des deux coefficients d'asymétrie et du tri ; ceci indique un milieu de faible énergie. Cependant, la taille du grain moyen est plus importante dans la partie sud de la baie, alors que les deux autres coefficients (asymétrie et triage) présentent des valeurs faibles; ceci montre que la zone est directement ouverte aux actions de la houle incidente.

La répartition des teneurs en calcite (fragments de coquilles), dans les différents échantillons de sables, a montré une évolution transversale similaire à celle de l'étude granulométrique. La teneur en fragments de coquilles est de plus en plus importante quand la zone est ouverte aux fluctuations des agents hydrodynamiques, ce qui permet d'enrichir les sables de cette partie en débris de coquilles provenant de la dérive ou du large. Par contre la teneur est faible au niveau des zones calmes et abritées, ce qui indique que les échanges avec le large sont limités.

L'étude minéralogique nous a permis d'analyser l'évolution de la teneur en grains opaques qui sont composés essentiellement par des oxydes de fer et des minéraux ferromagnésiens. Les teneurs les plus faibles en minéraux opaques sont retrouvées dans la plage d'Anza avec un pourcentage de l'ordre de 3%. Si nous supposons que l'alimentation de la baie d'Agadir en sédiment se fait uniquement par la dérive littorale tel que cela a été avancé dans plusieurs études, nous devrions avoir la même composition que celle de la plage d'Anza; ceci n'est pas du tout le cas puisque la proportion des minéraux opaques est plus élevée dans les sédiments de la baie d'Agadir. Elle varie entre 9% au niveau des profils nord et 19% dans le profil 14 situé à l'extrême sud. Cela confirme la présence d'autres sources de sédiments alimentant la baie d'Agadir en minéraux opaques. Les petits oueds qui déversent directement sur la baie d'Agadir (Lghezoua, Lahouar, Tildi et Tanaout) traversent généralement des formations calcaires et marneuses du Crétacé, par conséquent ils ne peuvent être en aucun cas à l'origine de ces pourcentages élevés de grains opaques. Les teneurs les plus élevées en grains opaques (49%) sont enregistrées au niveau de l'embouchure de l'Oued Souss qui représente la source principale de ces minéraux vu que ce cours d'eau traverse les chaînes du Haut Atlas et de l'Anti Atlas formées d'un socle paléozoïque et précambrien composé de roches magmatiques et métamorphiques. On peut dire que lors des crues, la charge solide de l'Oued Souss est déposée au large de l'estuaire sous forme d'un delta. Ces sédiments sont redistribués sur la plage par la houle, pendant les périodes calmes ; ceci confirme la contribution partielle de l'Oued Souss dans l'alimentation de la baie d'Agadir et qui est bien montrée au niveau des deux profils extrêmes P13 et P14.

L'évolution morphologique de la zone intertidale de la baie d'Agadir au niveau des trois zones morphologiques (1, 2 et 3) apporte plusieurs informations à long, moyen et court terme.

- i) A long terme, entre 1972-1993 et 1993-2012, les modèles numériques de terrain ont montré que le secteur nord est dominé par l'accrétion, alors que le sud est dominé par l'érosion. Le brise-lame, situé au nord du secteur d'étude, a déjà

montré sa fiabilité entre 1968-1972 par la formation d'un saillant, ainsi que pendant la période de entre 1972-1993 avec une avancée du trait de côte de l'ordre de 90 m. A partir de 1993, on note un recul du trait de côte de l'ordre de 53 m derrière ce brise-lame. Il est expliqué principalement par la détérioration de l'état de ce brise-lames (Fig V-36). En termes de budget sédimentaire, on note une perte totale de l'ordre de 1519268 m<sup>3</sup> enregistrée entre 1972 et 2012 au niveau de la zone intertidale. Elle correspond à une perte moyenne de l'ordre de 37981 m<sup>3</sup>/an.



Fig V- 36 : Détérioration du brise-lames par chute de blocs entraînant une déformation de sa *côte d'arase* (2014)

- ii) A moyen terme, la saison d'hiver est caractérisée par des tempêtes plus fréquentes et plus intenses. Elles sont accompagnées d'une augmentation d'énergie de la houle et d'un déplacement du sable de la partie subaérienne de la plage vers le bas de la plage. L'évolution globale de la zone intertidale de la baie, entre mars 2012 et avril 2015, suit la même tendance de l'évolution à long terme avec un secteur nord en accréation et un secteur sud en érosion. La zone derrière le premier brise lames montre toujours un recul de l'ordre de 2 m durant la période mars 2012 - avril 2015. En terme de budget sédimentaire, le différentiel entre 2012 et 2015 montre une perte totale de l'ordre de 73000m<sup>3</sup> /an sur toute la zone intertidale.
- iii) A court terme, les profils ont montré des pertes de plus en plus importantes vers le sud durant les deux premières tempêtes. L'évaluation globale pour l'ensemble de la baie montre une perte globale nette d'environ 414192 m<sup>3</sup>, dont 74% au sud de la zone (zones morphologiques 2 et 3). La variation volumétrique des sédiments au niveau du profil 9 montre la perte ne dépasse pas 19 m<sup>3</sup> alors qu'elle est est de

78m<sup>3</sup> au niveau du profil 8. Les conditions hydrodynamiques qui ont causé l'érosion au niveau de tous les profils n'ont pas trop influencé la zone intertidale de la dune. D'autre part, suite à l'événement 8 qui représente la tempête la plus importante enregistrée dans les 60 dernières années, aucun profil n'a enregistré de variation significative dans la pente de la zone intertidale. Ceci est expliqué par l'adaptation de la zone intertidale aux conditions des vagues des deux premières tempêtes.

L'ensemble des résultats obtenus dans ce chapitre nous ont apporté des éléments clés concernant l'évolution morphosédimentaire de la zone intertidale de la baie d'Agadir à différentes échelles temporelles (long, moyen et court terme). Les analyses granulométriques et calcimétriques, menées dans le cadre de l'étude sédimentologique, ont permis de montrer une forte relation entre les caractéristiques des sables de la plage d'Agadir d'une part et les agents hydrodynamiques et les sources sédimentaires d'autre part. La comparaison des différents secteurs du littoral d'Agadir a permis de mettre en évidence l'influence des aménagements portuaires. La plage d'Anza et la partie sud de la baie d'Agadir qui sont directement ouvertes aux actions des agents hydrodynamiques présentent des sables de taille moyenne et des pourcentages en carbonates plus élevés, tandis que la partie nord de la baie d'Agadir est abritée des actions de la houle, ce qui favorise ainsi la sédimentation des sables de taille fine et des pourcentages de carbonates plus faibles. L'analyse minéralogique a montré que l'oued Souss contribue de façon significative à l'alimentation de la rive gauche de l'estuaire. Il contribue aussi à une alimentation partielle du secteur sud de la baie d'Agadir lors des crues.

Dans l'étude de l'évolution morphologique de la zone intertidale, il ressort que l'évolution à moyen terme est identique à celle du long terme avec un secteur nord en accrétion et un secteur sud en érosion. A l'échelle du court terme, le secteur sud d'Agadir est le plus touché par les tempêtes en raison de son exposition directe aux houles incidentes ; les trois quarts des sédiments perdus sur toute la baie sont enregistrés dans ce secteur.

L'analyse de l'évolution de la zone intertidale de la baie d'Agadir nous a apporté de nombreuses indications sur les tendances générales de l'évolution à différentes échelles. Mais elle ne nous a pas permis de percevoir le forçage qui sous-tend ce fonctionnement, d'où la nécessité de faire appel à la simulation numérique à différentes échelles temporelles.

## **CHAPITRE VI. APPORT DE LA SIMULATION DANS LA CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DU SITE D'ETUDE A DIFFERENTES ECHELLE TEMPORELLE-**

Le transport des sédiments non cohésifs (sables) dépend des mouvements d'eau générés par les courants, par les vitesses orbitales liées à la houle ou souvent par la combinaison de ces deux phénomènes. L'analyse de l'évolution de la morphologie des petits-fonds et de la zone intertidale a permis d'observer d'importants changements dans la topo-bathymétrie de la zone d'étude que ce soit transversalement ou parallèlement à la côte. Bien que l'observation et les mesures in-situ soient indispensables pour comprendre l'évolution des zones côtières, la modélisation reste un outil précieux qui permet, sous réserve d'avoir des mesures in situ actualisées et de bonne qualité, de quantifier les améliorations afférant aux nouveaux aménagements côtiers, de comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire des littoraux et d'en apporter un support visuel.

Dans ce chapitre, deux phases sont mises en œuvre pour étudier les mouvements hydrodynamiques et hydro-sédimentaires au niveau du littoral d'Agadir: i) la quantification du transport longitudinal par simulation numérique (Mike 21) et par simulation statistique (méthode de Gao et Collins, 1994), l'objectif est de définir la participation du transport longitudinal dans le bilan sédimentaire du secteur d'étude et d'établir les zones en gains et/ou en pertes et ii) la réalisation d'une simulation qui couple la propagation de houle, la courantologie, le transport sédimentaire et le taux d'érosion-dépôt à différentes échelles temporelles. Cette simulation est basée sur les conditions hydrodynamiques définies à différentes échelles temporelles (long, moyen et court terme).

### **VI.1 Modélisation numérique et statistique de la dynamique littorale**

#### **VI.1.1 Modélisation de la dynamique littorale et calcul de la capacité du transport sédimentaire**

La première étape consiste à déterminer les caractéristiques de houle (hauteur, période et direction) au large d'Agadir. La deuxième étape vise à condenser la climatologie issue des conditions représentatives qui permettent la restitution du transport sédimentaire annuel dans la zone d'étude. La troisième étape consiste à déterminer les taux de transport sédimentaire à partir des conditions climatologiques représentatives définies au cours de la deuxième étape.

La dernière étape se fait à l'échelle rapprochée au site d'étude afin de bien décrire les contraintes de radiations issues du déferlement des houles.

### VI.1.1.1 Conditions de la simulation

#### Conditions de la houle

Les données de la houle ont été analysées afin d'évaluer la fréquence d'occurrence (%) de différentes hauteurs et périodes associées ainsi que les directions. La figure VI-1 montre une rose des houles, entre 1965 et 2015, au large d'Agadir pour une profondeur d'environ 100m. La taille des quartiers indique la fréquence d'occurrence des houles et la couleur indique la hauteur et la période de houle ; les houles provenant de WNW à NW sont les plus fréquentes.

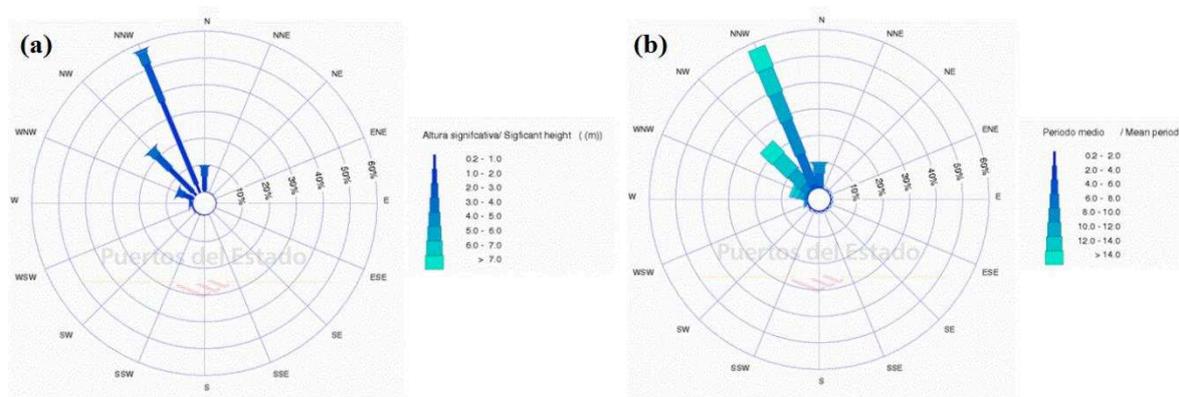


Fig VI- 1 : Rose de la houle à limite offshore du modèle, (a) hauteur significative de la houle (m), (b) période de pic de la houle (s)

La schématisation des conditions de forçage hydrodynamique est une phase préalable aux simulations. L'objectif est de limiter le nombre des simulations qui sont contraignantes en temps en réduisant le nombre des conditions à simuler par la définition de quelques conditions représentatives de la climatologie entière. Les conditions de houle issues de la schématisation de forçage seront imposées uniformément le long des limites du modèle. Pour l'analyse statistique de la houle, il s'agit donc de définir la limite offshore du modèle à l'échelle locale de manière à ce que la houle soit relativement constante le long de celle-ci. La schématisation des conditions de houle est basée sur la rose de houle présentée sur la figure VI-1. Pour chaque combinaison, une fréquence d'occurrence  $p$  est calculée. Dix conditions ayant à la fois une contribution significative et étant représentatives de la houle à la limite offshore du modèle ont été sélectionnées. Elles sont visualisées par un point rouge sur la figure VI-2. Leurs caractéristiques sont reprises et synthétisées dans le tableau VI-1. Il est intéressant de

noter que ces 10 évènements seuls représentent environs 80% du climat de houle annuel. Afin d'obtenir une valeur proche de 100% de représentativité des houles, il faudrait rajouter un nombre conséquent de conditions à la fréquence d'occurrence faible. Nous faisons le choix ici de nous limiter à ces 10 houles qui représentent bien qualitativement le climat de houle au large d'Agadir.

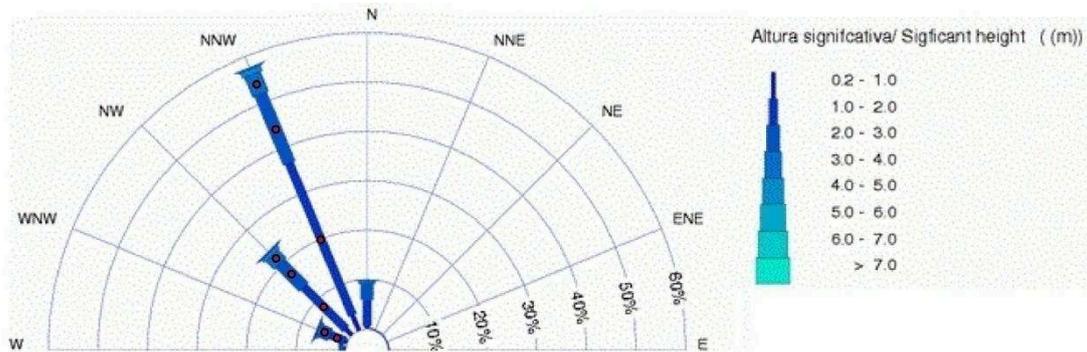


Fig VI- 2 : Houles sélectionnées comme représentatives de la climatologie au large d'Agadir

Tab VI- 1 : Conditions représentatives de la houle

Condition de la houle	Hs (m)	Tp (s)	Direction (N°)	Pourcentage d'occurrence (%)
1	1,5	11	337,5	34
2	2,5	12	337,5	16
3	3,5	14	337,5	4
4	1,5	11	315	12
5	2,5	13	315	7
6	3,5	14	315	3
7	1,5	11	292,5	3
8	2,5	13	292,5	3
			<b>Total</b>	<b>82</b>

Avec les caractéristiques de la houle (Hs , Tp ,  $\theta$  et p (%)), le transport résultant de la climatologie entière est équivalent - en direction et en magnitude – au transport issu des 10 conditions représentatives du tableau VI-1. Dans la modélisation du transport sédimentaire sableux l'effet de ces 10 conditions de houle sera cumulé.

### Condition de la marée

Afin de prendre en compte la variation du niveau d'eau, une marée de 3,7 m correspondant à une situation de vive-eau moyenne à Agadir a été choisie (Fig VI-3). Ce marnage a été retenu afin de tenir compte de l'érosion potentielle du haut de plage.

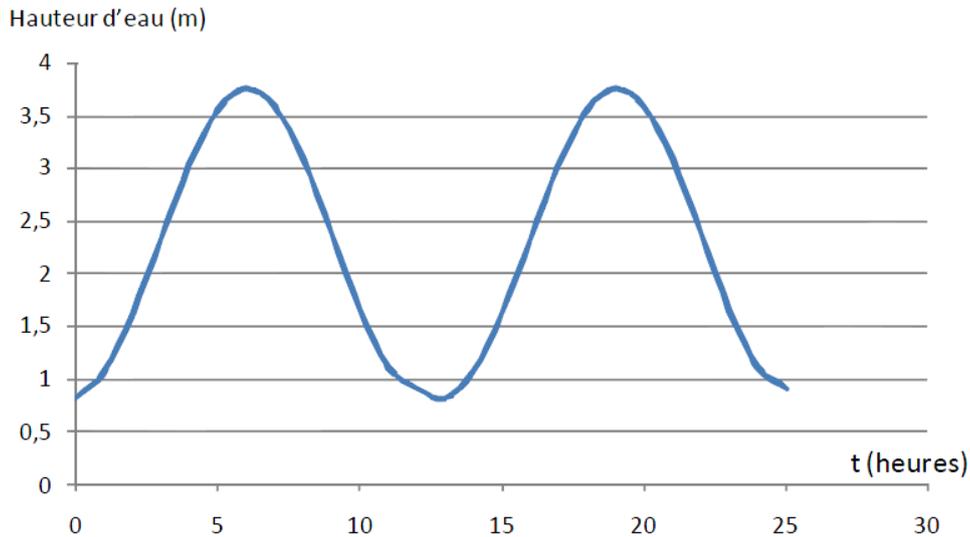


Fig VI- 3 : Marée synthétique (élévation en m)

### Emprise du modèle, bathymétrie et pas de maille

La discrétisation du domaine ainsi que la bathymétrie sont indiquées sur la figure VI-4. Le domaine spatial est discrétisé selon un maillage non structuré à éléments triangulaires permettant d'affiner la résolution du modèle au niveau de la zone d'intérêt. Le maillage est constitué d'environ 4500 nœuds et 8500 éléments. Ce maillage devient de plus en plus serré près de la côte, afin de modéliser précisément la réfraction, la diffraction ainsi que le déferlement de la houle. Il est à noter que la zone d'intérêt de cette étude est couverte par deux types de données : la carte bathymétrique de 1993 qui décrit la partie offshore réalisée par le LPEE et le levé topo-bathymétrique effectué en mars 2012 par la DPDPM qui couvre la zone comprise entre le port d'Agadir et le palais royal et qui commence du haut de plage jusqu'à une profondeur d'environ -12 m/Zh.

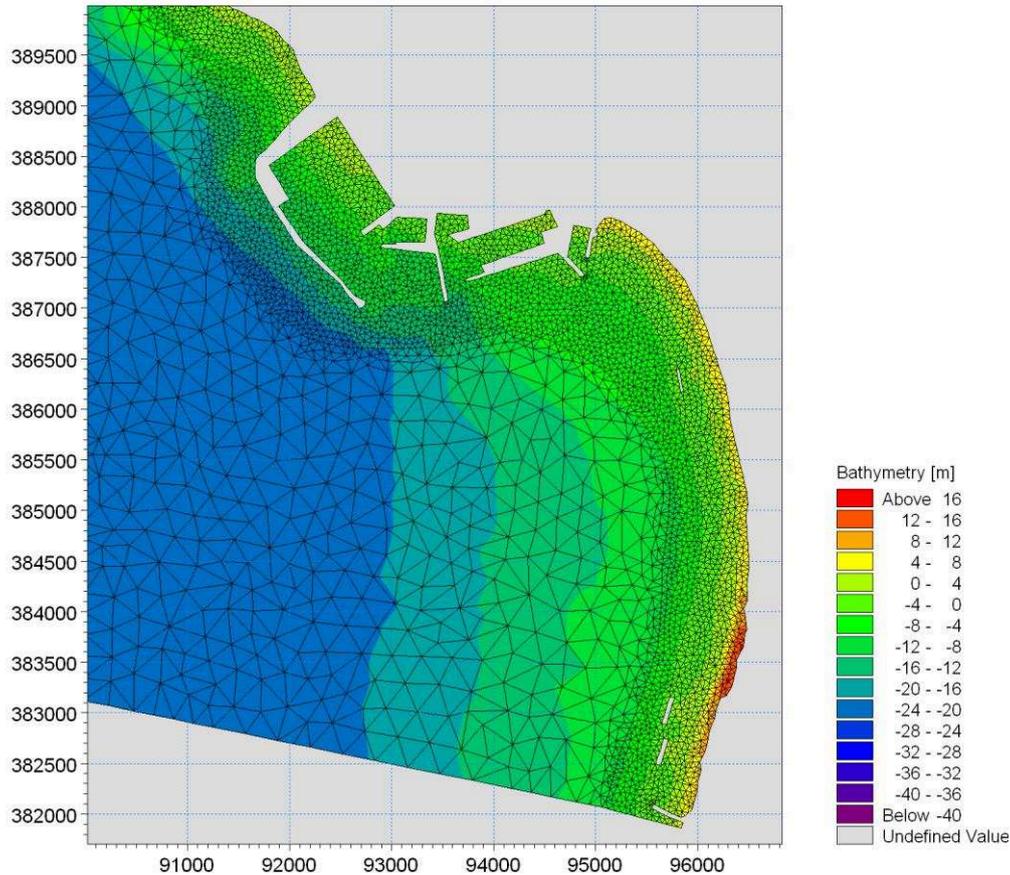


Fig VI- 4 : Bathymétrie et maillage de l'ensemble du domaine

### VI.1.1.2 Evolution de la houle et du courant

Comme on l'a décrit dans la phase préalable de l'étude, la complexité de l'ensemble des aménagements côtiers a une influence sur la propagation des houles et des courants qui en résultent. Les nombreuses jetées portuaires induisent des courants de recirculation importants qui rendent les écoulements complexes, en particulier au niveau de la baie d'Agadir (Aouiche et al., 2016).

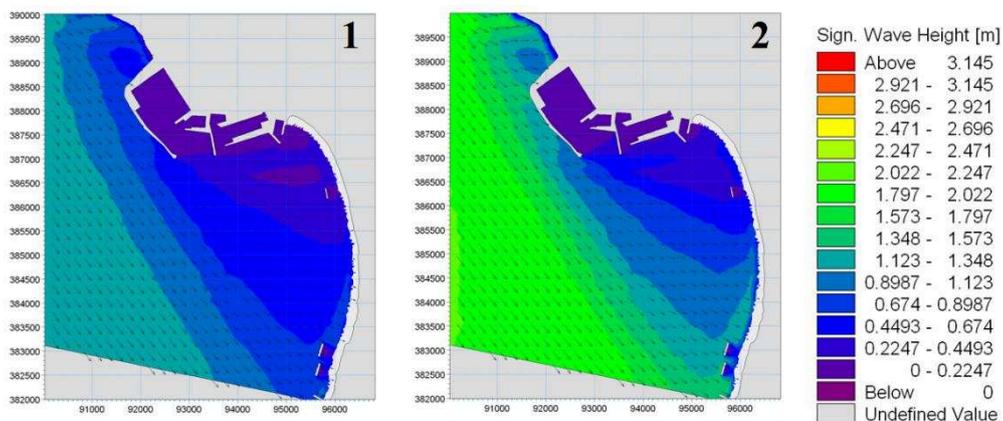
#### Houle

Les simulations de la propagation de la houle depuis le large vers la zone d'étude montrent une déformation importante des houles au cours de leur propagation. Considérant les conditions de houle testées dans le cadre de cette étude (Tab. VI-1), le modèle de houle (Spectral wave model Mike 21) a montré les résultats suivants :

- Les effets des ouvrages de protection du port d'Agadir (digue et musoir) sur l'agitation au niveau de la côte ont été mis en évidence. En effet, l'orientation et les dimensions

de ces ouvrages entraînent par diffraction-réflexion-radiation une diminution de l'énergie de la houle à la côte. Cette diminution d'énergie est localisée dans la partie littorale semi abritée située au sud du complexe portuaire dans la zone nord de la Baie (Fig VI-5).

- Les secteurs exposés à l'agitation la plus sévère sont situés plus au sud au-delà de la zone abritée par les jetées du complexe portuaire. L'orientation du trait de côte induit des angles d'incidence de la houle plus élevés au point de déferlement ce qui induit systématiquement une dérive vers le Sud. Compte tenu des phénomènes de réfraction sur le fond et de diffraction par les jetées du complexe portuaire les houles atteignent le rivage avec une orientation différente de celle du large.
- Les houles voient leur hauteur diminuer de moitié sur le secteur nord après diffraction. La hauteur maximale des houles dépasse difficilement 1 m de manière générale, même pour des conditions de houles fortes (Fig VI-5, condition 3 et 6).
- Les houles des directions NW et WNW sont moins diffractées par la jetée du port de commerce que celles de direction NNW. Cette situation explique pourquoi la hauteur de déferlement des houles est de plus en plus importante quand les houles sont moins diffractées, cela signifie que les directions NW et WNW sont plus frontale vis-à-vis de la côte. Cette diffraction contrôle la direction de la houle lors du déferlement près de la côte qui influence par la suite les écoulements induits.



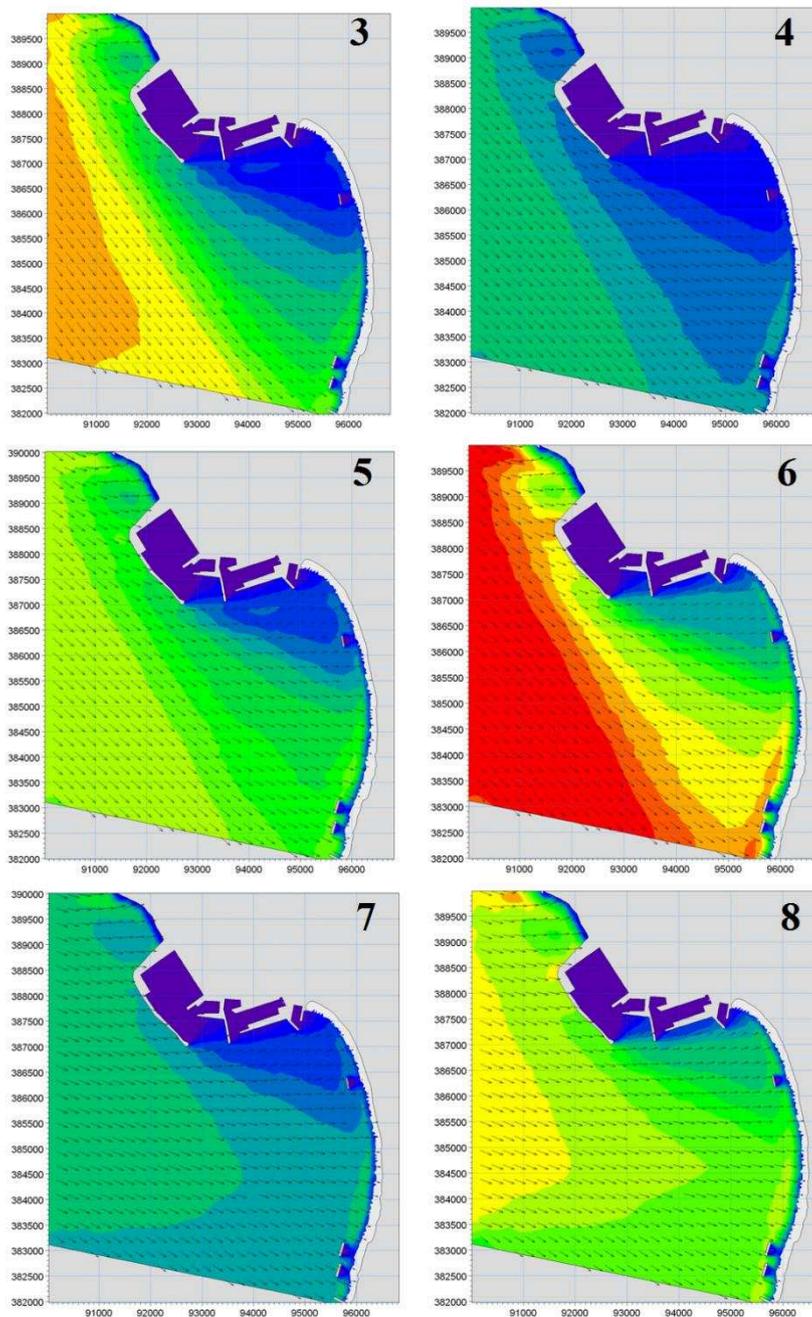


Fig VI- 5 : Contours de la hauteur significative de la houle pour toutes les conditions (de 1 à 8), les flèches indiquent la direction des crêtes de la houle

### Courants

Les courants de la marée sont trop faibles sur la zone pour jouer un rôle significatif, les courants ayant une influence sont générés principalement par la houle. La nature des courants dus à la houle est essentiellement influencée par l'angle d'incidence des houles à la côte et par la hauteur significative lors du déferlement. La modélisation permet d'intégrer tous ces

facteurs et de mettre en évidence les écoulements complexes au niveau du littoral d'Agadir. Selon ces conditions, deux zones peuvent être distinguées: i) La plage d'Anza, entre Cap Arhdis et la jetée du port de commerce, ii) et la baie d'Agadir entre le port de commerce au nord et le palais royal au sud.

### Plage d'Anza

Les courants longent la côte d'Anza en direction du sud, quelle que soit l'incidence de la houle (Fig VI-6a/b). Les vitesses sont relativement importantes (supérieur à 0,5m/s), en comparaison à celles observées sur le reste de la zone. Pour la totalité des houles dont l'angle d'incidence varie de NNW à WNW, les écoulements divergent au niveau de la jetée du port de commerce ce qui donne naissance à un courant qui s'oriente vers le large au niveau de l'enracinement de la jetée du port (Fig VI-6a/b).

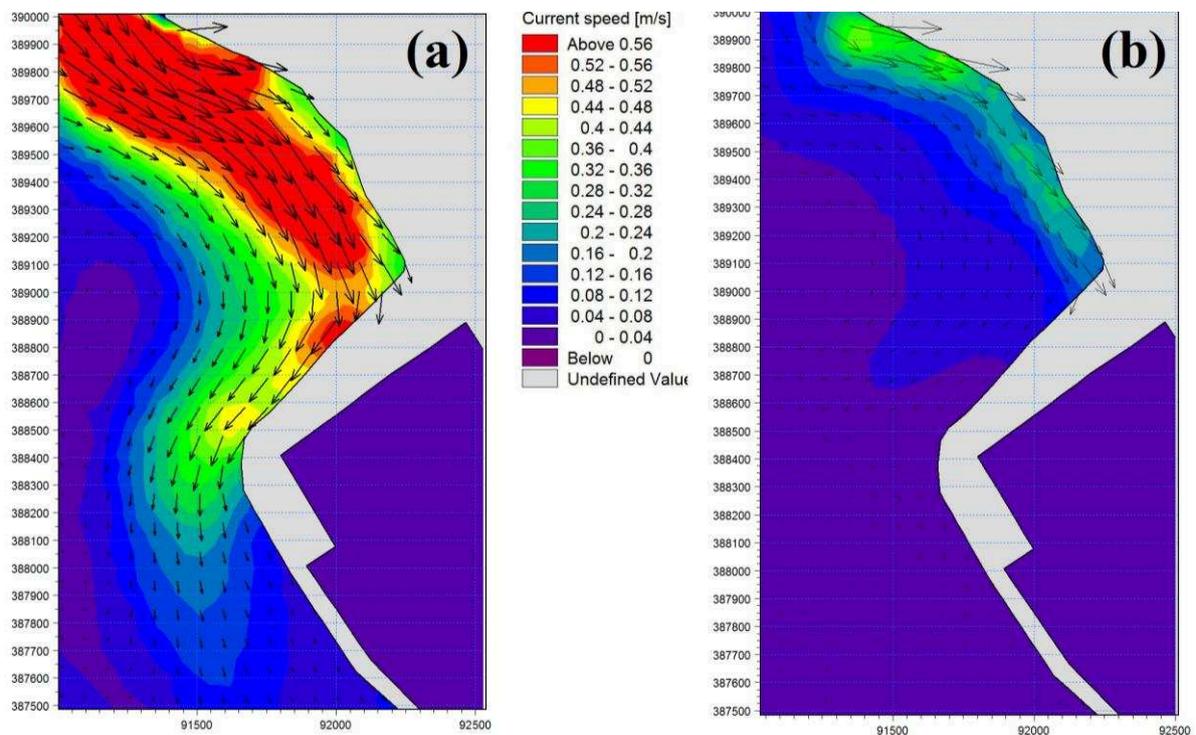


Fig VI- 6 : Caractéristiques des courants à Anza ; (a) condition 3, (b) Condition 7

### Baie d'Agadir

Au nord de la baie d'Agadir, le port génère, comme prévu, une diminution importante de la hauteur significative de la houle, comme prévu, en raison de la diffraction. Sur la figure VI-7a/b, on remarque que l'intensité des courants augmente graduellement tout en s'éloignant du

port. Une zone de divergence se distingue au centre de la baie avec une recirculation du courant dans la zone d'ombre du port engendrant des courants vers le nord.

Le secteur sud représente la partie la plus exposée à l'énergie de la houle. Sur ce secteur, les courants sont plus uniformes en comparaison avec le secteur nord de la baie. On remarque que l'intensité des courants augmente graduellement du nord vers le sud confirmant ainsi les résultats observés en termes d'agitation. Plus localement, deux zones de convergence se distinguent derrière le système de défense de 1994 composé des deux brise-lames et de l'épi (Fig VI-7a/b). On observe ainsi une recirculation du courant en amont de ce système engendrant des courants vers le large, durant les conditions de forte énergie.

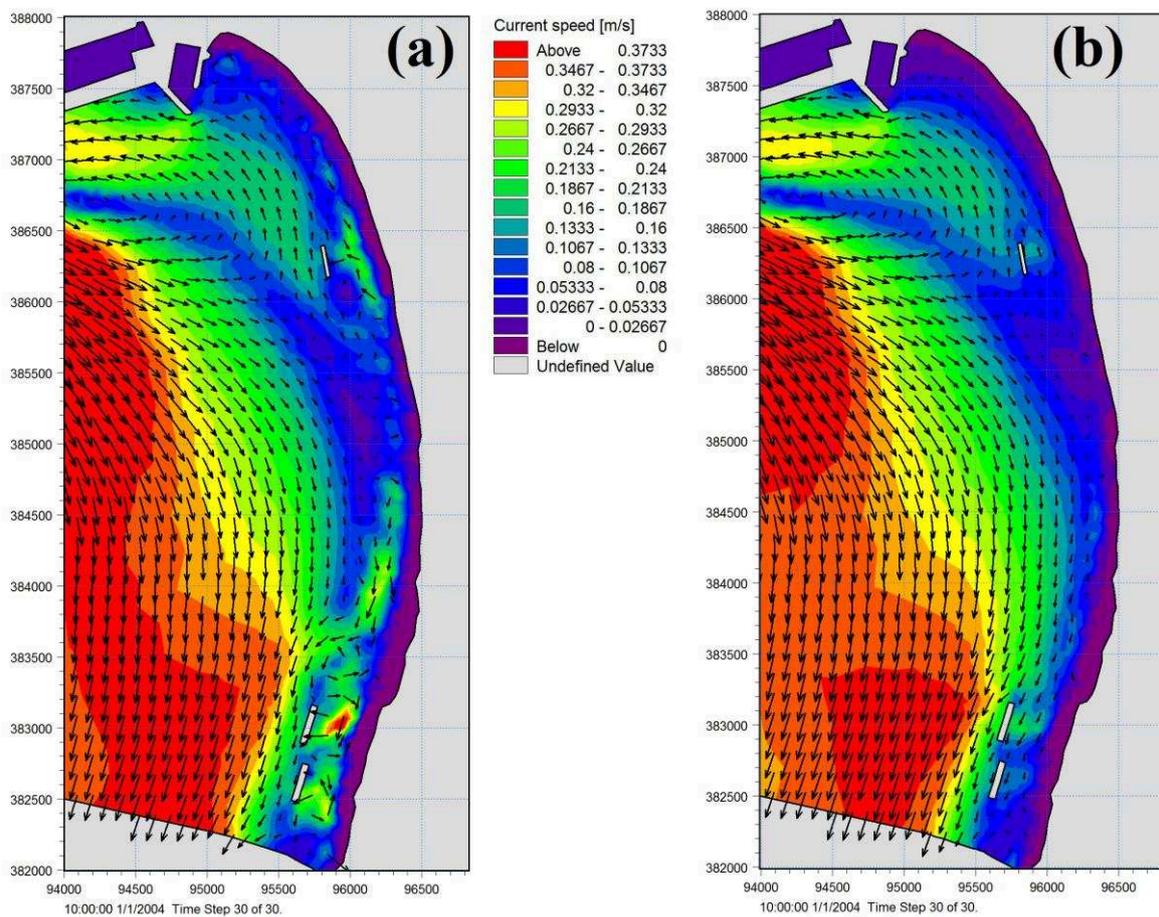


Fig VI- 7 : Caractéristiques des courants au niveau de la baie d'Agadir ; (a) condition 3, (b) Condition 7

## Capacité du transport sédimentaire

Afin de déterminer les quantités annuelles de sédiment en transit le long du littoral d'Agadir, 20 profils ont été extraits des fichiers résultats du transport sédimentaire pour chaque condition de houle (Fig VI-8). Pour chacun de ces profils, les contributions respectives de chacune des houles ont été additionnées puis le résiduel intégré sur une année. Cela signifie que chaque profil nous donne l'intensité du transport sédimentaire sur une année en fonction de la direction de ce transport.

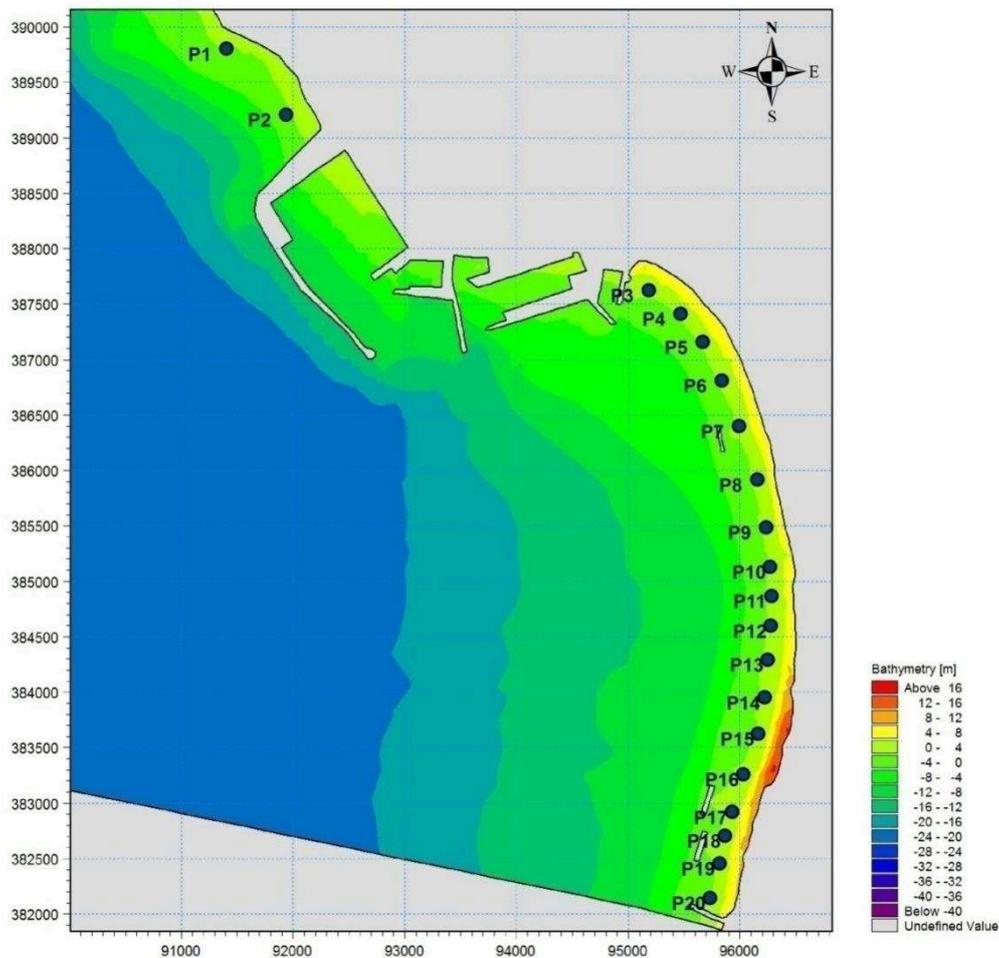


Fig VI- 8 : Localisation des profils utilisés pour quantifier le transit sédimentaire

Les résultats de cette synthèse sont présentés sur la figure VI-9. La dérive littorale qui est estimée à une intensité de l'ordre de  $440000\text{m}^3/\text{an}$  au niveau d'Anza perd son intensité en s'approchant de l'enracinement de la jetée du port de commerce. Cependant, il est impératif de prendre également en compte le transport vers le large parallèlement à la digue du port de commerce ; qui est de l'ordre de  $70000\text{m}^3/\text{an}$ . Au niveau de la baie, la dérive littorale est graduellement plus intense en allant du nord vers le sud, elle passe de  $20000$  à  $200000\text{m}^3/\text{an}$ .

Au nord de la baie la capacité du transport sédimentaire varie de 20000 à 40000 m<sup>3</sup>/an. On y distingue une zone de divergence au centre avec une zone de convergence derrière le brise-lames (Fig VI-9).

Au sud de la baie d'Agadir, la capacité du transport sédimentaire varie de 30000 à 200000 m<sup>3</sup>/an. Dans ce secteur sud on distingue deux zones de convergence derrière les ouvrages de 1994 devant le palais royal. On note aussi qu'environ 4000 m<sup>3</sup>/an de sédiments sont transportés au large près de la partie amont des ouvrages en direction du Sud (Fig VI-9).

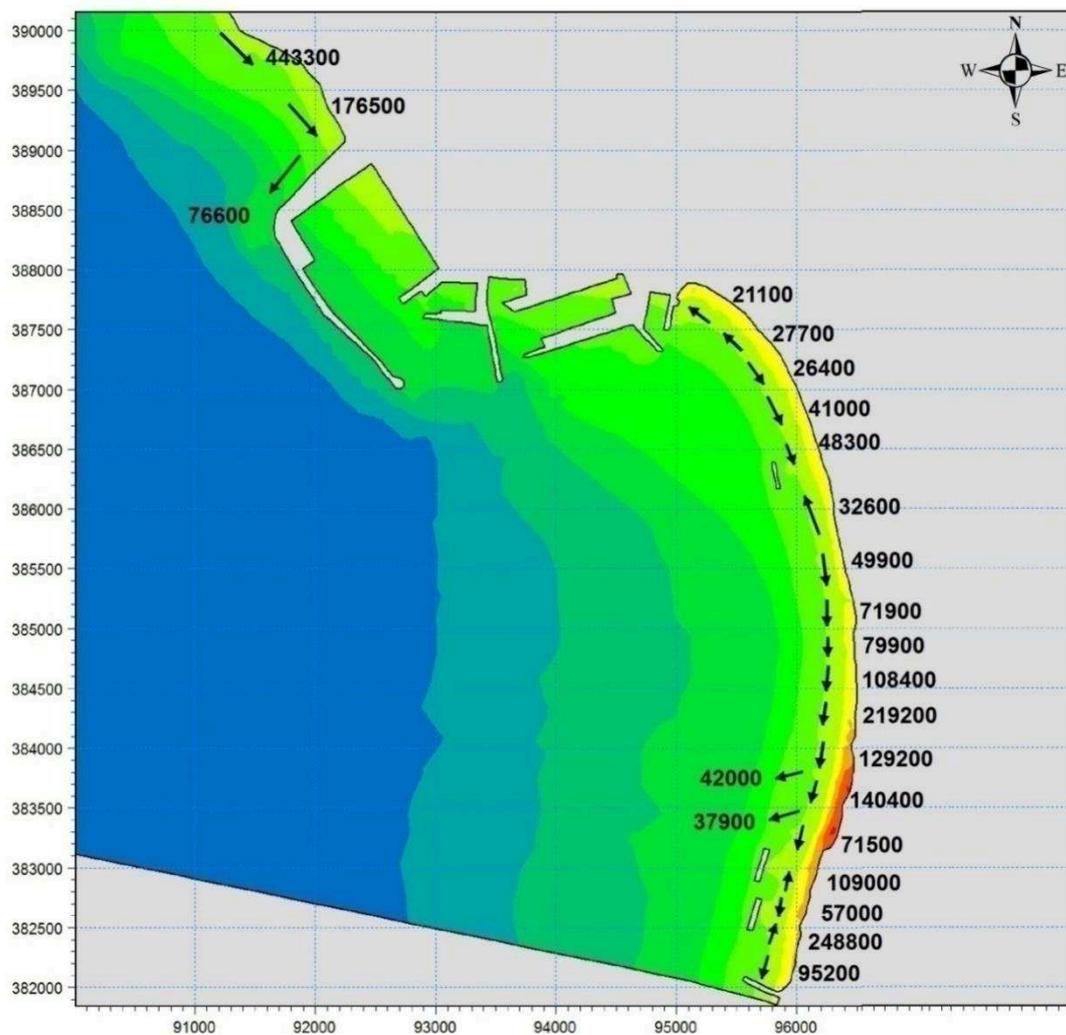


Fig VI- 9 : Synthèse du transport sédimentaire annuel sur le littoral d'Agadir (valeurs en m<sup>3</sup>/an)

## VI.1.2 Détermination du potentiel de transport sédimentaire (méthode des vecteurs granulométriques de Gao et Collins, 1994)

Dans le cadre d'une étude réalisée par la DPDPM, en mars 2013, vingt sondages à la lance avec prélèvement d'échantillons de sédiments ont été réalisés. La localisation des sondages et des prélèvements effectués est indiquée sur la figure VI-10.

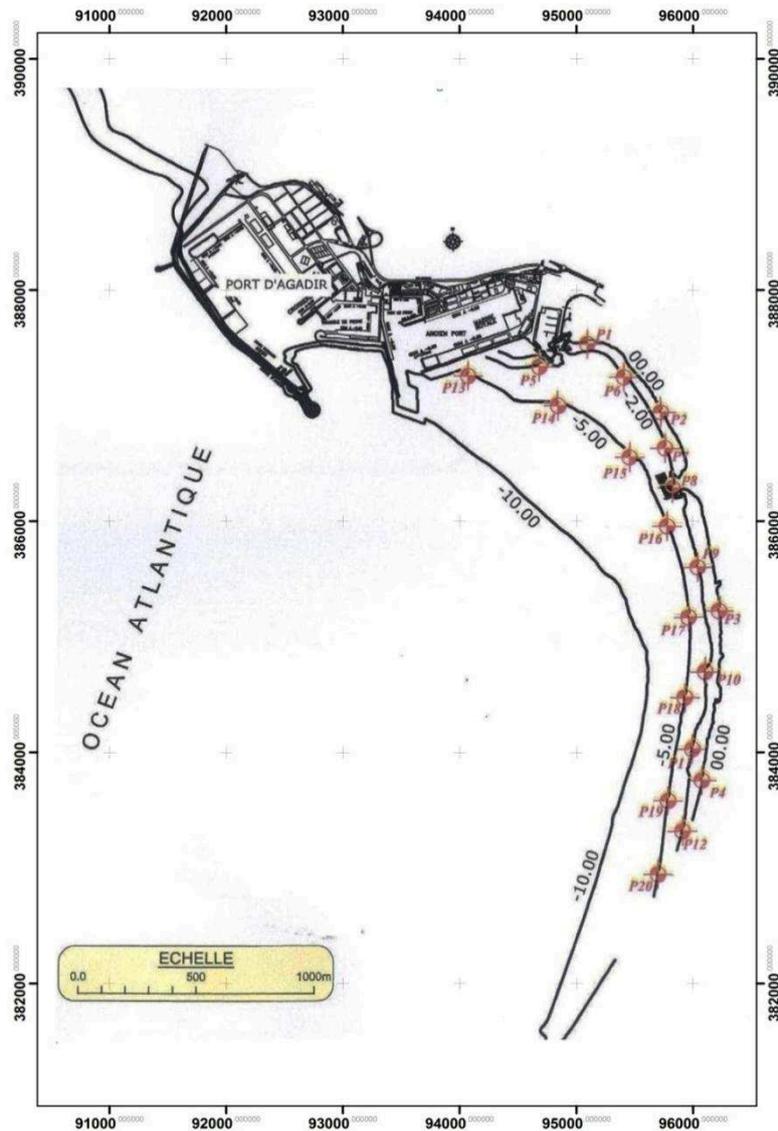


Fig VI- 10 : Localisation des points d'échantillonnages (DPDPM, 2013)

Les sondages à la lance ont montrés que l'épaisseur de la couche meuble atteint 5 m dans la plage d'Agadir à l'exception des sondages P6 et P20 qui ont montré un refus à 2,5 m et à 2m. La nature du fond est sableuse dans la totalité du secteur d'étude (Tab VI-2). On rappelle que ce sondage consiste à injecter de l'eau ou de l'air sous pression au moyen d'un tube de faible section, le sédiment est ainsi refoulé ce qui permet l'enfoncement de la lance, jusqu'à un

niveau s'opposant à la poursuite du sondage ; la profondeur de refus est notée. Ce refus ne correspond pas nécessairement au substratum rocheux. Ce type d'investigation donne une première information sur la profondeur d'horizons compacts.

Tab VI- 2 : Résultats des sondages réalisés par la DPDPM en Mars 2012

N° Echantillon	X	Y	Profondeur atteinte	D50 des sédiments (mm)
1	95095	387535	5	0,4
2	95715	386950	5	0,25
3	96215	385225	5	0,25
4	96070	383750	5	0,35
5	94690	387340	5	0,25
6	95405	387245	Refus à 2,5 m	0,25
7	95750	386635	5	0,35
8	95815	386290	5	0,22
9	96030	385600	5	0,25
10	96100	384700	5	0,25
11	95990	384025	5	0,25
12	95910	383315	5	0,25
13	94085	387260	5	0,22
14	94840	387005	5	0,19
15	95450	386555	5	0,22
16	95770	385960	5	0,25
17	95955	385170	5	0,25
18	95925	384480	5	0,25
19	95785	383580	5	0,22
20	95705	382945	Refus à 2,0	0,25

Les sédiments prélevés ont été utilisés pour évaluer la direction et la capacité du transport sédimentaire à l'aide de la méthode de Gao et Collins (1994). Tous les sédiments prélevés présentent un faciès sableux (Tab VI-2). La fraction grossière > 80  $\mu\text{m}$ , varie entre 78,7% et 99%, tandis que la fraction fine est comprise entre 1% et 21,3%. Les trois indices granulométriques (grain moyen ( $\sigma$ ), sorting ( $\mu$ ) et skewness (Sk)), utilisés pour calculer la probabilité d'occurrence de la direction nette de transport sédimentaire, sont présentés dans le tableau VI-3.

Tab VI- 3 : Résultats de calcul des indices granulométrique (Grain moyen ( $\mu\text{m}$ ), Sorting ( $\mu\text{m}$ ), and skewness ( $\mu\text{m}$ )) pour les différents échantillons.

Points	X	Y	Z	Mean ( $\mu\text{m}$ )	Sorting ( $\mu\text{m}$ )	Skewness ( $\mu\text{m}$ )
P1	95405	387245	0	407,6	1,294	-2,724
P2	95715	386950	0	318,4	1,535	2,136
P3	96215	385225	0	318,9	1,455	2,611
P4	96070	383750	0	399,0	1,460	0,783
P5	94840	387005	-2	294,4	1,242	2,906
P6	95450	386555	-2	281,1	1,205	-1,193
P7	95770	385960	-2	298,6	1,240	1,509
P8	95955	385170	-2	302,3	1,482	2,240
P9	95925	384480	-2	296,1	1,368	1,848
P10	95785	383580	-2	293,1	1,386	1,685
P11	95095	387535	-2	310,7	1,392	3,730
P12	94690	387340	-2	309,5	1,308	3,009
P13	95750	386635	-5	268,2	1,301	-1,776
P14	95815	386290	-5	227,6	1,497	-0,555
P15	96030	385600	-5	265,0	1,385	0,556
P16	96100	384700	-5	301,2	1,952	0,198
P17	95990	384025	-5	305,6	1,427	2,554
P18	95910	383315	-5	305,9	1,301	0,785
P19	94085	387260	-5	290,5	1,332	0,692
P20	95705	382945	-5	296,7	1,307	0,779

Les vecteurs du transport résiduel calculés à partir des 20 échantillons montrent deux grandes tendances ; une dérive orientée sud-nord localisée dans la moitié nord de la baie et une dérive orientée nord-sud localisée dans la moitié sud (Fig VI-11). On note aussi une tendance

d'évacuation des sédiments vers le large près de la partie amont des ouvrages de défense situés au sud (Fig VI-11).

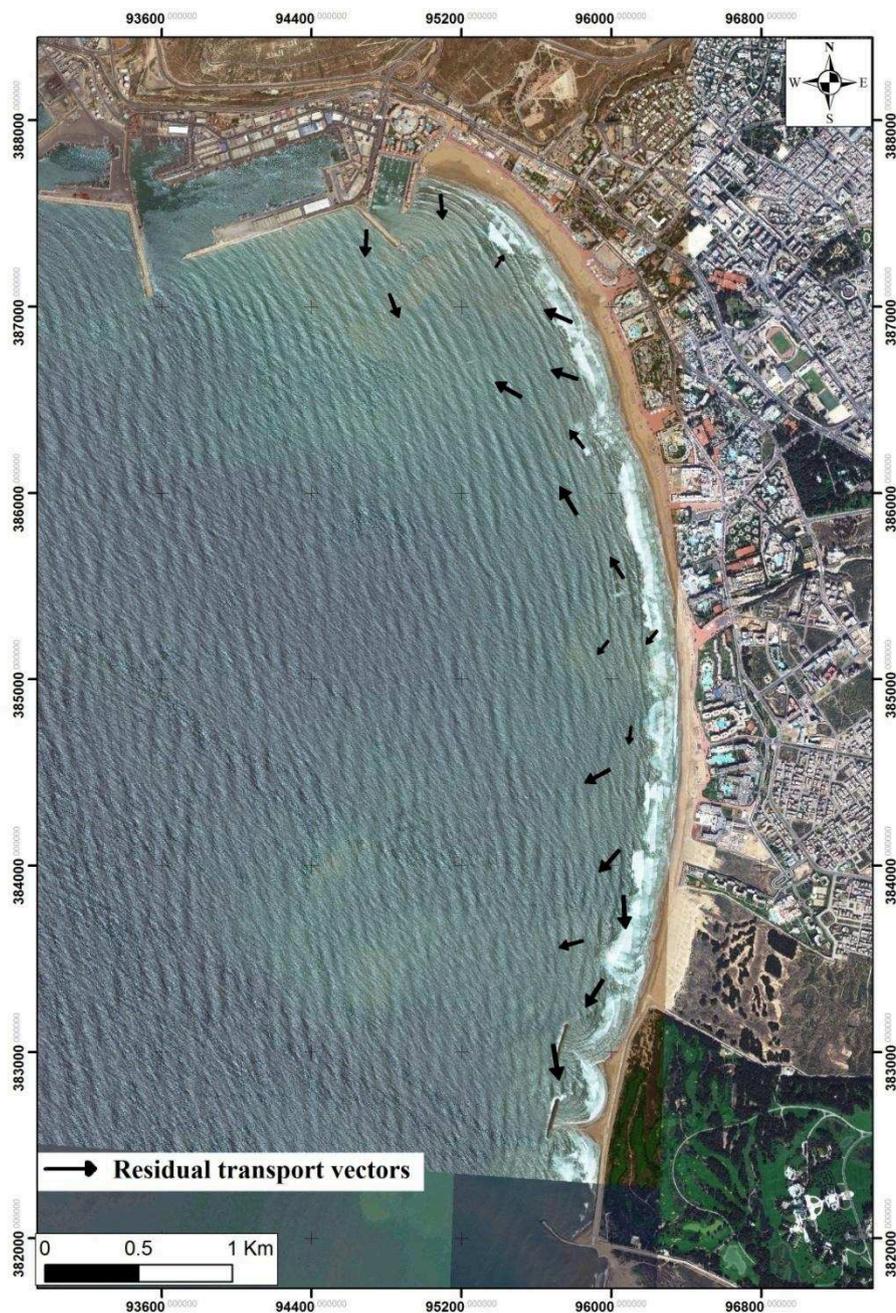


Fig VI- 11 : Transport résiduel calculé par le modèle Gao et Collins (1994)

## VI.2 Simulation numérique : Analyse multi-échelle

### VI.2.1 Simulation à long terme

L'objectif de cette partie est d'avoir un aperçu sur l'hydrodynamisme du littoral d'Agadir à l'échelle du long terme ; principalement étudier l'impact potentiel causé par l'extension du complexe portuaire d'Agadir. Cette partie comprend la simulation de la propagation de la

houle, la génération des courants dus au déferlement de la houle et le calcul de la capacité du transport sédimentaire pour différentes situations : i) avant la mise en place des installations portuaires, elle représente l'état naturel de la plage en 1950 (Fig VI-12a), ii) après la mise en place du port de pêche en 1954 et le premier brise-lames en 1968 (Fig VI-12b), iii) et après la mise en place du port de commerce en 1989 et les ouvrages de défense au sud de la baie devant le palais royal en 1994 (Fig VI-12c).

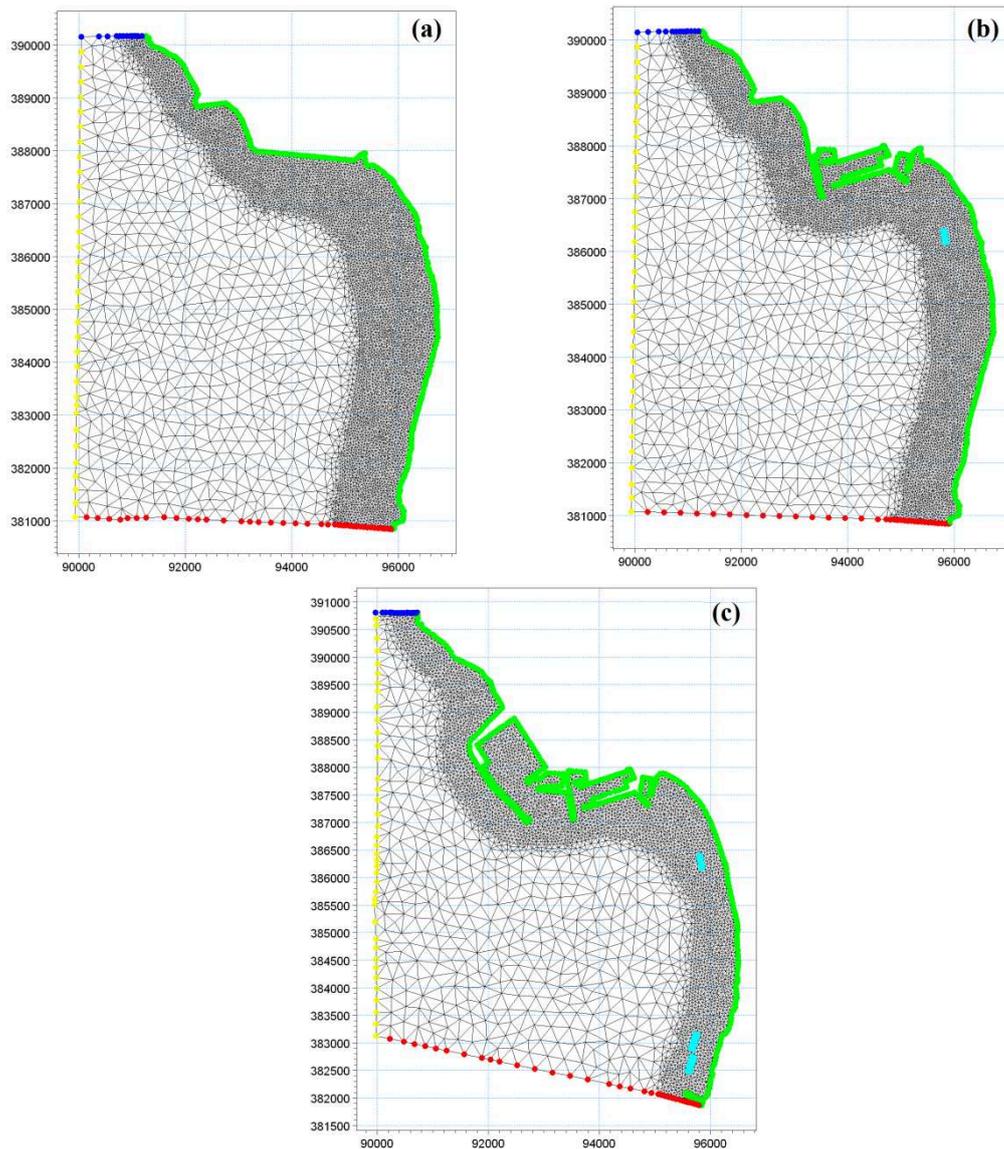


Fig VI- 12 : Modèle d'éléments de maillage ; (a) état naturel, (b) après la mise en place du port de pêche et du brise-lames, (c) état actuel, caractérisé par l'ajout d'un port de commerce au nord et un système de défense au sud

- i) Avant la mise en place des installations portuaires, les houles provenant du secteur nord-ouest déferlent sur une zone peu profonde située au nord (Fig VI-13 a). Ces houles arrivent au nord de la baie d'Agadir avec un angle oblique par rapport à la côte, donnant naissance à un courant orienté nord-sud (Fig VI-13 b,c). En revanche, au sud les crêtes des vagues arrivent presque perpendiculaires à la côte. Ces houles donnent naissance à un taux de transport de sédiments inférieur à celui détecté au nord. La partie nord de la baie se caractérise par une morphologie très active ; les effets combinés des flux et des vagues provoquent l'érosion du sable qui est transporté vers la partie supérieure de la plage. Ce transport est dû à l'écoulement induit par le déferlement intense des vagues sur la partie élevée de cette zone. Dans cette première situation qui représente l'état naturel, on note que la variation de la hauteur des vagues est influencée par deux principaux phénomènes : le shoaling au large le déferlement près de la côte.
  
- ii) Après la construction du port de pêche en 1954, l'extrême nord de la baie d'Agadir a vu son hydrodynamisme changer d'une manière significative, par la création d'une zone d'ombre contre les houles provenant des directions nord-ouest (Fig VI-14 a). Le principal impact du port de pêche est le blocage de la dérive littorale qui a provoqué immédiatement une accumulation accrue de sédiments le long de la jetée du port de pêche (Fig VI-14 b,c). Le sable transporté donne naissance à un début de formation d'une flèche sableuse. Ces sédiments vont par la suite continuer à se déposer à l'extérieur de la jetée.
  
- iii) Dans le dernier cas qui représente la situation actuelle, les simulations montrent que la jetée du port commercial implantée en 1989 avait conduit à une diminution significative de l'énergie des vagues, suite à la diffraction des houles provenant du nord-ouest. Cette diminution de l'énergie est très remarquable dans la partie nord de la baie (Fig VI-15 a). Les résultats de la simulation de la propagation de la houle montrent que la houle au large atteint le secteur sud avec un angle de  $N290^\circ$ , ce qui donne un angle d'incidence de  $6^\circ$  à  $14^\circ$  par rapport à la ligne de rivage. Le mouvement des sédiments au Sud est causé par plusieurs mécanismes, cependant le mécanisme le plus marquant est la formation de courants sagittaux qui sont générés essentiellement par la variation du niveau d'eau qui est elle-même induite par la variation de la hauteur de la houle lors du déferlement (ChapVI-Fig15b et c).

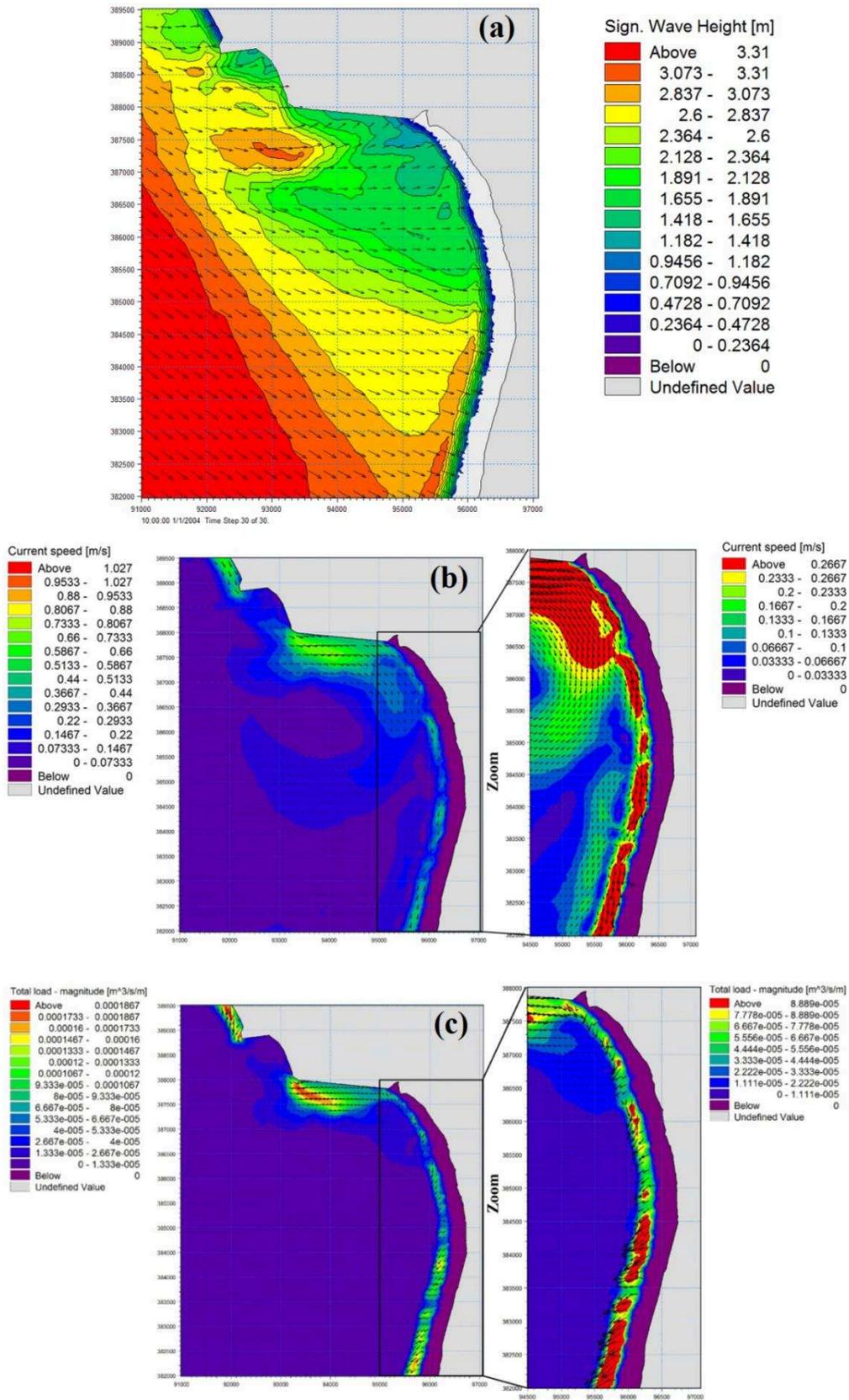


Fig VI- 13 : *Simulation de l'état naturel* ; (a) évolution de la hauteur significative et de la direction de la houle, (b) visualisation des courants engendrés par la houle (c) visualisation de la capacité du transport sédimentaire

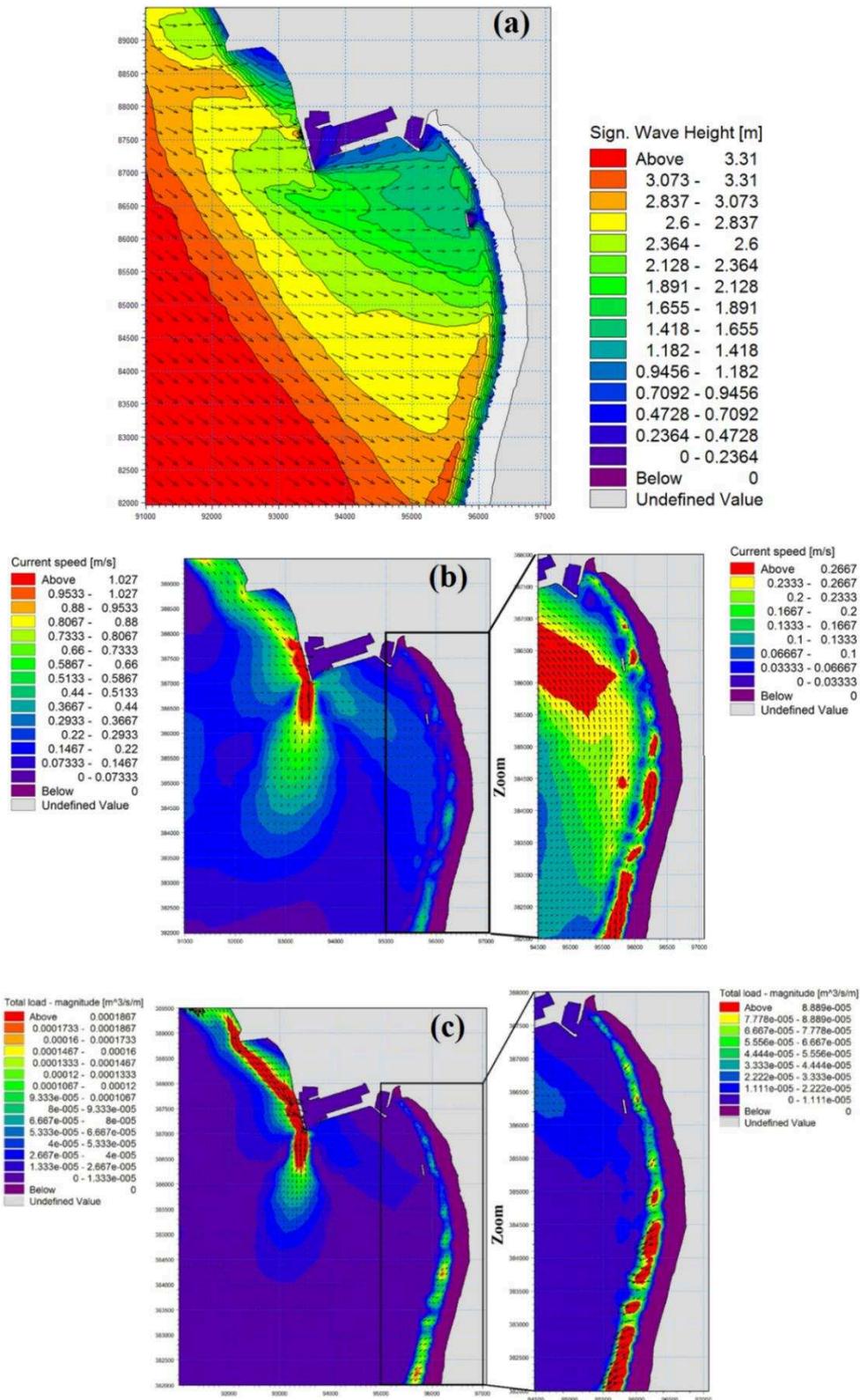


Fig VI- 14 : Simulation de l'état après la mise en place d'un port de pêche et du premier brise-lames; (a) évolution de la hauteur significative et de la direction de la houle, (b) visualisation des courants engendrés par la houle (c) visualisation de la capacité du transport sédimentaire

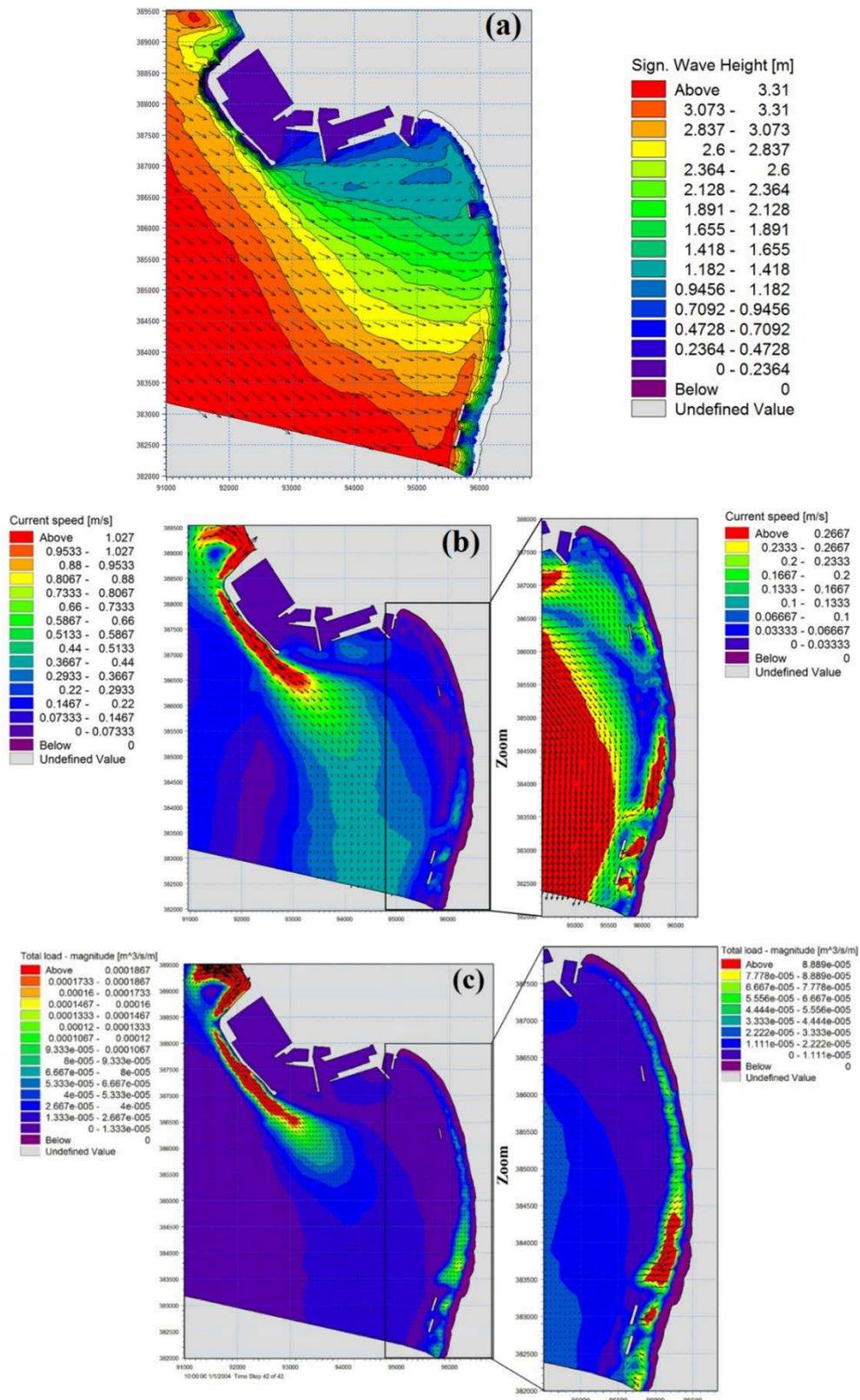


Fig VI- 15 : *Simulation de l'état actuel*, après ajout du port de commerce au nord et du système de défense au Sud. (a) évolution de la hauteur significative et de la direction de la houle, (b) visualisation des courants engendrés par la houle (c) Visualisation de la capacité du transport sédimentaire

## VI.2.2 Simulation à moyen terme en régime quasi-stationnaire

Le modèle est configuré pour simuler les changements du taux de sédimentation/érosion pendant 365 jours (avril 2013-avril 2014). Pour gagner du temps dans la simulation, un facteur d'accélération de 144 est appliqué. Cela signifie que pour chaque laps de 10 minutes de cette simulation, la mise à jour du taux de sédimentation/érosion est de l'ordre d'un jour. Le niveau du fond est mis à jour au cours de la simulation. Le taux de la sédimentation/érosion est le résultat de l'interaction entre les courants, les vagues et le transport sédimentaire. Les caractéristiques de la houle à la limite offshore du modèle, au cours de la période de suivi à moyen terme entre avril 2013 et avril 2015, sont représentées sur la figure VI-16. Nous avons également pris en considération la variation du niveau d'eau durant la période avril 2013-avril 2014 (Fig VI-17).

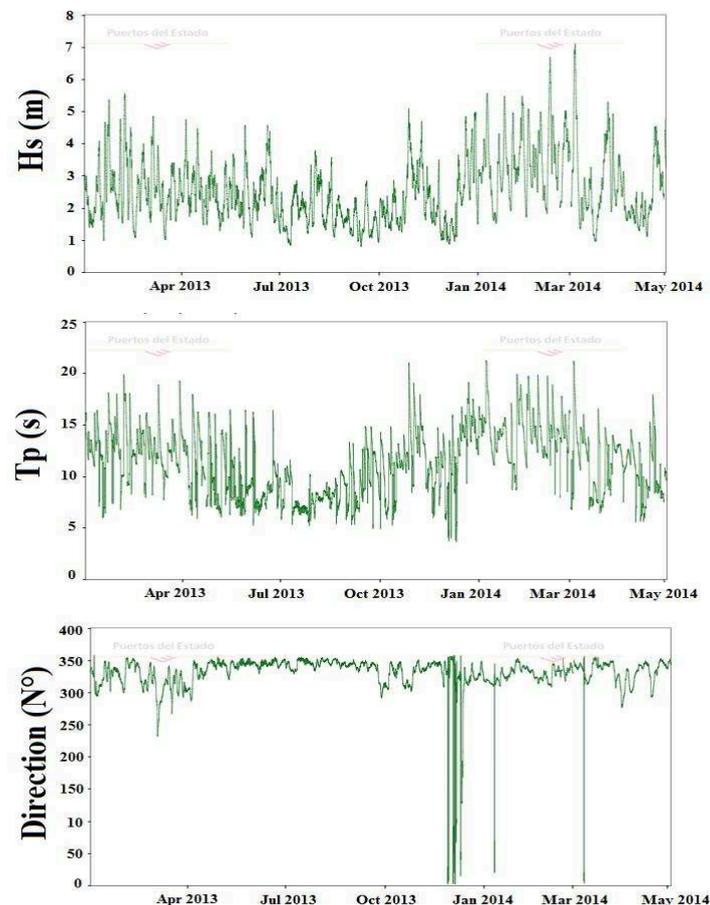


Fig VI- 16 : Caractéristiques de la houle en entrée du modèle (pas de temps de 3heurs)

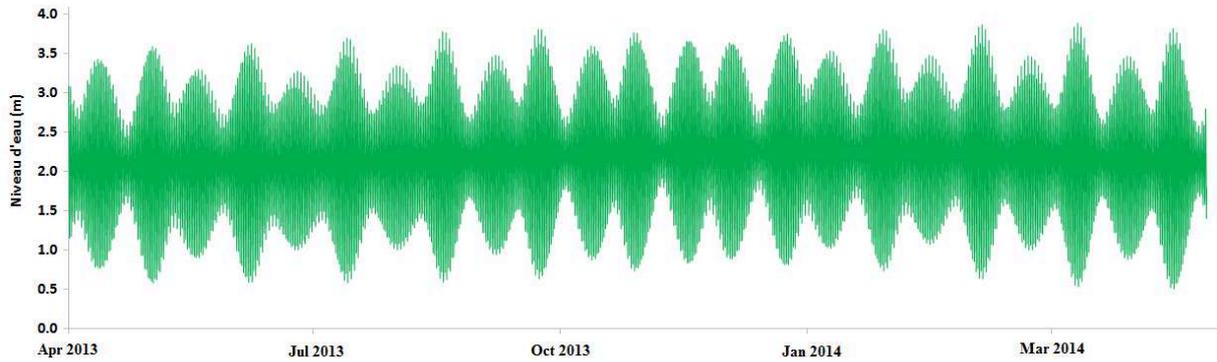


Fig VI- 17 : Caractéristiques de la marée en entrée du modèle (pas de temps de 15 minutes)

Le transport des sédiments dépend aussi de la nature des fonds marins et de la distribution de la taille des grains. Pour cette raison 24 échantillons, prélevés à des profondeurs de 0 m/zh à - 5m/zh tout au long de la baie d'Agadir, ont été utilisés pour déterminer la distribution de la taille des grains. La totalité des sédiments prélevés sont de nature sableuse. La granulométrie moyenne (D50) varie entre 0,22 et 0,4 mm pour l'ensemble des échantillons prélevés. Le modèle numérique est basé sur la version d'éléments finis de MIKE 21 qui utilise un maillage fini non structuré afin de fournir un degré de flexibilité optimale dans la description des conditions d'écoulement. Diverses résolutions du modèle (taille des éléments du maillage) ont été appliquées dans le domaine du modèle. La résolution la plus fine est concentrée dans les zones critiques du modèle, près de la côte (Fig VI-18).

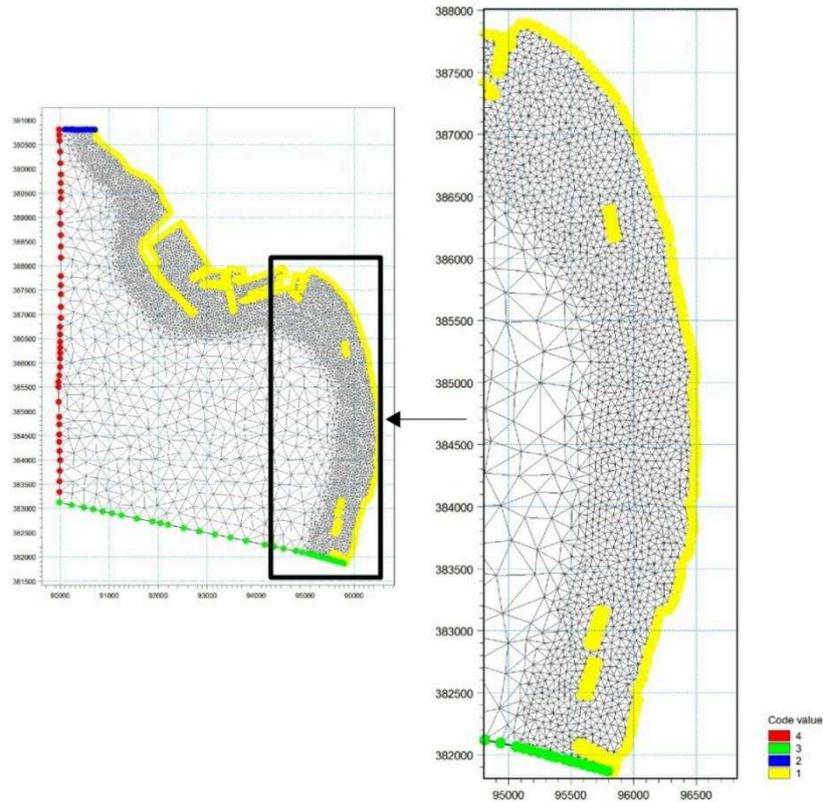


Fig VI- 18 : Modèle de maillage utilisé pour la simulation quasi stationnaire

Le taux du transport total des sédiments non cohésifs est calculé selon l'équation de Frank et Jorgen (1976) qui combine les conditions de la houle et des courants au niveau de la zone de surf. Cette équation considère les résultats du modèle de la propagation de la houle (Fig VI-19) et les résultats de calcul des courants dus à la houle et à la marée (Fig VI-20) comme des données d'entrées. La carte de la variation de la hauteur significative de la houle est représentée dans la figure VI-19 ; elle montre que la partie sud de la baie est exposée à des niveaux d'énergie plus élevés. Le champ d'écoulement du début de calcul des courants est représenté sur la figure VI-20 qui montre que les courants maximaux apparaissent dans le secteur sud. Le champ d'écoulement du début de calcul de taux de transport sédimentaire est représenté sur la figure VI-21 ; la capacité du transport sédimentaire est plus importante au sud. Le résultat final de la simulation qui a permis le calcul du taux de sédimentation/érosion est représenté sur la figure VI-22 ; cette figure montre qu'après une année de simulation le nord est dominé par l'accrétion tandis que l'érosion est concentrée dans le sud.

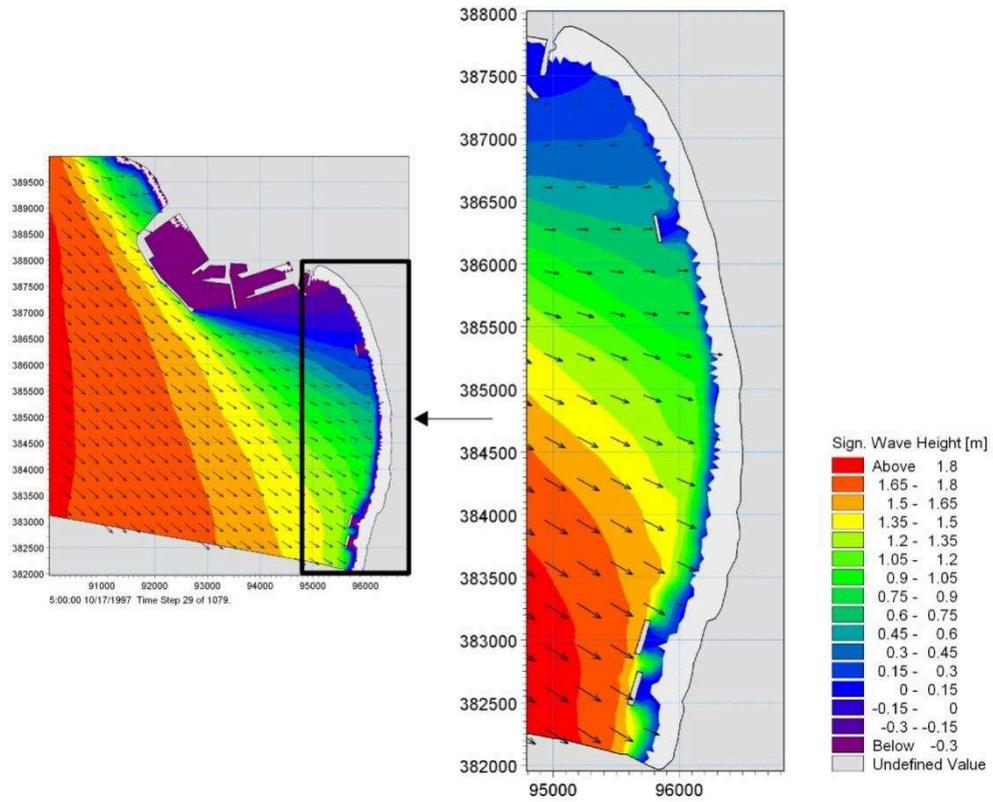


Fig VI- 19 : Carte de la hauteur significative de la houle – (début de la simulation)

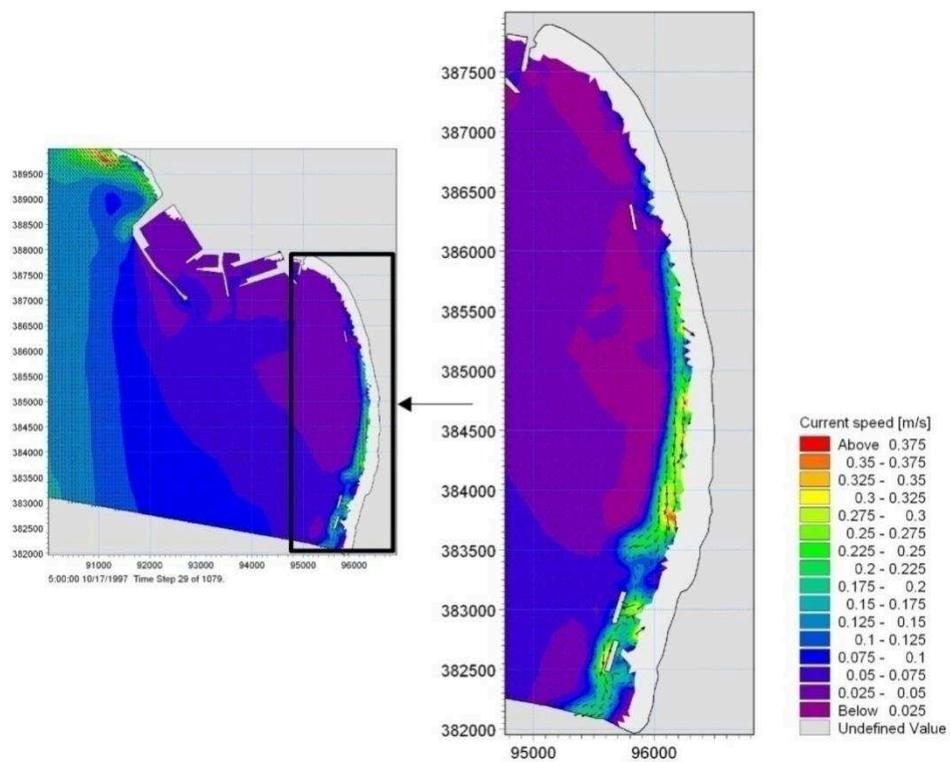


Fig VI- 20 : Carte du courant dans la zone d'étude -(début de la simulation)

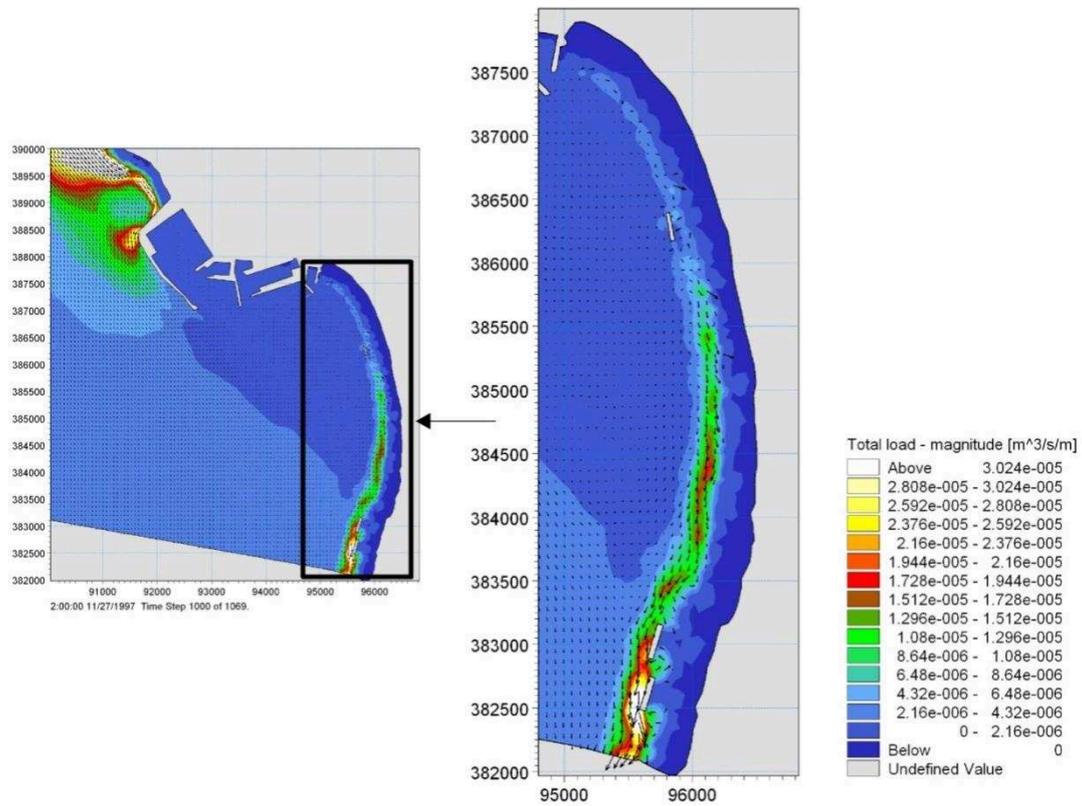


Fig VI- 21 : Carte de la capacité du transport sédimentaire -(début de la simulation)

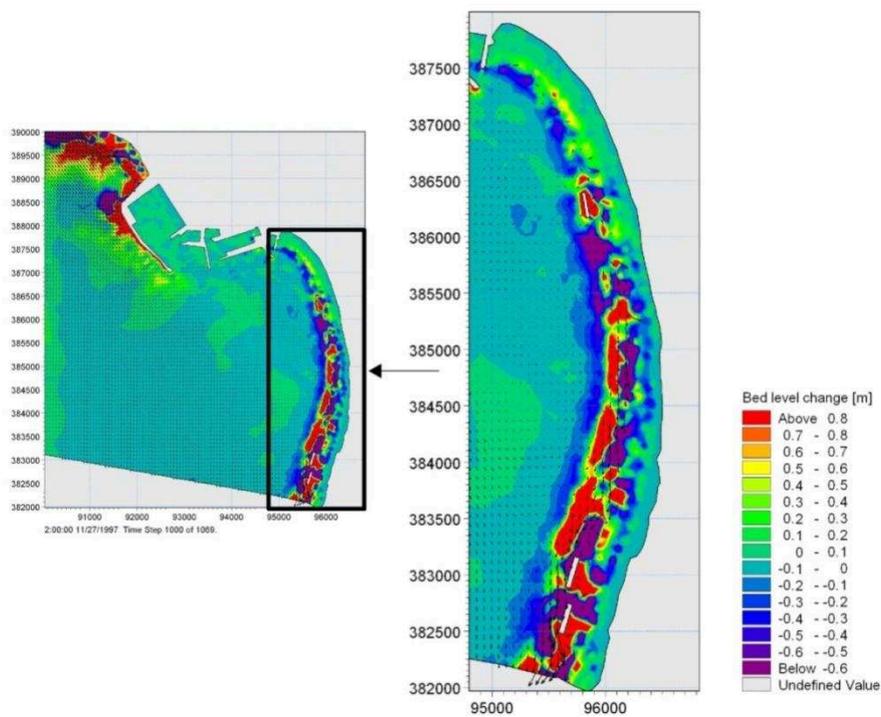


Fig VI- 22 : Carte des zones de dépôt et des zones d'érosion (Bed level change) après 365 jours de simulation d'avril 2013 à avril 2014

Les résultats de la simulation obtenus sur une année (avril 2013 et avril 2014) , montrent que la combinaison des trois courants (courant de retour courant de dérive et courant sagittale) contrôle une grande partie du transport sédimentaire du secteur sud de la baie : i) le courant de retour (undertow current) induit un transport sédimentaire intense vers le large en particulier pendant les épisodes de forte énergie. Ce courant provoque un mouvement important des sables du haut vers le bas de la zone intertidale (Fig VI-23a). ii) L'incidence de la houle oblique, de forte intensité, induit un courant de dérive important (longshore current) qui contribue au transit sédimentaire. Ce courant déplace des volumes importants de sédiments du nord vers le sud (Fig VI-23b). iii) En amont du système de défense implanté au sud, le courant sagittal (rip current) transporte une grande quantité de sédiments au large (Fig VI-23c). Ces sédiments sont par la suite pris en charge par le courant de dérive littoral et transportés au-delà de la baie, surtout à marée basse.

A ces courants s'ajoute la turbulence qui est induite par le déferlement intense favorisant la remise en suspension des sédiments. Ce système interactionnel présente le principal mécanisme d'érosion actuel dans le secteur sud de la baie d'Agadir.

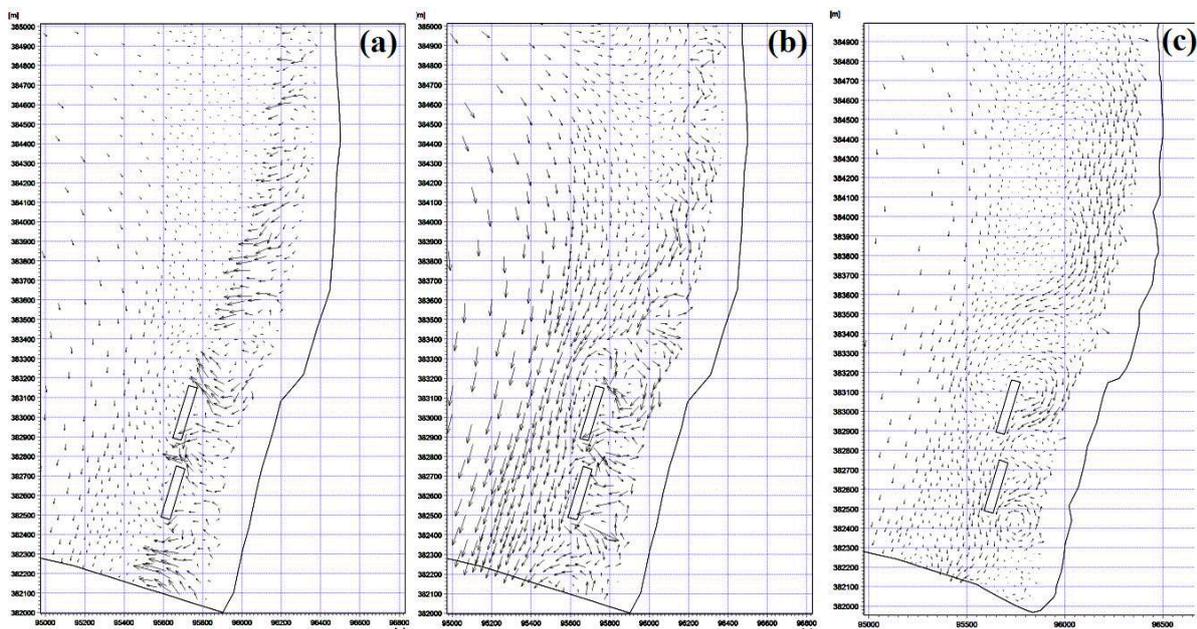


Fig VI- 23 : Visualisation des courants moyens au sud de la baie d'Agadir : (a) courant de dérive, (b) courant de retour, (c) courant sagittal accompagné par le courant de dérive

La situation au nord est complètement différente. Cette zone protégée de la houle incidente du large ; elle est caractérisée par des faibles courants de retour et un courant de dérive orienté sud-nord (Fig VI-24a/b) qui perd sa capacité de transport tout en se déplaçant vers le nord. Cette situation favorise un dépôt de sédiments dans ce secteur nord ; ainsi l'asymétrie des vagues lors des conditions peu agitées entraîne un transport net vers le rivage (Fig VI-24b).

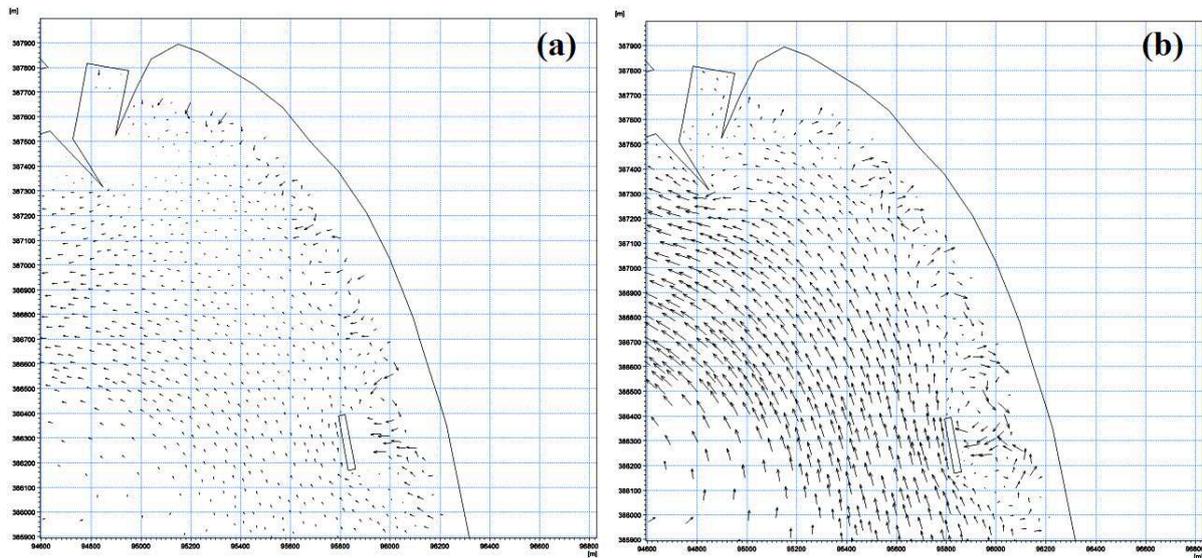


Fig VI- 24 : Visualisation des courants moyens au nord de la baie d'Agadir : (a) courant de retour, (b) courant de dérive

Le budget sédimentaire calculé après la fin de la simulation montre un gain de l'ordre de  $4800\text{m}^3/\text{an}$  dans la partie nord de la baie (Fig VI-25) et une perte de l'ordre de  $82322\text{ m}^3/\text{an}$  au sud. Au total, on note une perte nette de l'ordre  $77522\text{ m}^3/\text{an}$  au niveau de la zone intertidale, entre le port et le palais royal, qui est largement en accord avec la valeur de  $73000\text{ m}^3/\text{an}$  obtenue à partir des deux MNT couvrant la période mars 2012-avril à 2015.

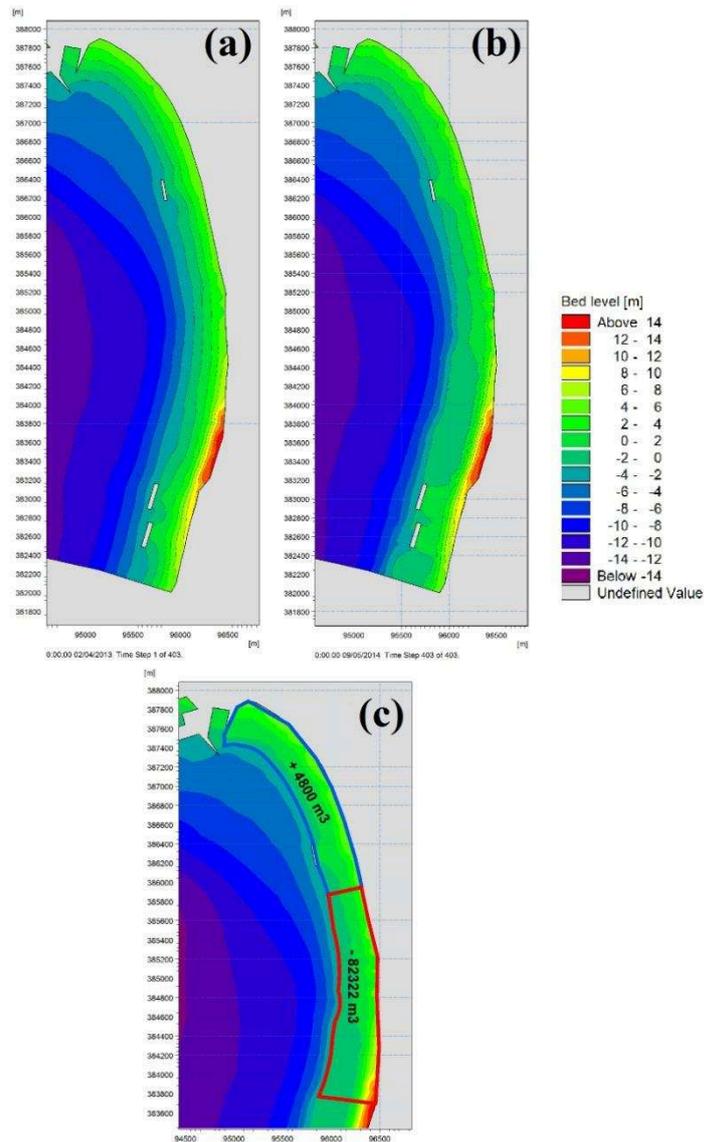


Fig VI- 25 : (a) bathymétrie initiale, (b) bathymétrie après 365j de simulation, (c) budget sédimentaire numérique après 365j de simulation (avril 2013-avril 2014) – correspondant à la zone de différentiel des deux MNTs (réalisés en mars 2012 et avril 2015)

### VI.2.3 Simulation à court terme : Impact des tempêtes.

Afin de comprendre le comportement hydrodynamique de la baie d'Agadir à l'échelle du court terme (lors des tempêtes), nous avons effectué une simulation numérique de la houle, des courants et un calcul numérique des zones de dépôt/érosion pour les 8 événements tempétueux enregistrés entre 07/01/2014 et 04/03/2014 (Aouiche et al., 2015c). Le tableau VI-4 résume les caractéristiques de chaque tempête.

Tab VI- 4 : Caractéristiques des 8 tempêtes

Numéro de l'évènement	Date (jour/mois/année)	Hs (m)	Tp (s)	Direction (N°)	Durée (Heures)	Hauteur de la marée (m)
Evènement 1	07/01/2014	5,7	21	312	12	3,4
Evènement 2	18/01/2014	5,4	15	322	9	3,26
Evènement 3	23/01/2014	4,2	10	358	8	2,9
Evènement 4	30/01/2014	5,4	15	340	16	3,7
Evènement 5	02/02/2014	5	18	338	14	3,6
Evènement 6	10/02/2014	4,95	15	326	11	2,7
Evènement 7	16/02/2014	6,7	14	356	6	3,3
Evènement 8	04/03/2014	7,1	21	350	17	3,5

Pour l'ensemble des événements tempétueux, les simulations de la propagation de la houle depuis le large vers la zone d'étude montrent une déformation importante au cours de cette propagation (Fig VI-26). Cependant, les secteurs exposés aux tempêtes les plus sévères sont situés au sud, au-delà de la zone abritée par les jetées du complexe portuaire. Parmi l'ensemble de ces tempêtes, on note que l'évènement 1 atteint le secteur de la baie avec un niveau d'énergie plus élevé en comparaison avec les autres événements (Fig VI-26). En comparant la hauteur significative au nord de la baie d'Agadir pour l'ensemble des événements, on remarque qu'elle est plus importante pour le premier événement, malgré le fait que le dernier événement, la tempête 8, soit caractérisé par la hauteur significative la plus élevée au large (Fig VI-26). Cette situation s'explique probablement par le fait que la direction de la houle pendant l'évènement 1 est de l'ordre de 312N° tandis qu'elle est de l'ordre de 350N° pour l'évènement 8 ; cela signifie que la houle associée à l'évènement 1 a été moins diffractée par les aménagements portuaires en comparaison avec celle de l'évènement 8.

Les vecteurs de courant calculés pour la totalité des tempêtes montrent deux grandes tendances avec deux directions de la dérive potentielle; une orientée vers le nord et la seconde vers le sud, avec une zone de divergence dans le centre de la baie. Cette zone de divergence se déplace un peu vers le sud quand la houle est moins diffractée par la jetée du port de commerce, tel est le cas pour les deux premières tempêtes 1 et 2 (Fig VI-27). Les vitesses maximales sont enregistrées au sud de la zone d'étude durant les deux premières tempêtes (1 et 2) et lors de la dernière tempête 8. Durant tous les événements, on note une recirculation du courant dans la zone d'ombre du port, ainsi qu'une accélération du courant dans la partie sud de la baie. Les ouvrages implantés dans l'extrême sud en face du palais royal ont diminué

l'énergie des vagues, donnant naissance à une zone de convergence du courant dans la partie arrière (Fig VI-27). On note également la formation d'un courant de type sagittal juste en amont de ce système de défense durant les tempêtes 1, 2, 6 et 8 (Fig VI-27).

Comme on a expliqué auparavant, le modèle de calcul de la variation de niveau d'érosion et de dépôt prend comme des données d'entrées, les résultats du modèle de la propagation de la houle, ceux des courants dus à la houle et à la marée et ceux du transport sédimentaire. La figure VI-28 montre que durant toutes les tempêtes, l'érosion devient de plus en plus importante en allant vers le sud. On remarque ainsi qu'au nord de la baie, les sédiments ne sont pas perdus, ils sont juste déposés en bas d'estran. Dans le secteur sud, où les hauteurs de vagues sont plus élevées, on voit que la quantité des sédiments érodés est importante en comparaison avec le nord. Une grande quantité des sédiments érodés sont transportés vers le sud au-delà de la baie par les courants de types retour et sagittaux et par la suite par la dérive littorale (Fig VI-28).

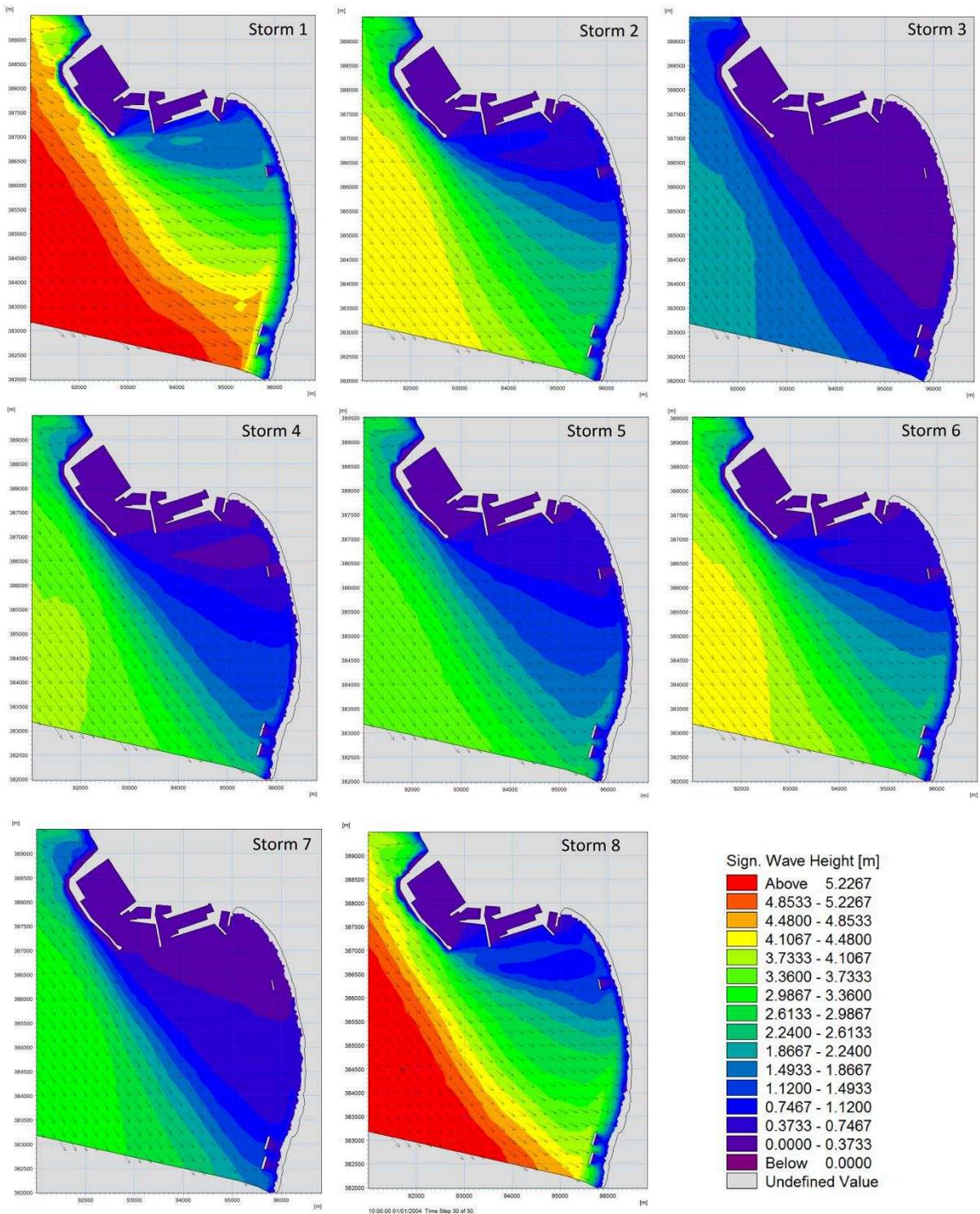


Fig VI- 26 : Cartes de la hauteur significative de la houle des tempêtes de 1 à 8

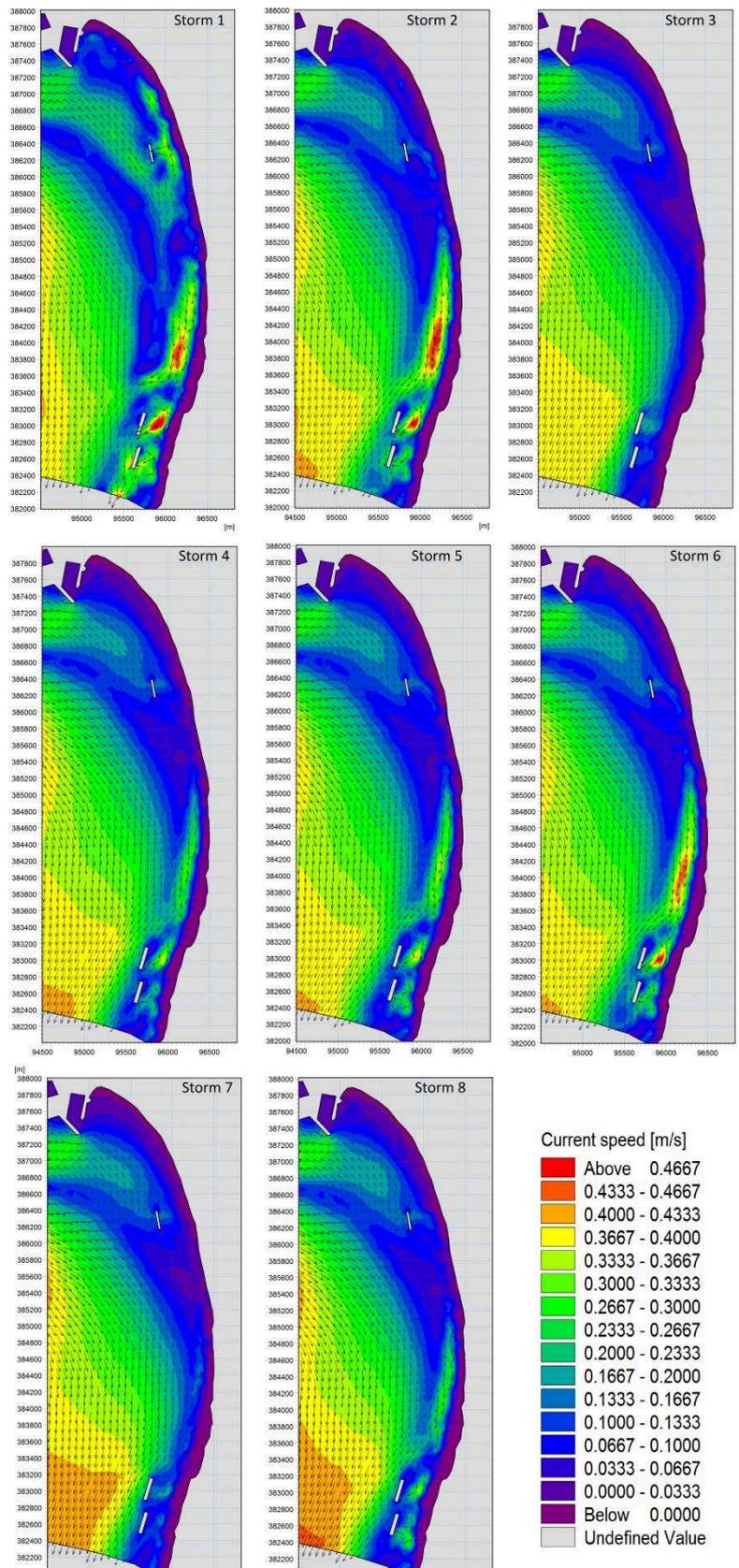


Fig VI- 27 : Cartes des caractéristiques des courants durant des tempêtes de 1 à 8

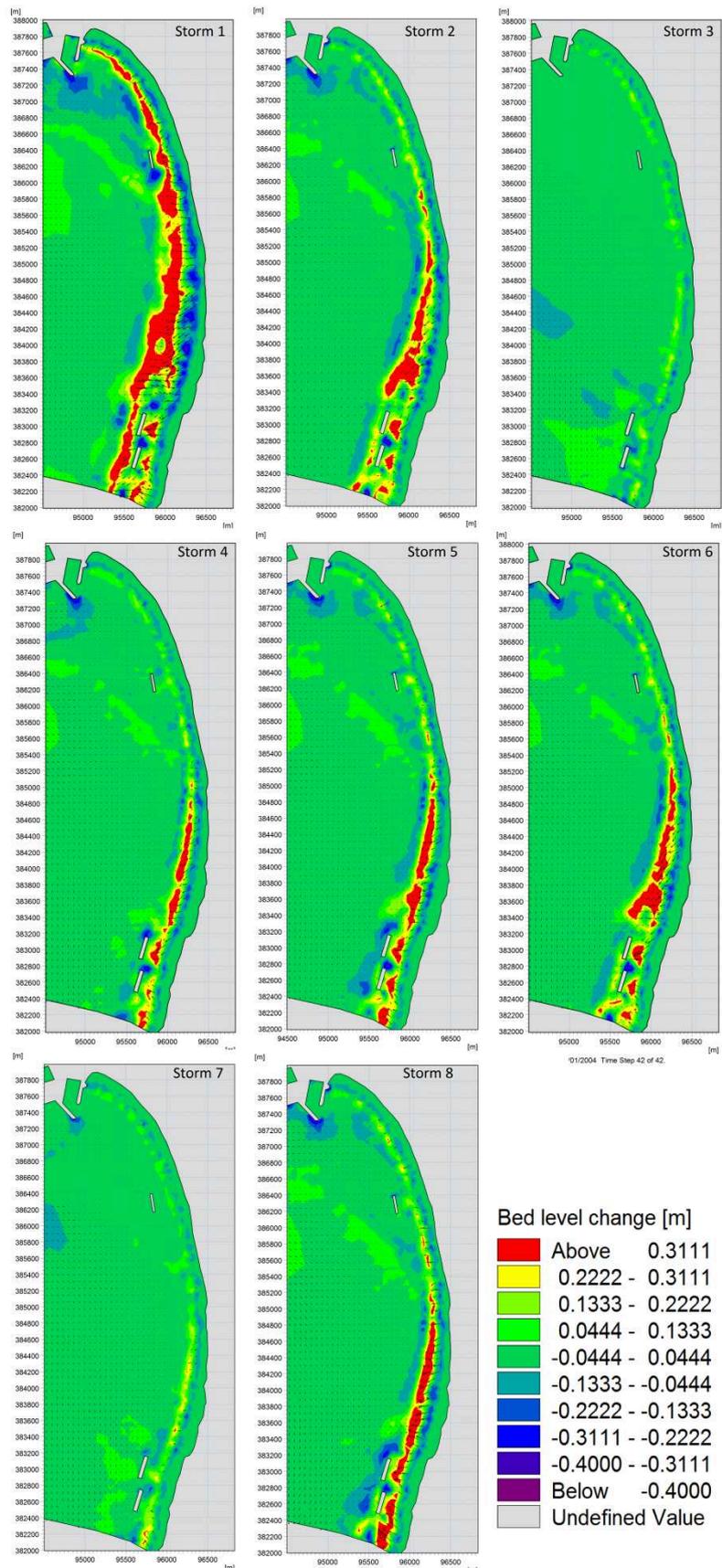


Fig VI- 28 : Cartes des zones de dépôt/érosion lors des tempêtes de 1 à 8

#### **VI.2.4 Discussion des solutions d'aménagement préconisées**

Les différentes techniques ainsi que les différentes approches utilisées dans ce travail ont permis de mieux comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire ainsi que l'évolution morphodynamique de la baie d'Agadir à différentes échelles temporelles. Nous avons montré que le secteur sud de la baie d'Agadir est soumis à une érosion de plus en plus accentuée, cependant, aucune intervention de protection côtière n'a encore été entreprise sur ce secteur.

Les principales techniques de défense utilisées sur les littoraux à l'échelle du monde sont la mise en place d'ouvrages tels que les épis ou les brises-lames, les enrochements, les digues, ...etc. Cependant, l'efficacité de ces méthodes du génie côtier s'avère limitée et locale. En effet, après une phase d'amélioration rapide, elles aboutissent souvent à une aggravation de l'érosion dans les secteurs adjacents, ce qui demande une installation de nouveaux ouvrages d'art, multipliant ainsi leur nombre et le coût sans atteindre une efficacité à long terme. En 2007, la direction des ports et du domaine public maritime du Maroc avait convenu de retenir une solution au niveau de la baie d'Agadir visant à réhabiliter le brise-lames situé au nord, à l'étendre sur 250 m, et à installer quatre brise-lames complémentaires ; deux brises-lames de 200 m et deux autres plus au sud de 250 m (Fig VI-29). L'objectif de ces ouvrages est de protéger les parties les plus exposées à l'agitation. Cependant, les aménagements préconisés n'ont finalement pas été réalisés. Dans une logique de gestion intégrée des zones côtières mise en œuvre par la nouvelle direction des ports et du domaine public maritime marocaine la restauration du fonctionnement naturel des côtes sont favorisés par rapport aux protections lourdes (brises-lames, épis ...).

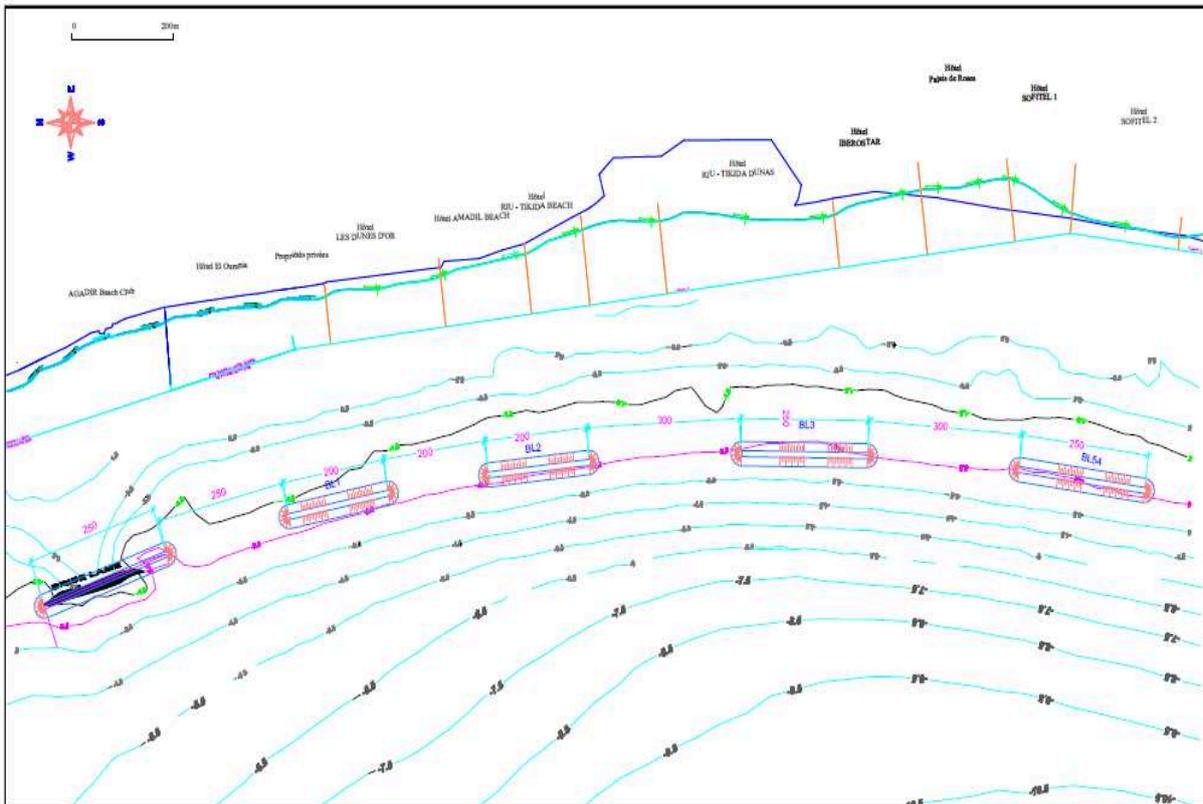


Fig VI 21 : Système de défense proposé par la direction des ports du domaine public maritime, formé par quatre brise-lames

Pour mettre en évidence l'impact de ces solutions sur la dynamique sédimentaire ainsi que sur le trait de côte de la baie, on a réalisé une simulation de la houle du courant et un calcul du taux d'érosion/dépôt. La figure VI-30 présente le résultat des simulations quasi stationnaires qui représentent les conditions les plus fréquentes de la houle et de la marée en présence de ces ouvrages de défense.

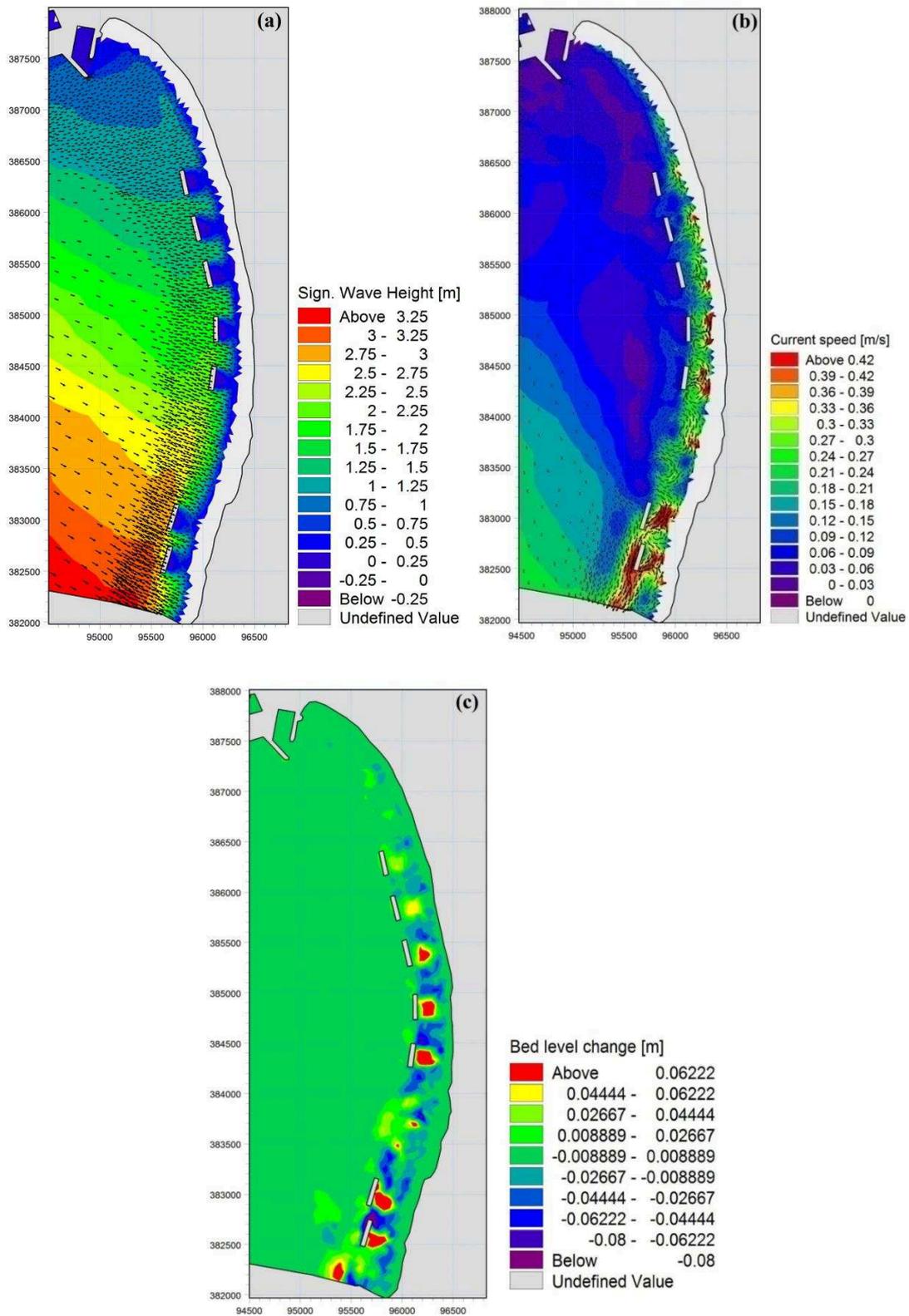


Fig VI 2 : Scénario des aménagements proposé en 2007 par le DPDPM ; (a) évolution de la hauteur significative et de la direction de la houle- début de la simulation-, (b) visualisation des courants- début de la simulation- (c) localisation des zones de dépôt/érosion après 14 jours de simulation

L'ensemble des brise-lames montrent une atténuation de l'énergie des vagues. A l'abri de ces ouvrages, la hauteur significative de la houle est limitée à une valeur de l'ordre de 0,5m. Les ondes diffractées par les extrémités de l'ensemble des batteries donnent naissance à une zone de convergence des courants dans la partie arrière de ces brise-lames. La simulation du taux d'érosion/dépôt a montré un taux de sédimentation important derrière les ouvrages proposés. Ce phénomène de sédimentation se poursuivra jusqu'à ce que la zone située à l'ombre du brise-lames présentera une bathymétrie avec des isobathes parallèles aux crêtes des houles diffractées et que le transport longitudinal redevienne nul. Avec cette solution, on peut dire qu'on arrivera à des protections satisfaisantes mais avec des impacts sur l'environnement non négligeables. Le dépôt des sédiments derrière les brise-lames déformera le trait de côte. Par ailleurs, ces ouvrages auront des conséquences négatives sur le transport sédimentaire à cause des courants qui seront induits entre eux. Le problème est que ces ouvrages n'assurent qu'une protection localisée, en regard des déséquilibres qu'ils engendrent.

Le seul procédé qui présente l'avantage de ne pas modifier l'environnement et de compenser le déséquilibre du littoral sud d'Agadir est le rechargement artificiel de la plage. L'alimentation artificielle a pour but de corriger le déséquilibre sédimentaire sans perturber le jeu naturel des processus en action sur une côte. Cette méthode douce pour contrecarrer le démaigrissement et le recul des plages a d'abord été utilisée aux U.S.A, mais elle s'est ensuite étendue ailleurs dans le monde. Elle a été pratiquée sur une grande échelle le long du littoral géorgien de la mer Noire, aux Pays-Bas ainsi qu'en France sur les plages de Cannes.

Les matériaux de rechargement doivent répondre à certains critères granulométriques. Pour que les matériaux déposés sur le site subsistent, il faut veiller à ce que les agents naturels aient moins de prise sur les apports artificiels. Lorsqu'il s'agit de reconstituer une plage ayant subi une grande déperdition de sable, le recours à des rechargements en sédiments peut se faire soit par : i) un dragage en mer à des profondeurs suffisantes au-delà de la profondeur de fermeture, ii) un prélèvement direct sur des zones d'accumulation qui sont susceptibles d'être néfastes pour la navigation, iii) un prélèvement au niveau des flèches sableuses et/ou des plages excessivement engraisées.

La solution la plus convenable sera de réaliser un rechargement massif du secteur sud de la baie d'Agadir par du sable. Ce rechargement doit être réalisé sur la zone située entre le brise-lames au nord et le palais royal au sud. Le sable de rechargement pourra être prélevé facilement de la zone d'Anza près de la jetée du port de commerce (Fig VI-31).

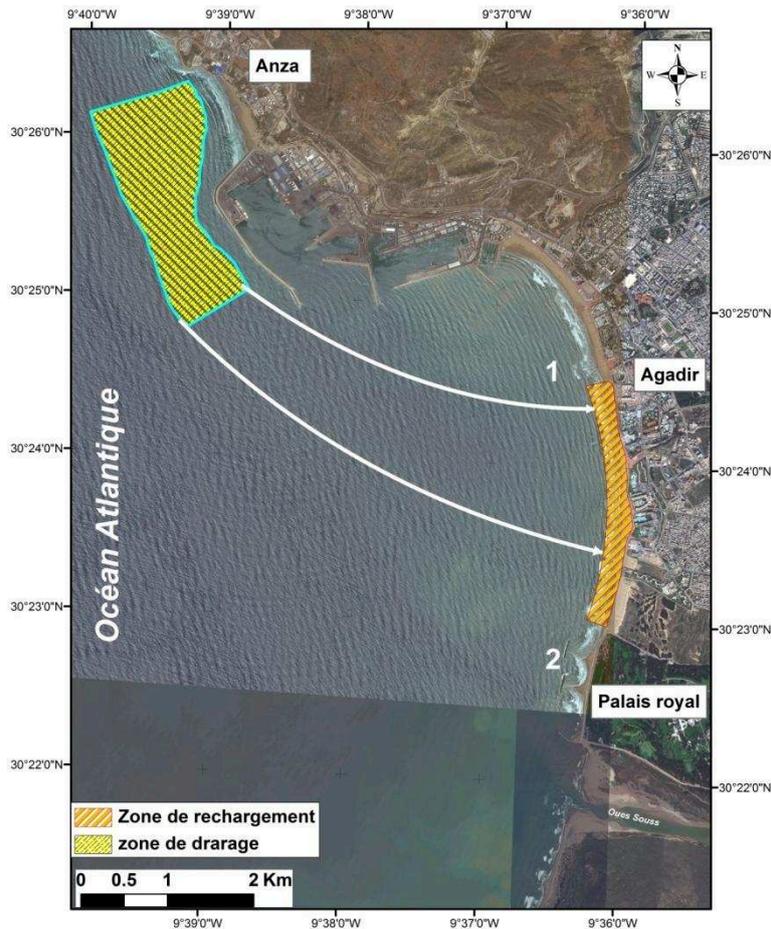


Fig VI 313 : Schéma de la solution proposée, consistant en rechargement du secteur sud de la baie d'Agadir par du sable dragué en amont du port de commerce

Pour déterminer le volume de rechargement, Soulsby (1997) a proposé une formule basée sur la notion de distribution granulométrique des matériaux. Ils ont montré que les quantités de sédiments apportées sont fonctions du rapport entre les diamètres des grains constituant la plage initiale et ceux des grains constituant les apports artificiels. Si le matériau d'emprunt est plus gros que le matériau naturel, le volume nécessaire sera de l'ordre de 1,5 fois le volume estimé. Dans notre cas, les pertes au niveau de la plage d'Agadir sont de l'ordre de  $70000\text{m}^3/\text{an}$ , donc la quantité nécessaire au rechargement est de l'ordre de  $100000\text{ m}^3/\text{an}$ . Ainsi le rechargement jusqu'à une altitude supérieure à celle des plus hautes mers limitera la réflexion des vagues sur le mur de la digue de promenade située en haut de plage.

### VI.3 Synthèse et conclusion

L'intensité de l'énergie des vagues dépend des trois phénomènes bien connus ; la diffraction, la réflexion et la réfraction qui contrôlent la hauteur de la houle et son temps de propagation.

Ces phénomènes influencent en grande partie l'intensité des courants et la capacité du transport sédimentaire. Les résultats issus des simulations de la houle, du courant et du taux d'érosion/dépôt à différentes échelles temporelles ont montrés que les aménagements portuaires au nord d'Agadir entraînent d'importantes perturbations. Ces perturbations se matérialisent principalement dans le blocage de la dérive littorale et la modification des caractéristiques de la houle provenant du large. La propagation de la houle, depuis le plateau continental externe jusqu'au littoral, se caractérise par une déformation importante et une atténuation d'énergie. Ces résultats ont été confirmés par la modélisation et par des mesures in-situ.

Au niveau de la plage d'Anza, la dérive littorale perd son intensité en s'approchant de l'enracinement de la jetée du port de commerce. Près de la digue principale du port de commerce, 70 000 m<sup>3</sup>/an des sédiments sont évacués vers le large. A l'échelle de la baie d'Agadir, le secteur nord est protégé de l'action des vagues en raison de la présence des installations portuaires et surtout la jetée du port de commerce. Cette dernière diffracte la totalité des houles venant des secteurs NW, NNW et WNW. Cette situation réduit l'intensité de l'énergie des vagues et conduit à un dépôt de sédiments qui sont ramenés par la contre dérive orientée sud-nord. En revanche, le secteur sud est exposé à l'action de la houle et caractérisé par une forte érosion à cause de l'angle d'approche qui donne naissance à une dérive orientée nord-sud. L'action de cette dérive est considérable à marée basse, elle est accompagnée par les courants de la houle qui détournent les sédiments vers le sud au-delà de la zone d'étude.

La modélisation de la propagation de la houle, dans les conditions les plus fréquentes, nous a permis de mieux comprendre le comportement hydrodynamique du secteur d'étude. L'analyse quantitative et qualitative des écoulements et du transport sédimentaire nous a permis de déterminer le cheminement de la dérive le long du littoral à Agadir. D'autres singularités ont pu être mises en évidence ; elles sont liées au port de commerce et aux ouvrages devant le palais royal au sud. Nous avons pu voir que le facteur principal influençant l'hydrodynamisme de la baie d'Agadir est constitué par les jetées du complexe portuaire d'Agadir, surtout la jetée principale du port de commerce.

Notre approche du problème posé par le déséquilibre sédimentaire de la baie d'Agadir se veut délibérément environnementaliste et gestionnaire, il est matérialisé par le rechargement artificiel de la moitié sud de la baie d'Agadir par du sable prélevé de la plage d'Anza.

## **CHAPITRE VII. CONCLUSION GENERALE**

Au terme de ce travail, les différentes approches et techniques utilisées, à long, moyen et court terme, ont permis de mieux comprendre la morphodynamique de la baie d'Agadir et d'en observer les spécificités propres. Ce chapitre a pour but de synthétiser les résultats présentés dans les chapitres précédents afin de pouvoir faire ressortir les éléments les plus caractéristiques de la morphodynamique de la baie d'Agadir dans le contexte sédimentaire et la circulation hydrodynamique spécifiques. Il constitue aussi une contribution à la question du fonctionnement générale de la dynamique morphosédimentaire de la plage en fonction des solutions retenues.

### **VII.1 Aspects méthodologiques**

La prédiction de l'évolution du littoral doit être fondée sur l'étude des changements côtiers qui ont eu lieu dans le passé. Au terme de ce travail, plusieurs approches expérimentales ont été adoptées. Ces approches font appel à un large éventail de méthodes descriptives et numériques. Les résultats obtenus indiquent que les images aériennes et satellitaires, les cartes topo-bathymétriques, le suivi par topographie à très haute résolution et les analyses sédimentaires sont des techniques très utiles et appropriées pour la détection des changements côtiers à long, moyen et court terme. Les simulations numériques présentent aussi l'avantage de fournir une description hydrodynamique complète du système, c'est-à-dire une description spatio-temporelle des hauteurs des houles, des courants, des capacités du transport sédimentaire et des zones de dépôt/érosion. De manière générale, les résultats obtenus par les différentes méthodes et techniques, aussi bien expérimentales que de simulations numériques, sont concordants. Ceci dénote la complémentarité de ces différentes approches méthodologiques.

#### **VII.1.1 Evolution du trait à partir de photos aériennes verticales et de modèles numériques du terrain**

La technique la plus soutenue par les communautés scientifiques est le suivi par le modèle numérique de terrain répété à des intervalles réguliers. Ce suivi permet de mesurer les variations annuelles de la position du trait de côte et du volume de sable de la plage. Les photographies aériennes verticales et les images satellitaires sont aussi des techniques très utiles permettant de reconstruire l'évolution spatiotemporelle du littoral à long et moyen terme. La comparaison des résultats obtenus sur l'évolution du trait de côte à partir des images

satellites et ceux donnés par les modèles numériques de terrain montre une concordance parfaite. D'un point de vue qualitatif, les zones d'érosion et les zones d'accrétion coïncident parfaitement (Fig VII-1). Une corrélation de l'ordre de 0,87 est enregistrée entre ces deux techniques (Fig VII-2).

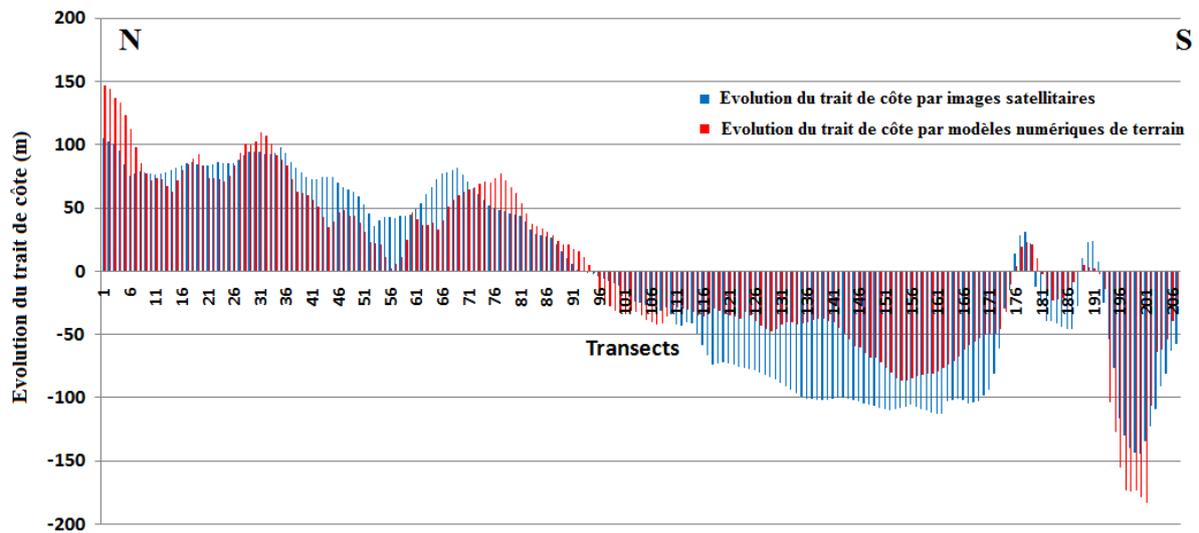


Fig-VII- 4 : Evolution du trait de côte entre 1975 et 2004 à partir des images satellitaires (graphe en bleu), Evolution du trait de côte entre 1972 to 2012 à partir des modèles numériques de terrain (graphe en rouge)

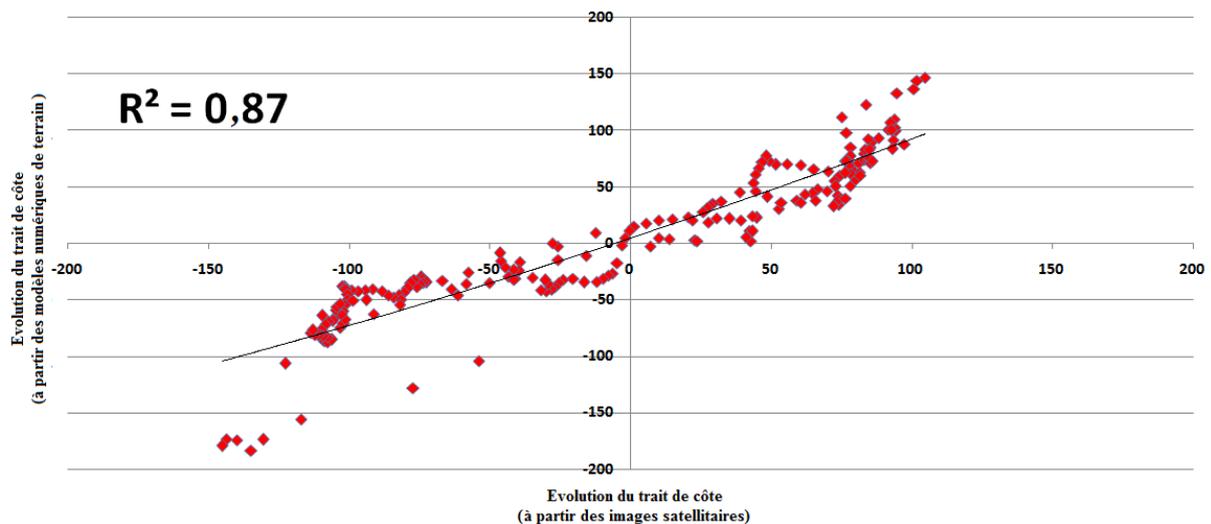


Fig-VII- 5 : Rapport entre l'évolution du trait de côte par images satellitaires et par modèles numériques de terrain. Le coefficient de corrélation est de l'ordre de 0,87

### VII.1.2 Relation entre hauteur significative de la houle et pente des profils

Les profils transversaux extraits des cartes topobathymétriques présentent une variabilité monotone. Ils deviennent plus raides du nord au sud de la zone d'étude. La figure VII-3a/b montre une corrélation de l'ordre de 0,82 entre la hauteur significative ( $H_s$ ) et la pente des profils topo-bathymétriques ( $\beta$ ). En raison de faible variation des caractéristiques des sédiments, la pente de la plage dépend essentiellement des variations de la hauteur de la houle. Le facteur principal responsable de la variation de la pente des profils topo-bathymétriques est la variation de la hauteur de déferlement de la houle dans l'espace. Cette hauteur varie du nord au sud de la baie (0,82 m à 3,34 m) sur une longueur qui ne dépasse pas 5 km.

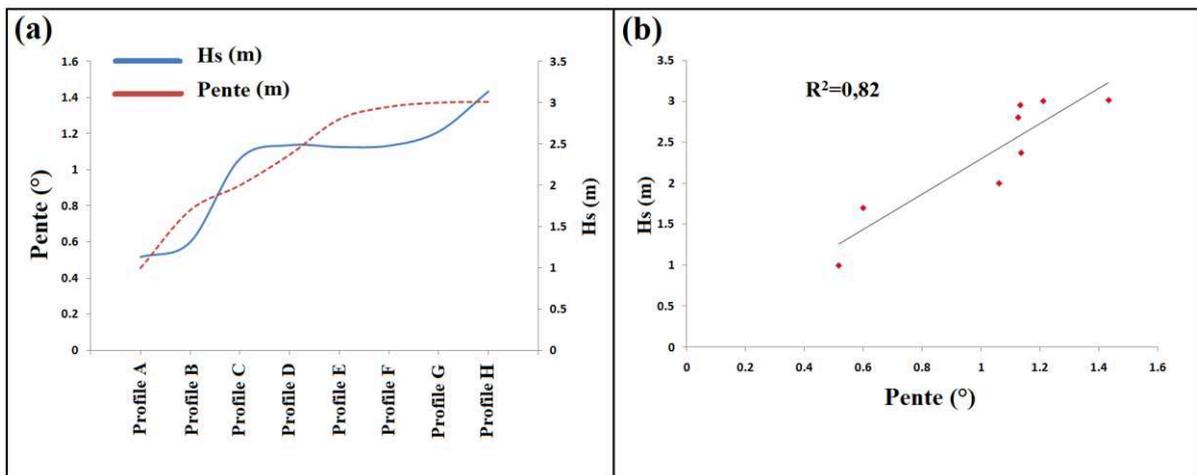


Fig VII-6 : (a) Valeurs de la pente en degré et de la hauteur significative en m au niveau de chaque profil topo-bathymétrique, (b) Rapport entre la pente (°) et la hauteur significative de la houle (m) ; le coefficient de corrélation est de l'ordre de 0,82

### VII.1.3 Relation entre hauteur significative de la houle et évolution du trait de côte

La houle est le principal agent d'érosion marine et de transport sédimentaire. Elle engendre des courants surtout entre la zone de déferlement et la côte. Ces courants se produisent le long du littoral lorsque la houle est oblique à la côte. Dans la baie d'Agadir, la hauteur et l'angle de la houle représentent les principaux facteurs contrôlant le transit sédimentaire et qui déterminent donc les zones d'accrétion et les zones d'érosion. La figure VII-4 représente la hauteur significative de la houle en fonction de l'évolution du trait de côte obtenue à partir des images satellitaires. Une corrélation de l'ordre de 0,73 confirme la présence d'un lien entre l'énergie de la houle et l'évolution du trait de côte.

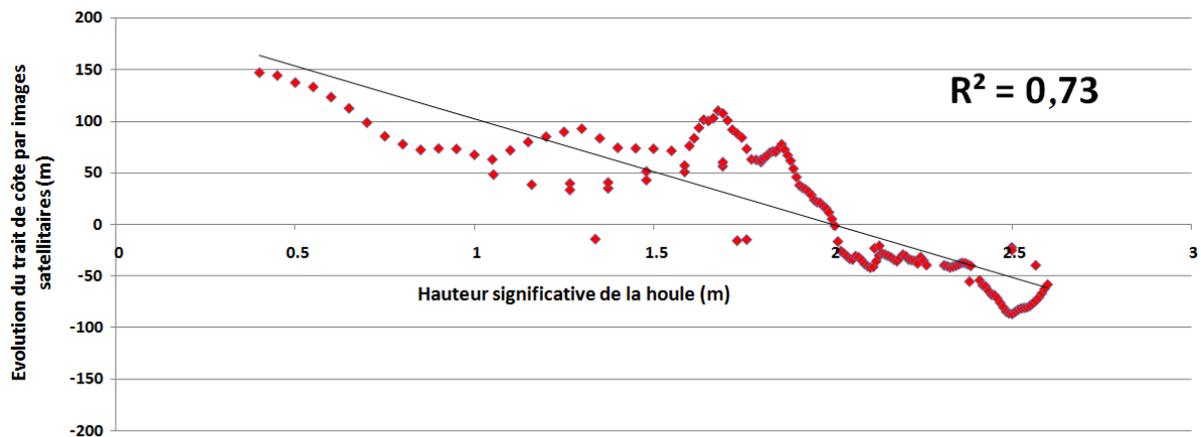


Fig VII-7 : Rapport entre la hauteur significative de la houle et l'évolution du trait de côte

## VII.2 Synthèse morpho-dynamique

L'évolution du trait de côte sur une période 36 ans, l'évolution topo bathymétrique sur une période de 40 ans ainsi que l'évolution de la zone intertidale sur une période de deux ans ont permis d'obtenir le budget sédimentaire de la baie d'Agadir. Les résultats de la modélisation de la houle, du courant et de la capacité du transport sédimentaire ont permis de comprendre le comportement hydro-sédimentaire de ce littoral. L'ensemble de ces approches donnent des résultats concordants qui montrent clairement les liens entre l'équilibre sédimentaire de l'avant côte, la capacité du transport sédimentaire et l'évolution du trait de côte à différentes échelles temporelles.

Au cours de la période 1972-2012, l'évaluation globale du budget sédimentaire pour l'ensemble de la baie d'Agadir montre une perte de l'avant-côte qui dépasse  $-5,8 \pm 1,2$  millions de  $m^3$  soit un taux de  $-145000 m^3/an$ . Ce taux représente presque 36% du potentiel de transport total qui est d'environ  $400000 m^3/an$  de sable (LCHF, 1972). Avant 1918, les sédiments en provenance du nord alimentaient toute la baie d'Agadir et la situation était en équilibre. La construction de l'ancien port de pêche (1918-1954) a provoqué une érosion importante d'une partie de la plage d'Agadir qui est située au nord. La jetée de ce port a bloqué une quantité importante du sable et cette accumulation a donné naissance à une flèche sableuse à l'entrée du port de pêche (Fig VII-5). Les opérations de rechargements du nord de la baie, réalisé entre 1952 et 1972 à partir du sable draguée de l'entrée du port de pêche, ont permis la stabilité de secteur nord de la baie durant la période entre 1968 et 1972 (Fig VII-5). Entre 1972-1993, l'évolution de la baie d'Agadir montre un gain total de l'avant côte de 2,72 millions de  $m^3$ . Ce gain est expliqué par une alimentation continue en sable par la dérive littorale entre 1972 et 1989, juste avant la construction du grand port de commerce en 1988.

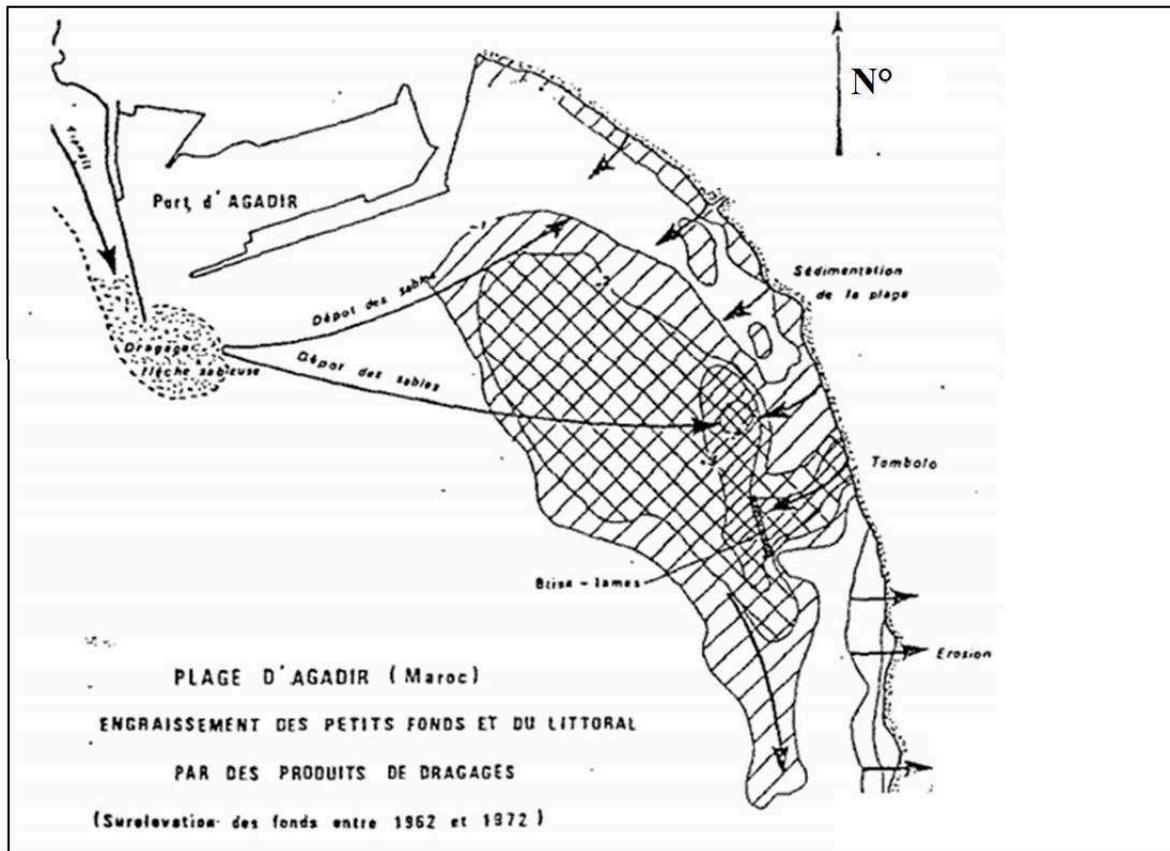


Fig VII-8 : Réalimentation de la plage d'Agadir (1962-1972) (LCHF, 1972)

La construction port de commerce s'est achevée en 1989, la jetée de ce nouvel ouvrage, qui atteint une profondeur de -20m/Zh, a bloqué la totalité du transit littoral en provenance du nord. Ce blocage a eu pour effets de limiter encore plus les apports en sédiments à la plage d'Agadir et de stopper l'ensablement des ports. A partir de ce moment, les opérations de dragages devant les ports se sont estompées. La formation d'une plage à Anza d'une longueur de 1 km entre 1989 et 2011 a été accompagnée d'une accrétion de l'ordre de  $200,2 \pm 18,1$  m près de l'enracinement de la digue principale du port de commerce. Cette accrétion correspond à un volume de l'ordre de 660000 m<sup>3</sup>. La plage d'Anza illustre le cas classique d'une accumulation forcée par de telles structures côtières. Bien que le volume subaérien de la plage d'Anza ne représente qu'un peu plus de 4% de la capacité globale du transport sédimentaire, il est évident qu'il y'a une accrétion et un stockage progressif à l'avant côte, puisque les fondements de la digue du port de commerce atteignent une profondeur de -20 m/Zh, bien au-delà de la profondeur de fermeture qui est de -8m/Zh à -12m/Zh. Malgré ce piégeage de sable par le port de commerce, la moitié nord de la baie d'Agadir montre une

tendance claire vers l'accrétion. Les variations transversales au niveau de l'avant-côte qui affectent la moitié nord de la baie peuvent suggérer un remaniement du sable depuis l'avant-côte vers l'estran. La compensation de cette perte par la dérive potentielle, ramenant le sable depuis le nord, est inhibée par l'ensemble des aménagements portuaires localisés au nord, surtout ceux du port de commerce.

Les résultats de la simulation du courant et de la capacité du transport sédimentaire indiquent clairement que le comportement hydrodynamique du littoral d'Agadir est caractérisé par la présence de deux dérives, une orientée nord et l'autre orientée sud, donnant naissance à une zone de divergence au centre de la baie d'Agadir.

Les cellules littorales comportent des limites qui peuvent être classées comme «fixes», s'elles présentent une stabilité spatio-temporelle (ex : structures d'ingénierie ou naturelles comme les caps) ou comme «libres» si leurs positions changent dans le temps (Lowry et Carter 1982) (Fig VII-6). Ces positions changeantes sont en relation avec les processus de convergence et de divergence des courants qui sont contrôlés par les caractéristiques des vagues s'approchant de la côte. Les limites de cellules peuvent être aussi « divergentes » en cas d'une divergence de la dérive littorale, « convergentes » en cas d'une convergence de cette dérive, où peuvent être associées à des « hotspots » (points chauds) d'accrétion sur un côté de la limite et d'érosion sur l'autre côté. Les limites sont « absolues » quand elles agissent comme barrière que les sédiments ne peuvent franchir et « perméables » lorsqu'elles permettent la circulation des sédiments.

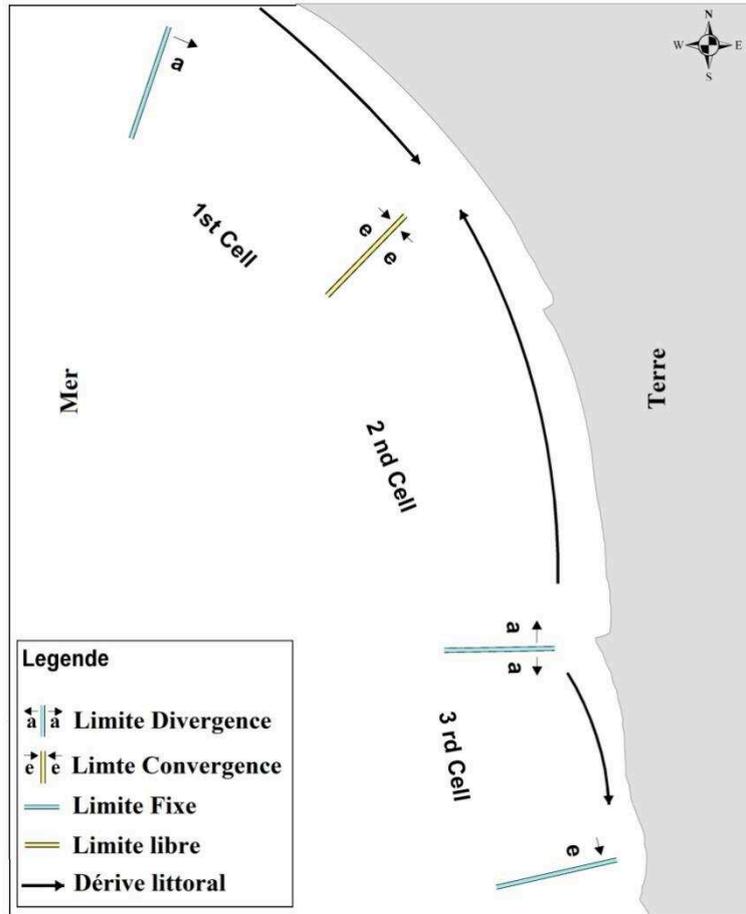


Fig VII-9 : Concept et caractéristiques des cellules sédimentaires

Dans notre cas d'étude, trois principales cellules peuvent être identifiées (Fig VII-7) : i) la première cellule est enfermée entre le Cap Arhdís formant une limite fixe-absolue et la jetée du port de commerce agissant comme une limite fixe; ii) la deuxième cellule est limitée par le port de commerce d'Agadir et la zone de divergence qui agit comme une limite libre ; cette zone de divergence a été confirmée aussi bien par les résultats du modèle numérique Mike 21 que par ceux du modèle statistique des vecteurs granulométriques de Gao et Collins (1994); iii) la troisième cellule enfermée entre la zone de divergence et l'embouchure de l'Oued Sous qui est considérée comme une limite fixe perméable.

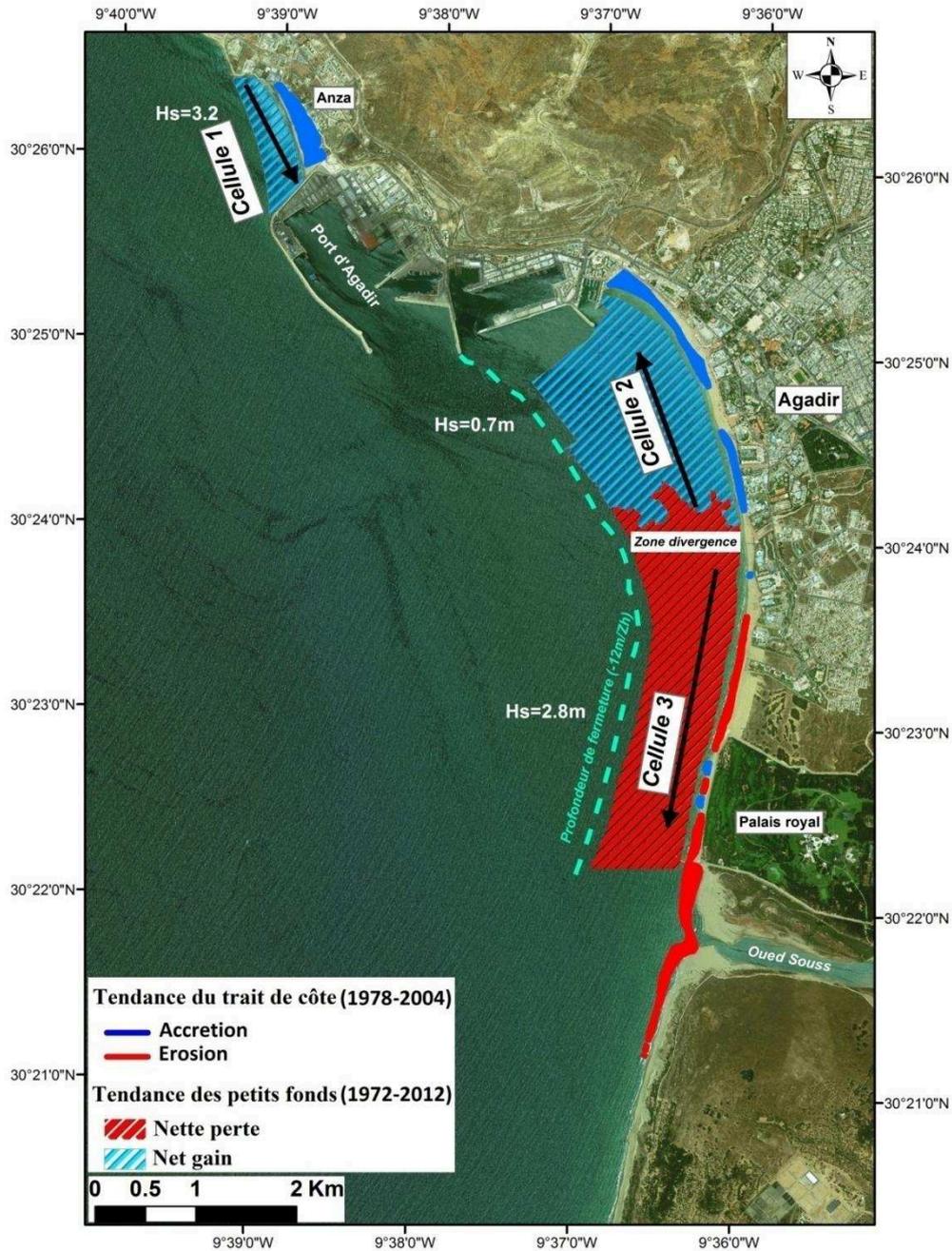


Fig-VII 10 : Synthèse de l'évolution du trait de côte, des changements des petits fonds, du budget sédimentaire, des cellules sédimentaires et du gradient de la hauteur significative de la houle au niveau de la plage d'Anza et la baie d'Agadir.

L'évolution spatiotemporelle de la zone intertidale de la baie d'Agadir nous a permis de distinguer trois zones morphologiques. La zone morphologique 1 qui est caractérisée par une vaste plateforme, concave et typique des plages dissipatives, avec la présence d'une barre intertidale bien développée qui paraît chaque été dans les conditions de faible énergie. Selon

Masselink (2004), ces barres intertidales se forment et migrent vers le haut estran dans des conditions de faible agitation. Ce processus est également mis en évidence dans la baie d'Agadir. La barre identifiée offre un stock de sédiments important et exerce un contrôle sur la quantité d'énergie de la houle se dissipant sur la plage, de sorte que l'érosion de la plage soit réduite pendant les tempêtes. Dans la zone morphologique 2, l'estran est caractérisé par une pente raide. Wright et Short (1984) ont rapporté que lorsque la pente de la plage devient raide, la réflectivité augmente et donc la capacité des vagues à transporter les sédiments en mer augmente. Le flux de ressac (undertow) et la force gravitationnelle sont les principaux contributeurs au transport vers le large. La vitesse de ce flux augmente quand la pente de la plage devient plus raide.

D'autre part, l'impact croissant du développement économique marquant la plage d'Agadir se manifeste essentiellement par la destruction massive des dunes. Au début des années 90, la dune a été presque complètement détruite et le sable a été utilisé pour construire des infrastructures hôtelières le long de la rive. Le comportement du profil 9 (zone morphologique 3) réalisé sur la portion résiduelle de la dune bordière a permis de mettre en évidence le rôle joué par les dunes dans la préservation de l'équilibre naturel de la plage. Cette relation complexe, entre les dunes côtières et les plages, a été abondamment discutée dans la littérature ; ces dunes agissent comme une zone de stockage et de source de sable pour la plage. En effet, elles fournissent du sable qui, transporté vers le large, forme des barres qui contribuent à la dissipation de l'énergie des houles sur l'avant côte, notamment en période de forte agitation (Jackson et Nordstrom, 2011 ; Young et Debutts, 2011).

Les tempêtes sur les côtes provoquent différentes réactions morfo-dynamiques qui modifient le paysage côtier pendant de courtes périodes. L'importance de ces processus et le changement qui en découle sont contrôlés par la combinaison des caractéristiques des tempêtes et de la morphologie de la côte. De nombreux facteurs doivent être pris en considération quand on veut estimer l'impact des tempêtes, parmi ces facteurs: Les caractéristiques des tempêtes individuelles, les caractéristiques d'une série de tempêtes, l'orientation du trait de côte, les conditions morphologiques préexistantes, la topographie de la plage, La bathymétrie des petits fonds, l'élévation de l'arrière plage, le volume de la plage et les structures côtières. Le comportement de la zone intertidale de la plage d'Agadir vis-à-vis des tempêtes qui ont eu lieu durant la période janvier-mars 2014 a été différent entre la partie exposée à la houle (zone morphologique 2 et 3) et celle protégée de la houle (zone morphologique 1). Les pertes en

sédiments dans la partie exposée sont trois fois plus élevées que celles de la zone protégée. Tous les profils transversaux (P1 à P9), du nord au sud de la zone d'étude, ont montré des pertes durant les deux premières tempêtes (1 et 2). On s'attendait à ce que l'érosion associée aux tempêtes 3 à 8 soit élevée en raison des pics élevés des hauteurs significatives, mais ceci n'a pas été le cas. Les profils, du nord au sud, n'ont enregistré aucune variation significative dans la pente de la zone intertidale. Le taux d'érosion maximum est enregistré lors des deux premières tempêtes. Cette situation s'explique principalement par l'adaptation de la zone intertidale aux conditions des vagues de ces deux premières tempêtes (1 et 2) ; par conséquent la forme des profils n'a pas changé durant les tempêtes 3 à 8, puisque l'équilibre a été atteint durant les deux premières tempêtes. Plusieurs auteurs ont montré que la réponse de la plage intertidale aux tempêtes dépend de la pente existante avant la tempête. Parfois de façon inattendue, la plage peut résister à l'énergie de la tempête, avec, par conséquent, une pente de la zone intertidale qui reste presque inchangée avant et après tempête. Aagaard et al., (2011) ont enregistré une baisse moyenne du plancher de la zone intertidale d'environ 5 cm suite à un événement tempétueux de deux jours. Pendant plusieurs cycles de marée, Osborne et Rooker (1999) n'ont observé aucune différence significative affectant la zone intertidale des profils de plage et ils ont convenu que l'estran était en équilibre avec les conditions d'énergie en vigueur.

L'orientation du trait de côte et la forme du port de commerce représentent les principaux facteurs induisant une complexité hydrodynamique dans la baie d'Agadir. Le principal mécanisme responsable de l'accrétion au nord est la jetée du port de commerce qui crée une zone abritée au nord et diffracte la houle provenant du secteur nord-ouest. Cette jetée donne aussi naissance à une contre-dérive orientée sud-nord (Fig VII-8). En revanche, la situation au sud est critique et dominée par l'érosion. Les installations touristiques et la digue de promenade sont de plus en plus exposées à la houle, surtout avec un estran devenu très étroit. Dans ce secteur sud, l'angle d'approche de la houle génère un courant littoral qui transporte les sédiments en suspension dans la zone adjacente. Une partie de ces sédiments est stocké derrière les ouvrages d'ingénierie (brise-lames) situés au sud, tandis que le reste est pris par les courants de retour et les courants sagittaux (Fig VII-8). L'action de ces courants est particulièrement importante quand la marée est basse. Cette érosion en amont de la dérive est une illustration classique de ce que (Hsu et al., 2010) ont dénommé «une baie en remodelage ». Ainsi, l'exploitation et l'aplatissement des dunes réalisés pour la construction des hôtels et d'autres installations touristiques dans ce secteur ont aggravé la situation, en réduisant l'effet tampon que peuvent avoir ces dunes sur l'énergie de la houle.

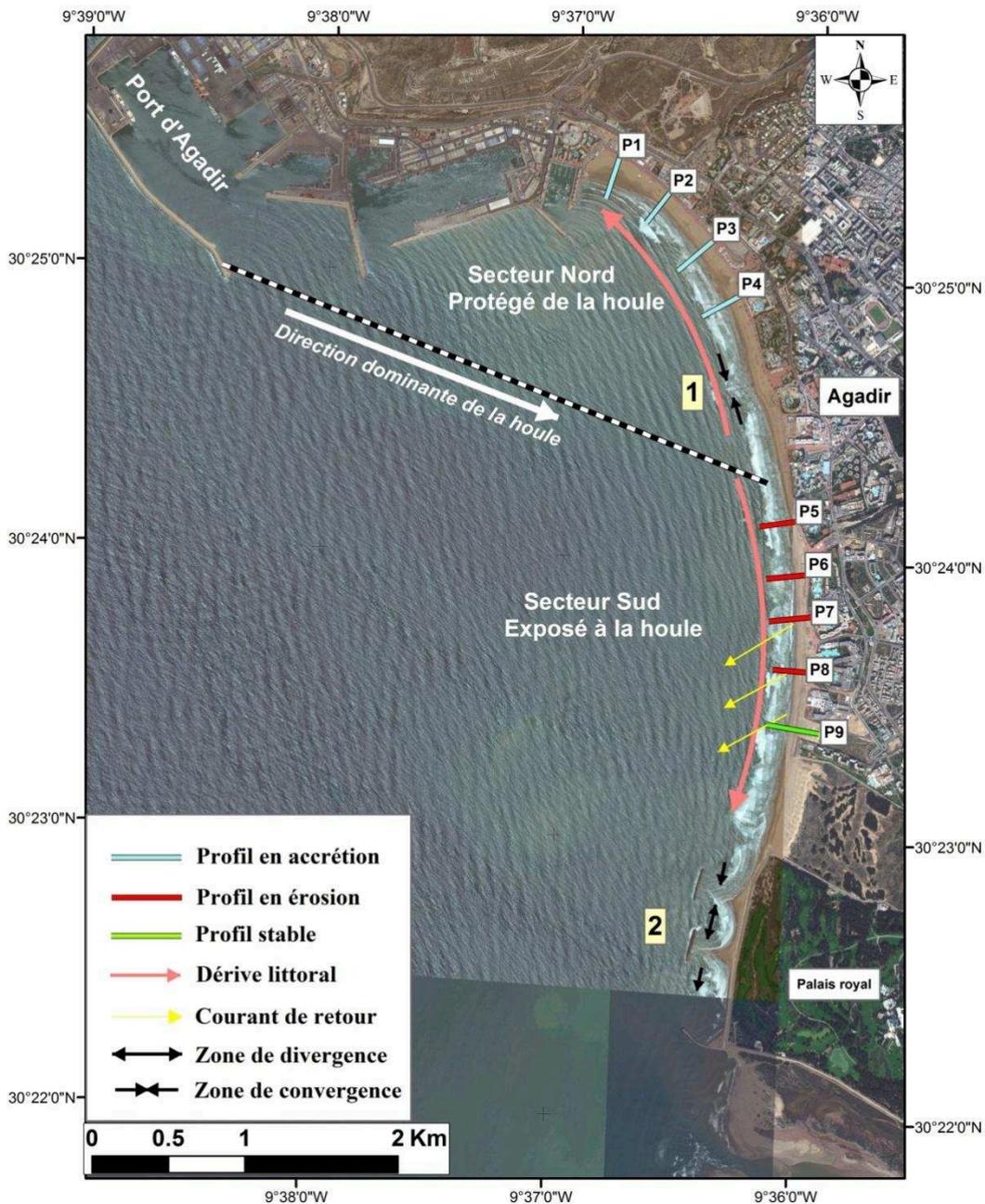


Fig-VII 11 : Synthèse du fonctionnement hydrodynamique et du comportement morphodynamique de la zone intertidale de la baie d'Agadir.

Chacune des zones morphologiques de la baie d'Agadir se comporte en fonction de la géométrie de la plage, la configuration du trait de côte, l'exposition ou la protection de la plage, les caractéristiques topographiques de l'avant côte, les processus d'accrétion et d'érosion, les processus océanographiques (vagues et courants) et la réponse de la plage vis-à-vis de la variation des processus hydrodynamiques.

Le déficit budgétaire au niveau de la baie d'Agadir peut être expliqué par ; (1) l'impact du port de commerce qui a bloqué la majorité du sable apporté par la dérive littoral contribuant ainsi à l'accumulation du sable et au développement de la plage d'Anza, (2) les courants de retour, sagittaux et la dérive littorale qui transportent les sédiments au large au-delà la zone intertidale, (3) la destruction et l'aplatissement du système dunaire pour des buts touristiques.

Les changements ci-dessus peuvent conduire à des problèmes dans les décennies à venir : (1) le déficit sédimentaire au niveau de l'avant côte peut diminuer la capacité de dissipation de l'énergie de la houle, donc la côte sera de plus en plus exposée directement aux houles fortes ; (2) la destruction de la dune, suite aux pressions humaines, a rompu les échanges entre la dune et l'avant plage. Cette situation accentuera le déséquilibre déjà créé ; (3) au niveau de la plage d'Anza, les sédiments bloqués le long de la jetée du port de commerce vont se déposer de plus en plus le long de la jetée. Mais dans le futur, il y'a un risque qu'avec cette accumulation croissante, le sable contourne finalement le bout de la digue et se dépose à l'entrée du port de commerce, nécessitant ainsi le recours à des opérations de dragage coûteuses. Les deux premiers problèmes seront vraisemblablement aggravés par l'élévation du niveau de la mer qui sera accompagnée par l'aggravation des événements tempétueux.

L'évolution du trait de côte ainsi que les simulations de taux de dépôt/érosion ont montré que tous les ouvrages portuaires mis en place entre 1953 et 1989 ont contribué au blocage de la dérive littorale et au dépôt du sable au niveau d'Anza, une plage non fréquentée sur le plan touristique, et c'est ce sable qu'on propose d'utiliser pour recharger le secteur sud de la baie d'Agadir. Les caractéristiques du matériau de rechargement sont définies à partir d'une comparaison entre la distribution granulométrique des particules de rechargement et celle de la plage naturelle. En effet, l'analyse granulométrique du sable d'Anza a montré un grain moyen légèrement plus grossier que celui du sable de la baie d'Agadir. Le sable d'Anza est donc le plus adéquat pour les opérations de rechargement. Le dragage au niveau de cette zone évitera aussi l'accumulation prévisible et néfaste du sable à l'entrée du port de commerce.

Toutefois la situation ne sera pas stable ; le sable dans la partie sud de la baie tendra de toute façon à migrer vers le bas d'estran, surtout lors des fortes tempêtes associées à de forts coefficients de marée. Il est donc nécessaire de prévoir un suivi de la situation dont l'intervalle de temps reste à définir. Un suivi basé sur des levés topographiques permettra de calibrer les opérations de réajustement.

## REFERENCES

- Aagaard, T., Hughes, M., & Greenwood, B. (2011). Sediment transfer from bar to beach? Measurements using a pulsecoherent acoustic Doppler profiler. *J. Coastal research* , 64,2002-2006.
- Abadie, S. (2004). Analyse de l'évolution du volume sédimentaire des plages subtidales d'Anglet. VIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Compiègne , 29-37.
- ABH-SM. (2003). Agence du Bassin Hydraulique de Souss Massa. les Bassins Hydrauliques du Maroc , 384.
- Abuodha, J. (2003). Grain size distribution and composition of modern dune and beach sediments, Malindi bay coast, Kenya. *J. African Earth Sci* , 36,41-54.
- Aernouts, D., & Héquette, A. (2006). L'évolution du rivage et des petits-fonds en baie de Wissant pendant le XXe siècle (Pas-de-Calais, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* , 1,49-64.
- AIPCN, & AIRH. (1986). Paramètres des états de mer. *Bulletin de l'Association internationale permanente des congrès de navigation* , 52, 6-7.
- Ambrogg, R. (1963). Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc* , 157, 322.
- Anfuso, G., Martinez del Pozo, A., Nachite, D., Benavente, J., & Macias, A. (2007). Morphological characteristics and medium-term evolution of the beaches between Ceuta and Cabo Negro (Morocco). *Environmental Geology* , 52,933-946.
- Anthony, E. (1998). Sediment-Wave Parametric Characterization of Beaches. *Journal of Coastal Research* , 14,1,347- 352.
- Anthony, E., Vanhée, S., & Ruz, M. (2006). Short-term beachdune sand budgets on the North Sea coast of France: Sand supply from shore face to dunes and the role of wind and fetch. *Geomorphology* , 81,316-329.
- Aouiche, I., Daoudi, L., Anthony, E., Sedrati, M., Ziane, E., & Harti, A. (2015c). The impact of storms in the morphodynamic evolution of a human-impacted semi-sheltered beach (Agadir Bay, Morocco). *African Earth Sciences. Journal of African Earth Sciences* , 115, 32-47.
- Aouiche, I., Daoudi, L., Anthony, E., Sedrati, M., Ziane, E. and Harti, A. (2016). Alongshore variations in morphology and incident wave energy on a human-impacted coast: Agadir, Morocco. *Journal of coastal research* , In press.

- Aouiche, I., Daoudi, L., Anthony, E., Sedrati, M., Ziane, E. and Harti, A. (2015b). Anthropogenic effects on shoreface and shoreline changes: Input from a multi-method analysis, Agadir Bay, Morocco. *Geomorphology* , 254, 16-31.
- Aouiche, I., Daoudi, L., Ziane, E., & Harti, A. (2015a). Apport de l'étude diachronique dans l'évolution spatio-temporelle de la baie d'Agadir (Maroc). *J. Mater. Environ. Sci* , 6 (11) 3307-3318.
- Battjes, J. (1974). Surf similarity, Proceedings of 14th Coastal Engineering Conference, Copenhagen, Denmark. American Society of Civil Engineers, New York , 466-480.
- Benumof, B., Storlazzi, C., Seymour, R., & Griggs, G. (2000). The relationship between incident wave energy and seacliff erosion rate: San Diego County, California. *Journal of Coastal Research* , 16,1162-1178.
- Bertier, J. (2009). Analyse multi-échelle de la morphodynamique d'une plage artificielle, Avant-port Ouest de Dunkerque (Nord de la France). *Thèse de doctorat à l'Université du Littoral* , 304.
- Bird, E. (1993). Sea level rise impacts in Southeast Asia. *Malaysian Journal of Tropical Geography* , 24,1-110.
- Birkemeier, W., Nicholls, R., & Lee, G. (1999). Storms, storm groups and nearshore morphologic change. *Proceedings of the Coastal Sediments' 99 Conference*. American Society of Civil Engineers (ASCE): Reston, VA , 1109–1122.
- Boak, E., & Turner, I. (2005). Shoreline definition and detection: A review. *Journal of Coastal Research* , 21,4,688 - 703.
- Bonnefille, R. (1992). Cours d'hydraulique maritime. 3ème edn Masson .
- Bonnot-courtois, C., & Levasseur, J. (2003). Recherche d'indicateurs "naturalistes" de la limite supérieure du domaine maritime. *Cahiers Nantais* , 59,47-56.
- Bougis, J. (2008). Représentation spectrale des états de mer. *Les états de mer naturels* , 14.
- Bourgault, G., & Marcotte, D. (1997). Multivariable variogram and its application to the linear model of coregionalization. *Mathematical Geology* , 23,899-928.
- Bowen, A., & Inman, D. (1972). Edge waves and crescentic bar. *Journal of Geophysical Research* , 76,8662–8671.
- Brébion, P. (1984). Intérêt des coupes d'Agadir-Port pour l'étude du pléistocène supérieur marin du Maroc. *Bull. Mus. natn. Hist. nat* , 6,2,129-151.
- Butt, T., & Russell, P. (2000). Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches. *J. Coastal Res* , 16,255–268.

- Byrnes, M., & Hiland, M. (1995). Large-scale sediment transport patterns on the continental shelf and influence on shoreline response: St. Andrew Sound, Georgia to Nassau Sound, Florida, USA. *Marine Geology* , 126, 19-43.
- Carrigny, J., Sanchez, A., & Camacho-Ibar, V. (2001). Sedimentation in the northern gulf of California after cessation of the Colorado River discharge. *Sedimentary Geology* , 144,37-42.
- Carry, C. (1953). Clapotis partiel. *La Houille Blanche* , Aouit-Septembre.
- Carter, R. (1988). *Coastal Environments*. Academic Press, London , 684.
- 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. Thèse de Doctorat, Université du Bordeaux I , 344.
- Cetmef. (2009). Caractérisation du site et collecte des données. Guide d'enrochement , 314-480.
- Cetmef. (2005). fudaa Vag. Notice théorique , 22.
- Chaibi, M., Sabatier, F., & Maanan, M. (2009). Quantification de transport sédimentaire longshore: Application à la baie d'El Haouzia (région d'El Jadida, Maroc). *Bulletin de l'Institut Scientifique* , 21-37.
- Chauhan, O. (1992). Laminae and grain-size measures in beach sediments, East Coast Beaches, India. *J. Coastal Res* , 8,1,172-182.
- Combe, M., & Elhebil, A. (1972). *Plaine du Souss, des Chtouka et de Tiznit, Vallée du Souss. Ressources en Eau du Maroc* , Tome 3.Ed. Service géologique du Maroc.
- Commission, E. (2004). Living with coastal erosion in Europe: sediment and space for sustainability. Part II Maps and statistics., Brussels . Report Directorate General of Environment, European Commission , 25.
- Cook, D. (1970). The occurrence and geologic work of rip currents off Southern California. *Mar.Geol* , 9,173–186.
- Cox, J., & Pirrello, M. (2001). Applying joint probabilities and cumulative effects to estimate storm-induced erosion and shoreline recession. *Shore and Beach* , 69,2,5-7.
- Cracknell, A. (1999). Remote sensing techniques in estuaries and coastal zone: an update. *International Journal of Remote Sensing* , 20,3,485-496.
- Crowell, M., Leatherman, S., & Buckley, M. (1991). Historical shoreline change: Error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research* , 7,3,839-852.
- Dalrymple, R. (1978). Rip currents and their cause. *Proc. 14th Coastal Engineering Conference* , 5467–5478.

- Dehouck, A. (2006). Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest , 221.
- Dehouck, A. (2006). Thèse de doctorat de Géographie Physique, université de Bretagne Occidentale. *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)* , 262.
- 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 Bordeaux , 1,292.
- DHI. (2007). MIKE 21 & MIKE 3 flow model FM . Hørsholm, Denmark , 14.
- Dolan, R., Hayden B. P., , B., & Heywood, J. (1978a). A new photogrammetric method for determining shoreline erosion. *Coastal Engineering* , 2,21-39.
- DPDPM. (2007). Direction des ports et du domaine public maritime maroc. Rapport interne .
- Drapeau, L. (2000). Statistiques et Interpolations dans les SIG. Towards the use of Geographic Information Systems as a Decision Support Tool for the Management of Mediterranean Fisheries. *Informations et Etudes – COPEMED* .
- Dubois, A., Sedrati, M., & Menier, D. (2011). Morphologic response of four pocket beaches to high energy conditions: including the Xynthia storm (South Brittany, France). *Journal of Coastal Research* , 64.
- Durand, P. (2000). Approche méthodologique pour l'analyse de l'évolution des littoraux sableux par photointerprétation. *Photo-Interprétation* , 2000,3-18.
- Durochat, C., & Scheid, C. (2012). Etude de convergence a-priori d'une méthode Galerkin Discontinue en maillage hybride et non-conforme pour résoudre les équations de Maxwell instationnaires. *Rapport de Recherche INRIA* , 7933.
- El Abdellaoui, J., & Ozer, A. (2005). Apport des images satellitaires à haute résolution spatiale pour l'étude des cordons d'avant-côte sur le littoral atlantique de Tanger (Maroc). *Revue Télédétection* , 5,81-94.
- El asmar, H., & White, K. (2002). Change in coastal sediment transport processes due to construction of new Damietta Harbour, Nile Delta, Egypt. *Coastal Engineering* , 46,127-138.
- El Mrini, A., Anthony, E., Maanan, M., Taaouati, M., & Nachite, D. (2012). Beach-dune degradation in a Mediterranean context of strong development pressures, and the missing integrated management perspective . *Ocean and Coastal Management* , 69,299-306.
- Elmimouni, A. (2004). Approche expérimentale de suivi de la dynamique morphosédimentaire du littoral d'Essaouira, Maroc : implications pour un aménagement raisonné. *Thèse de Doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque* , 249.
- Elmimouni, A. (2009). Approche expérimentale de suivi de la dynamique morphosédimentaire du littoral d'Essaouira: Implications pour un aménagement raisonné. *Thèse de Doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque* (248), 248.

- El-raey, M., Sharaf el-din, S., khafagy, A., & Abo zed, A. (1999). Remote sensing of beach erosion / accretion patterns along Damietta-Port Saïd shoreline, Egypt. *International Journal of Remote Sensing* , 1087-1106.
- Ferrandis, E., Hernandez, P., Gil de sola, L., & Lirsi, D. (2000). The use of GIS in the research of Mediterranean demersal resources. *Informations et Etudes-COPEMED* .
- Ferreira, O., Garcia, T., Matias, A., Tabordac, R., & Dias, J. (2006). An integrated method for the determination of set-back lines for coastal erosion hazards on sandy shores. *Continental Shelf Research* , 26,1030-1044.
- Folk, R., & Ward, W. (1957). Brazos river bar; a study on the significance of grain size parameters. *J. sedim. Res* , 27,1,3-26.
- Forbes, D., Shaw, J., & Taylor, R. 1. (124). Differential preservation of coastal structures on paraglacial shelves: Holocene deposits of southeastern Canada. *Mar.Geol* , 187-201.
- Fredsoe, J., & Deigaard, R. (1992). *Mechanics of coastal sediment transport*. Advanced Series in Ocean Engineering. World Scientific Publishers , 3,369.
- Gaillot, S., & Chaverot, S. (2001). Méthode d'étude des littoraux à faible évolution. Cas du delta du Golo (Corse) et du littoral du Touquet (Pas - de - Calais) en France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* , 1,47-54.
- Galvin, C. (1968). Breaker type classification. *J. Geophys. Res* , 3651–3659.
- Gao, S., & Collins, M. (1994). Analysis of grain-size trends for defining sediment transport pathways in marine environment. *Journal of Coastal Research* , 10,1,70-78.
- Garcez Faria, A., Thornton, E., & Lippmann, T. (2000). Undertow over a barred beach. *J Geophys Res* , 105,16999-17010.
- Gibeaut, J., Gutierrez, R., & Kyser, J. (1998). Increasing the accuracy and resolution of coastal bathymetric surveys. *Journal of Coastal Research* , 14,3,695-715.
- Goda, Y. (1970). A Synthesis of Breaker Indices. *Trans. Japan Soc. Civil Engrs* , 2,2,227-230.
- Gonzalez, J., Budzinski, H., Tapie, N., & Munaron, D. (2009). *Projet PEPS Méditerranée (pré étude: échantillonnage passif pour la surveillance de la contamination chimique)*. Report No. RST/DOP/DOP-DCN-BE/09-08, Ifremer .
- Gopinath, G., & Seralathan, P. (2005). Rapid erosion of the coast of Sagar island, West Bengal-India. *Environmental Geology* , 48,8,1058-1067.
- Gorman, L., Morang, A., & Larson, R. (1998). Monitoring the coastal environment: Part IV: mapping, shoreline changes, and bathymetric analysis. *Journal of Coastal Research* , 14,1,61-92.

- Gourlay, M. (1968). Beach and dune erosion tests. Delft Hydraulics Laboratory , M935/M936.
- Greenwood, B., & Mittler, P. (1984). Sediment flux and equilibrium slopes in a barred nearshore. *Mar.Geol* , 60,79-98 .
- Grenier, A., & Dubois, J. (1990). Evolution littorale récente par télédétection : synthèse méthodologique. *Photo-Interprétation* , 6,3-16.
- Group, T. W. (1988). The WAM Model - A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. *Journal of Physical Oceanography* , 18,1775-1810.
- Guiblin, P., Rivoirard, J., & Simmonds, E. (1996). Analyse variographique de campagnes acoustiques sur le Hareng écossais. *Forum Halieumétrique, Nantes* , 93 97.
- Guillaume, A. (1977). *Analyse des variables régionalisées*. Editions Doin, Paris , 180.
- Guza, R., & Inman, D. (1975). Edge waves and beach cusps. *J.Geophys. Res* , 80,21, 2997-3012,.
- Hakkou, M., & Castelle, B. (2011). Wave climate and morphosedimentary characteristics of the Kenitra Bouknadel sandy coast. Morocco. *Environmental Earth Science* , 64,1729-1739.
- Hallermeier, R. (1981). A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* , 4,253-277.
- Hander, M. (1993). Contribution à l'étude de la bioclimatologie humaine au Maroc : l'exemple d'Essaouira. Thèse de Doctorat, Paris-IV , 356.
- Hapke, C., & Reid, D. (2007). National assessment of shoreline change, Part 4: historical coastal cliff retreat along the California coast. U.S. Geological Survey. Open-file Report , 2007-1133.
- Hapke, C., Reid, D., Richmond, B., Ruggiero, P., & List, J. (2006). National Assessment of shoreline change. Part 3 Historical shoreline change and associated coastal land loss along sandy shorelines of the California coast. US Geological Survey Open-file Report , 1219,72 .
- Hardisty, I. (1994). Beach and nearshore sediment transport. Sediment transport and depositional processes. K. Pye., Blackwell Scientific ed , 219 - 255.
- Hayden, B., & Dolan, P. (1977). Seasonal changes in the planetary wind system and their relationship to the most severe coastal storms. *Geoscience and Man* , 18,113-119.
- Héquette, A., & Hill, P. (1993 ). Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy shoreface, Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea. *Marine Geology* , 113,283-304.
- Horn, D. (2003). Sediment dynamics on a macrotidal beach: Isle of Man, U.K. *J. Coast. Res* , 9-1,189-208.

- Hsu, J., Yu, M., & Lee, F. (2010). Static bay beach concept for scientists and engineers. *Coastal Engineering* , 57,76-91.
- Hüttemeyer, P. (2000). GIS application for the study of the morphodynamics of the shoreface area of the German Bight: methods and problems. In Populus J. and Loubersac L. (Eds.): *CoastGIS'99: Geomatics and coastal environment. Serie Actes de Colloques, Ifremer/SHOM, Brest* , 222-232.
- Idrissi, M., Ait Laamel, M., Hourimeche, A., & Chagdali, M. (2004). Impact of the swell on the current morphological and sedimentary evolution of the coastal zone of Casablanca "Mohammedia" (Morocco). *Journal of African Earth Sciences* , 39,541-548.
- Ihbach, F. (2015). Dynamique morpho sédimentaire de la plage d'Agadir (Maroc) : impacts . Rapport de master , 13-14.
- Inman, D., Tait, R., & Nordstrom, C. (1972). *Journal of Geophysical Research. Mixing in the surf zone* , 76-15,3493– 3514.
- Isobe, M., Nishimura, H., & Horikawa, K. (1982). Theoretical Considerations on Perturbations Solutions for Waves of Permanent type. *Bulletin of the Faculty of Engineering, Yokohama National University* , 31, 29-57.
- Jackson, N., & Nordstrom, K. (2011). Aeolian sediment transport and landforms in managed coastal systems. *Aeolian Research* , 3,181-196.<http://dx.doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.03.011>.
- Jacob, D., & Podzun, R. (1997). Sensitivity studies with the Regional Climate Model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics* , 63,119-129.
- Jimenez, J., Sánchez-Arcilla, A., Bou, J., & Ortiz, M. (1997). Analysing short term shoreline changes along the Ebro delta (Spain) using aerial photographs. *Journal of Coastal Research* , 13,4,1256-1266.
- Kinsman, B. (1965). *Wind Waves*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ , 676.
- Komar, P. (1970). Longshore Sand Transport on Beaches. *Journal of Geophysical* , 5914-5927.
- Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., & Janssen, P. (1994). *Dynamics and Modelling of Ocean Waves* . Cambridge University Press .
- Komen, G., Cavaleri, M., Donelan, K., Hasselmann, S., Hasselmann, P., & Janssen, E. (1994). *Dynamics and Modelling of Ocean*. Cambridge Univ. Press, New York , 532.
- kraus, N., & Rosati, J. (1997). Interpretation of shoreline – Position data for coastal engineering analysis. *Coastal Engineering Technical Note, CETN II-39* , 12,97,15.
- Kroon, A. (1994). *Sediment Transport and Morphodynamics of the Beach and Near shore Zone near Egmond, the Netherlands. Thèse Doctorat, Univ. Utrecht, The Netherlands* , 275.

- Krumbein, W., & Monk, G. (1942). Permeability as a function of the size parameters of unconsolidated sand. *Trans of Am. Inst. Of Mining and Metallurgical Engineering* , 73, 199.
- Larson, M., Hanson, H., Kraus, N., & Newe, J. (1999). Short and long term responses of beach fills determined by EOF analysis. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* , 125,6,285-293.
- LCHF. (1976). Action de la houle sur les sédiments. Centre national pour l'exploitation des océans , 13-18.
- LCHF. (1972). Laboratoire Central d'Hydraulique de France. Modélisation physique du port *de pêche d'Agadir*, Casablanca (Maroc) , 4.
- Leatherman, S. (1976). Barrier island dynamics: overwash processes and eolian transport. *Proceedings of the 15th Coastal Engineering Conference (Honolulu, Hawaii, ASCE)* , 1959-1974.
- LeBlond, P., & Mysak, L. (1978). *Waves in the Ocean*. Elsevier , 602.
- Lefèvre, F., & Provost, C. (1999). A new tide finite element solution using the representer method. *College of Oceanic and Atmospheric Sciences* , 20- 24.
- Levoy, F. (1994). Evolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales- L'exemple de la côte ouest du Cotentin. *Thèse de l'Université de Caen* , 424.
- List, J., Jaffe, B., Sallenger, A., & Hansen, M. (1997). Bathymetric comparisons adjacent to the Louisiana barrier islands: processes of large-scale change. *Journal of Coastal Research* , 13,3,670-678.
- Longuet-Higgins, M., & Stewart, R. (1964). Radiation stresses in water waves; a physical discussion with applications. *Deep-Sea Res* , 11,529-562.
- Louati, M., & Zargouni, F. (2009). Modélisation topo-bathymétrique et transit sédimentaire. Exemple des plages sableuses de la baie de Tunis, Nord-est de la Tunisie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* , 3,211-222.
- Lowry, P., & Carter, R. (1982). Computer simulation and delimitation of littoral drift cells on the south coast of Co. Wexford, Ireland. *J Heart Sci R Dublin Soc* , 4,121-132.
- LPEE-SOGREAH. (1990). Laboratoire public d'essai et d'étude et SOGREAH. *Modélisation physique de la baie d'Agadir* (Maroc) , 20-34.
- Masselink, G. (2004 ). Formation and evolution of multiple intertidal bars on macrotidal beaches: application of a morphodynamic model. *Coastal Engineering* , 51,713-730.
- Masselink, G., & Short, A. (1993). The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research* , 9,3,785-800.

- Masselink, G., & Hegge, B. (1995). Morphodynamics of mesoand macrotidal beaches. Examples from central Queensland. *Mar.Geol* , 129,1–23.
- Matias, A., Ferreira, O., Mendes, I., Dias, J., & Vila-concejo, A. (2005). Artificial construction of dunes in the South of Portugal. *Journal of Coastal Research* , 21,3,472-481.
- McManus, J. (1988). Grain size determination and interpretation. In *Techniques in Sedimentology*, Tucker M (ed.). Blackwell. Oxford , 63–85.
- Moore, L. (2000). Shoreline mapping technique. *Journal of Coastal Research* , 16,1,111-124.
- Morton, R., & Speed, M. (1998). Evaluation of shorelines and legal boundaries controlled by water levels on sandy beaches. *Journal of Coastal Research* , 14,4,1373-1384.
- Morton, R., & Sallenger, A. (2003). Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. *Jour.Coastal.Res* , 19,560-573.
- Morton, R., Miller, T., & Moore, L. (2004). Historical shoreline changes and associated land loss along the U.S. Gulf of Mexico. U.S. Geological Survey. Open-file report , 2004-1043,42.
- Muñoz-Perez, J., & Medina, R. (2010). Comparison of long-, medium- and short-term variations of beach profiles with and without submerged geological control. *Coastal Eng* , 57,241–251.
- Muñoz-Pérez, J., & Medina, R. (2009). Comparison of long-, mediumand short-term variations of beach profiles with and without submerged geological control. *Coast. Eng.* , doi: 10.1016/j.coastaleng.2009.09.011.
- Nordstrom, K. 1. (1977). The use of grain size statistics to distinguish between high and moderate energy beach environments. *J. Sedim. Res* , 47,3,1287-1294.
- Osborne, P., & Rooker, G. (1999). Sand re-suspension events in a high energy infragravity swash zone. *Journal of Coastal Research* , 15,74-86.
- Pajak, M., & Leatherman, S. (2002 ). The high water line as shoreline indicator. *Journal of Coastal Research* , 18,2,329–337.
- Paolo, A. (1993). *Les littoraux (Leur évolution)*. Collection Université, Éditions Nathan, Paris , 191.
- Pedreros, R., Howa, H., & Michel, D. (1996). Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology* , 135,35-49.
- Penney, W., & Price, A. (1952). The diffraction theory of sea waves and the shelter afforded by breakwaters. *Phil. Tran., Royal Soc. London* , 236-253.
- Peregrine, D., Cokelet, E., & McIver, P. (1980). The fluid mechanics of waves approaching breaking. In : *Proc. 17th Conf. Coastal Eng* , 512–528.

- Pierson, W. (1964). The interpretation of wave spectrum in terms of the wind profile instead of the wind measured at a constant height. *J. Geophys. Res* , 69, 5191–5203.
- Pilkey, O., & Hume, T. (2001). The shoreline erosion problem: lessons from the past NIWA. *Water Atm* , 9,2,22-23.
- Pino, M., & Jaramillo, E. (1992). Morphology, texture and mineralogical composition of sandy beaches in South of Chile. *J. Coastal Res* , 8,3,593-602.
- Post, J., & Lundin, C. (1996). Guidelines for integrated coastal zone management, Environmentally Sustainable Development Studies and Monographs Series No9, . The World Bank, Washington D.C , 28.
- RAMSA. (2000). la régie autonome multiservices agadir. Rpport interne .
- REM. (2010). Ressources en eau Maroc. Tome 3.Ed. Service géologique du Maroc. , 183-185.
- Ritchie, W., & Penland, S. (1988). Rapide dune changes with overwash processes on the deltaic coast of South Louisiana. . *Marine Geology* , 81,97-122.
- Robin, M. (2002). Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique. Le littoral, regards, pratiques et savoirs. Etudes offertes à Fernand VERGER. Edition Rue d'Ulm / Presses universitaires de l'Ecole Normale Supérieure, Paris , 95 - 115.
- Robinson, G. (1994). The accuracy of digital elevation models derived from digitized contour data. *Photogrammetric Record* , 14,805-814.
- Roger, B., & Robbe, D. (1987). Granulometrie par diffraction laser. Logiciel d'interprétation des résultats. Rapp. des LPC, série GT .
- Ruessink, B. (1998a). Bound and free infragravity waves in the nearshore zone under breaking and nonbreaking conditions. *J. Geophys. Res* , 103,7,12795–12805, doi:10.1029/98JC00893.
- Sabatier, F., Maillet, G., Provansal, M., Fleury, T., Suanez, S., & Vella, C. (2006). Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century. *Marine Geology* , 234,143-157.
- Sahu, B. (1964). Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *J.Sedim.Res* , 34,1,73-83.
- Sedrati, M. (2006). Morphodynamique et transport hydro-sédimentaire sur les estrans macrotidaux du Nor-Pas-de-Calais : Implications en aménagement du littoral. Thèse de *doctorat l'Université du Littoral Côte d'Opale* , 215.
- Sedrati, M., & Anthony, E. (2007). Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Marine geology* , 244,209-229. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.07.002>.

- Sedrati, M. (2006). Morphodynamique et transport hydro-sédimentaire sur les estrans macrotidaux du Nor-Pas-de-Calais : Implications en aménagement du littoral. Thèse de doctorat l'Université du Littoral Côte d'Opale , 215.
- Sedrati, M., & Anthony, E. (2007). Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Marine geology* , 244,209-229. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.07.002>.
- Short, A. (1999). Wave-dominated beaches. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics* , 173-203.
- Short, A. (1992 ). Beach systems of the central Netherlands coast: processes, morphology and structural impacts in a storm driven multi-bar system. *Mar.Geol* , 107, 103-137.
- Smith, G., & Zarillo, G. (1990). Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques. *Journal of Coastal Research* , 6,1,111-120.
- Soulsby, R. (1997). Dynamics of marine sands, HR Wallingford. Thomas Telford Publications , 249.
- Sous, D., Bonneton, N., & Sommeria, J. (2004). Vortex dynamics in a shallow water layer. *Physics of Fluids* , 16,8.
- Stafford, D., & Langfelder, J. (1971). Air photo survey of coastal erosion. *Photogrammetric Engineering* , 37,565-575.
- Steezel, H. (1993). Cross-shore transport during storm surges. n 476 pp . Delft Hydraulics Communication , 476.
- Stepanian, A. (1997). Détermination de la direction de transport des sédiments en domaine intertidal. Mémoire de maîtrise de Sciences de l'Environnement, option Océanologie, Université de Bordeaux I , 24.
- Sunamura, T. (1988). Beach morphologies and their change. Nearshore dynamics and coastal processes. University of Tokyo Press , 135-161.
- Svendsen, I., Schaffer, A., & Hansen, J. (1987). The interaction between the undertow and the boundary layer flow on a beach. *J Geophys Res* , 92,11845–11856.
- Thieler, E., & Danforth, W. (1994a). Historical shoreline mapping (I): Improving techniques and reducing positioning errors. *Journal of Coastal Research* , 10,3,549-563.
- Thieler, E., Ergul, A., Martin, D., & Thompson, M. (2004). Tutorial for the Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 2.2.1. Extension for ArcView. *usgs/perotsystems* , 30.
- Thomas, Y., & Diaw, A. (1997). Suivi (1984-1993) de la rupture de la flèche de Sangomar, estuaire du Saloum, Sénégal. *Photo-Interprétation* , 35,1997,199-204.

- Tlili, I., & Ayari, M. (2006). Etude et dimensionnement des digues à talus. IXèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier, Brest , 12-14.
- Trim, L., She, K., & Pope, D. (2002). Journal of Coastal Research. Tidal effects on cross-shore sediment transport on a shingle beach , 36,708-715.
- Van Rijn, L., Walstra, D., Grasmeyer, B., Sutherland, J., Pan, S., & Sierra, J. (2003). The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. Coastal Engineering , 47,295-327.
- Vatan, A. (1944). Premiers résultats d'une étude de l'origine du matériel sédimentaire du Bassin d'Aquitaine. C. R. Som. Soc. Géol. Fr , 1944,9,83-85.
- Weisrock, A. (1980). Géomorphologie et paléoenvironnement de l'Atlas atlantique-Maroc-. Thèse d'état, Paris , 931.
- White, K., & El asmar, H. (1999). Monitoring changing position of coastlines using Thematic Mapper Imagery, an example from Nile Delta. Geomorphology , 29,93-105.
- Wright, L., & Short, A. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis . Marine Geology , 56,93-118.
- Wright, L., Nielsen, P., Short, A., & Green, M. (1982). Morphodynamics of a macrotidal beach. Mar.Geol , 50,97-128.
- Wright, L., & Short, A. (1984). Morphodynamic variability of beaches and surf zones. Mar.Geol , 56,96-118.
- Wu, J., & Shan, H. (1999). Estuarine bottom sediment transport based on the 'McLaren model': a case study of Huangmaohai Estuary, South China. Estuarine, Coastal and Shelf Science , 49,265-279.
- Young, D., & Debutts, H. (2011). Enhancing geomorphic and biologic functions and values on backshores and dunes of developed shores. Environmental Conservation , 38,288-302.
- Zuzek, P., Nairn, R., & Thieme, S. (2003). Spatial and temporal considerations for calculating shoreline change rates in the Great Lakes basin. Journal of Coastal Research , 38,125-146.

## LISTE DES FIGURES

Fig I- 1 : Courbe de la marée (Lefèvre et Provost, 1999).....	17
Fig I- 2 : Formation d'une dépression à partir d'un conflit entre masses d'air chaud et froid générant des trains de houle (Castelle, 2004).....	19
Fig I- 3 : Schéma explicatif des paramètres d'une vague individuelle (Cetmef, 2009), (a) profil de la surface dans l'espace, (b) profil de la surface dans le temps.....	19
Fig I- 4: Domaines d'applications des différentes théories de houle en fonctions de la profondeur (h) et de la longueur d'onde $\lambda$ (Bonnefille, 1992) .....	22
Fig I- 5 : Enregistrement typique d'une mer irrégulière et principe du passage au niveau moyen par valeurs décroissantes (Cetmef, 2009).....	23
Fig I- 6 : Spectres de Pierson-Moskowitz et de Jonswap (Cetmef, 2009).....	27
Fig I- 7: Exemple de réfraction (Concentration des orthogonales en caps et épanouissement en baie) (LCHF, 1976).....	28
Fig I- 8 : Diagramme de diffraction (Penney et Price, 1952).....	29
Fig I- 9 : Phénomène de réflexion – Lois de Descartes- (Cetmef, fudaa Vag 2005).....	29
Fig I- 10 : Profils longitudinaux des quatre types de déferlement (échelles différentes) (Galvin, 1968) .....	32
Fig I- 11 : Abaques caractérisant le déferlement d' après Goda (1970), (Hd) hauteur de déferlement et (d) la profondeur de déferlement.....	33
Fig I- 12 : Schématisation du courant de retour sur une plage homogène plane (Castelle, 2004) .....	35
Fig I- 13 : Vue schématique du courant longshore (Longuet-higgins 1970) .....	36
Fig I- 14 : Schématisation du courant sagittal (d'après Dalrymple, 1978).....	37
Fig I- 15 : Zonation littoral et transformation des vagues à l'approche de la côte (Castelle, 2004) ...	38
Fig I- 16 : Classification morphologique des plages selon l'indice $\xi$ (Surf similarity parameters, (d'après Battjes 1974).....	40
Fig II- 1 : Carte de localisation de la région sous massa (ABH-SM, 2003) .....	41
Fig II- 2 : Carte de localisation du bassin du Souss (ABH-SM, 2003) .....	42
Fig II- 3 : Situation géographique de la baie d'Agadir (Google earth, 2012) ; (1) brise-lame mis en place en 1963, (2) deux brises-lames et un épi mis en place 1994, (3) Oued Souss .....	43
Fig II- 4 : Géologie du bassin de Souss (d'après Combe et Elhebil, 1972).....	44
Fig II- 5 : Géologie locale d'Agadir et localisation des Coupes (d'après Weisrock, 1980).....	45
Fig II- 6 : Coupes géologiques de la falaise du nord d'Agadir (d'après Weisrock, 1980).....	45
Fig II- 7 : Carte de localisation des oueds dans la zone d'étude (Ihbach, 2015) .....	46
Fig II- 8 : Photo du débouché de l'Oued Lahouar (2012).....	46
Fig II- 9 : Photo du débouché de l'Oued Tanaout (2012) .....	47
Fig II- 10 : Photo du débouché de l'Oued Tildi (Google Earth, 2012) .....	47
Fig II- 11 : Embouchure de l'oued Souss (Google Earth, 2012) .....	49
Fig II- 12 : Photos historiques montrant l'urbanisation massive de la côte d'Agadir entre 1970 (à droite) et 2013 (à gauche (www.agadir1960.com/histoire) .....	50
Fig II- 13 : Evolution historique de la mise en place des installations portuaires d'Agadir; (a) en 1920, (b) en 1935, (c) en 1950, (d) en 1953, (e) en 2012 -état actuel- (LPEE-SOGREAH, 1990) .....	52
Fig II- 14 : Vitesse et direction du vent calculé au large d'Agadir (Coordonnées 12°00' W / 30°00'N) .....	57

Fig II- 15 : Courbe de marée à Agadir (Vive-eau-moyenne).....	58
Fig II- 16: Caractéristiques de la houle au large d'Agadir, point SIMAR 44: (a) Hauteur de la houle en fonction de sa direction en hiver, (b) Période de pic de la houle en fonction de sa direction en hiver, (c) Hauteur de la houle en fonction de sa direction en été .....	60
Fig III- 1: Choix de la ligne de référence ; (a) photo aérienne prise en 1975 indiquant la présence de trois lignes de référence ; Rivage instantanée, ligne des pleines mers, pied de la dune, (b) photo aérienne prise en 2003 montrant la disparition de la dune bordière.....	65
Fig III- 2 : Photographies aériennes de la baie d'Agadir en 1975 avant (à gauche) et après rectification (à droite). Source : ANCFCT Image au 1/20000e .....	67
Fig III- 3 : Etat de la marée pendant la période où les images satellitaires ont été prises : (a) Marégramme du 18 mai 1978, (b) Marégramme du 21 Septembre 2004 (Source www.shom.fr) .....	69
Fig III- 4 : Concept de calcul par DSAS .....	70
Fig III- 5 : Appareillage de mesure topographique par le tachéomètre électronique TS06 .....	72
Fig III- 6 : Appareillage et fonctionnement du DGPS-RTK- .....	74
Fig III- 7 : Matériels utilisés lors d'un levé bathymétrique ; (a) Zodiac (b) Station fixe du DGPS (c) sondeur acoustiques .....	74
Fig III- 8 : Exemple des minutes bathymétriques extraites de la carte bathymétrie de l'année 1993 ..	75
Fig III- 9 : Points sondes (a) et Carte bathymétrique (b) de 1972.....	76
Fig III- 10 : Points sondes (a) et Carte bathymétrique (b) de 1993.....	77
Fig III- 11 : Points sondes (a) et Carte bathymétrique (b) de 2012.....	77
Fig III- 12 : Photo du granulomètre laser (HORIBA 300).....	79
Fig III- 13 : Schéma du Principe de fonctionnement du granulo-laser (Roger et Robbe, 1987) .....	80
Fig III- 14 : Dispositif du Calcimètre de Bernard et principe de mesure .....	84
Fig III- 15 : Capteur de pression type NKE (a) et d'un Data pencil radio (b) .....	85
Fig III- 16 : a) Valeurs de la pression brute en bar, (b) Valeurs de la pression après élimination des mesures hors d'eau en bar, (c) Valeurs de la pression atmosphérique en bar, (d) Valeurs hydrostatiques nettes en bar .....	87
Fig III- 17 : Exemple de spectre d'énergie de la houle enregistrée au niveau du capteur (NKE-112) ..	88
Fig III- 18 : Levés topographiques de la zone intertidale de la baie d'Agadir de 1972 (a), 1993 (b) et 2012(c) .....	89
Fig III- 19 : Localisation des profils topographiques transversaux.....	90
Fig III- 20 : Exemple d'une courbe topographique d'un profil traité par le logiciel PROFILER.....	92
Fig III- 21 : Levé topographique réalisé en mois de Mars de l'année 2015 .....	93
Fig III- 22 : Exemple de maillage adopté dans le cas d'un littoral; maillage devient de plus en plus serré en s'approchant de la côte .....	97
Fig IV- 1 : Evolution globale du trait de côte de 1975 à 2011.....	101
Fig IV- 2 : Evolution du trait de côte entre 1975 et 2011 .....	102
Fig IV- 3 : Evolution du trait de côte au niveau de la plage d'Anza (secteur 1) de 1975 à 2011, calculée à partir de la méthode statistique EPR .....	103
Fig IV- 4 : Preuves de l'accumulation de sable dans le secteur d'Anza, (a) image satellitaire de l'année 2003 montrant la présence de 4 navires échoués sur la côte, (b) image satellitaire de 2009 montrant le début d'ensablement de ces 4 navires, (c) image satellitaire de 2014 montrant l'ensablement total des 4 navires. ....	104

Fig IV- 5 : Photographie montrant l'absence d'une plage sableuse au début des années 1990, (a) et image satellitaire en 2014 montrant une baie d'Anza ensablée (b).	104
Fig IV- 6 : Evolution du trait de côte le long du secteur 2 (transect 85 à 142) entre 1975 et 2011 ...	105
Fig IV- 7 : Evolution du trait de côte au niveau du secteur 2 de 1975 à 2011 calculée à partir de la méthode statistique EPR.....	106
Fig IV- 8 : Evolution du trait de côte le long du secteur 3 (entre les transects 152 et 262), suivie entre 1975 et 2011 .....	107
Fig IV- 9 : Evolution du trait de côte au niveau du secteur 3 de 1975 à 2011 calculée à partir de la méthode statistique EPR. (1) Brises-lames et (2) Epi mis en place en 1994.....	108
Fig IV- 10 : Evolution du trait de côte entre 1978 et 2004 (a) et taux d'évolution annuel du trait de côte (b). (1) Brise-lames mis en place en 1964, (2) Système de défense formé de deux brises-lames et un épi édifiés en 1994.....	110
Fig IV- 11 : Localisation des profils bathymétriques.....	111
Fig IV- 12 : Cartes bathymétriques de 1972 (a), de 1993 (b) et Carte différentielle d'évolution des fonds marins entre 1972 et 1993 (c).....	112
Fig IV- 13 : Carte différentielle d'évolution des fonds marins entre 1972 et 1993 .....	113
Fig IV- 14 : Profils bathymétriques de 1972 et 1993 (profils A à D).....	114
Fig IV- 15 : Profils bathymétriques de 1972 et 1993 (profils E à I) .....	115
Fig IV- 16 : (a) Carte bathymétriques de 1993, (b) Carte bathymétrique de 2012 .....	117
Fig IV- 17 Carte différentielle d'évolution des fonds marins entre 1993 et 2012.....	118
Fig IV- 18 : Profils bathymétriques de A à D (1993-2012).....	119
Fig IV- 19 : Profils bathymétriques de E à I (1993-2012) .....	120
Fig V- 1 : Caractéristiques de la houle (données horaires), au niveau du point de mesure SIMAR 1040022- www.puertos.es-, entre avril 2013 et janvier 2015. Les lignes verticales indiquent les dates de suivi topographique à l'échelle du moyen terme .....	125
Fig V- 2 : a) Maximum mensuel des hauteurs significatives de la houle enregistrées entre 1960 et 2015, b) caractéristiques de la houle (données horaires), entre Décembre 2013 et Avril 2014. Le point de mesure de la houle est SIMAR 1040022- www.puertos.es-. Les lignes verticales indiquent les dates des suivis topographique à l'échelle du court terme l.....	126
Fig V- 3 : Localisation des profils d'échantillonnage (2014) .....	128
Fig V- 4 : Distribution de la taille moyenne des grains au niveau de la plage d'Anza (a) et au niveau de la baie d'Agadir (b) (2014).....	129
Fig V- 5 : Evolution du coefficient de tri Sorting index au niveau de la plage d'Anza (a) et au niveau de la baie d'Agadir (b) (2014) .....	130
Fig V- 6 : Evolution du coefficient d'asymétrie - skewness au niveau de la plage d'Anza (a) et au niveau de la baie d'Agadir (b) (2014) .....	131
Fig V- 7 : Evolution transversale du % de CaCO <sub>3</sub> le long des différents profils .....	132
Fig V- 8 : Evolution du pourcentage de calcite au niveau de la baie d'Agadir (a) et au niveau de la plage d'Anza(b) (2012) .....	133
Fig V- 9 : Vue sous loupe binoculaire de quelques échantillons pris en bas estran le long du secteur d'étude (Grossissement ; x20) .....	134
Fig V- 10 : Localisation des différents points de mesures des caractéristiques de la houle lors des 2 campagnes de mesures in situ ; a) mission 1, b) mission 2 .....	135

Fig V- 11 : Synthèse des mesures hydrodynamiques des capteurs de pression 115, 112 et 116 ; (a) Niveau d'eau en mètre, (b) hauteur significative de la houle en mètre et (c) période significative en seconde.....	136
Fig V- 12 : Synthèse des conditions hydrodynamiques des capteurs de pression 111, 094, 098, 089 et 125 ; (a) Niveau d'eau en mètre, (b) hauteur significative de la houle en mètre et (c) période significative en seconde.....	137
Fig V- 13 : Spectre de la houle représentant l'état de mer au niveau de la plage d'Anza (Capteur 98) .....	139
Fig V- 14 : Spectre de la houle représentant l'état de mer au niveau de la baie Agadir (Capteur 125) .....	139
Fig V- 15 : Localisation des profils topographiques et des zones morphologiques de la plage d'Agadir. (Image source: Google Earth) .....	141
Fig V- 16 : Morphologie des profils représentatifs des zones morphologiques 1, 2 et 3 .....	142
Fig V- 17 : Variation longitudinale de la pente des profils topographiques (P1 à P9) .....	143
Fig V- 18 : Cartes des différentiels des modèles numériques de terrain de la zone intertidale de la baie d'Agadir ; (a) 1972-1993, (b) 1993-2012 .....	145
Fig V- 19 : Evolution du trait de côte pendant les deux périodes 1972–1993(a) et 1993–2012 (b). .....	147
Fig V- 20 : Localisation des profils longitudinaux (de P1 au P9) extraits des trois modèles numériques de terrain de 1972(a), 1993(b) et 2012(c) .....	148
Fig V- 21 : Evolution des profils longitudinaux des profils P1 à P9 (1972, 1993 et 2012).....	150
Fig V- 22 : Evolution volumétrique (m <sup>3</sup> /m) des profils longitudinaux au cours de la période 1972-2012.....	151
Fig V- 23 : Carte de différentiel de la zone intertidale pour la période Mars 2012- Avril 2015.....	152
Fig V- 24 : Evolution du trait de côte pendant la période mars 2013- avril 2015.....	153
Fig V- 25 : Evolution des profils longitudinaux au niveau de la zone morphologique 1 (du profil P1 au profil P4) pour la période avril 2013- janvier 2015 .....	155
Fig V- 26 : Evolution des profils longitudinaux au niveau de la zone morphologique 2 (du profil P5 au profil P8) pour la période avril 2013- janvier 2015 .....	157
Fig V- 27 : Evolution du profil longitudinal P9 au niveau de la zone morphologique 3 pour la période avril 2013- janvier 2015.....	158
Fig V- 28 : Evolution volumétrique (m <sup>3</sup> /m) des profils longitudinaux au cours de la période avril 2013-janvier 2015 .....	159
Fig V- 29 : Localisation des profils topographiques transversaux. Le trait en rouge indique la limite de la dune en 1975 et le trait en bleu indique les limites de 2004.....	160
Fig V- 30 : Evolution des profils transversaux P1 à P9 pour la période janvier-mars 2014. (MSL : Mean sea level).....	161
Fig V- 31 : Différentiel entre les deux modèles numériques de terrain, avant et après les deux premières tempêtes (l'emplacement du différentiel est indiqué dans la figure V-29).....	162
Fig V- 32 : Evolution des profils transversaux (P5-P9) pour la période janvier-mars 201 .....	163
Fig V- 33 : Evolution du profil transversal P9 pour la période janvier-mars 2014 .....	163
Fig V- 34 : Estimation des pertes en sédiments (m <sup>3</sup> ) après les deux premières tempêtes .....	164
Fig V- 35 : Photos montrant les dégâts causés par les événements tempétueux au niveau des profils 6 (a) et 7 (b) et réflexion des vagues par la digue promenade durant la tempête 8.....	165
Fig V- 36 : Détérioration du brise-lames par chute de blocs entraînant une déformation de sa côte d'arase (2014) .....	167

Fig VI- 1 : Rose de la houle à limite offshore du modèle, (a) hauteur significative de la houle (m), (b) période de pic de la houle (s) .....	170
Fig VI- 2 : Houles sélectionnées comme représentatives de la climatologie au large d'Agadir .....	171
Fig VI- 3 : Marée synthétique (élévation en m) .....	172
Fig VI- 4 : Bathymétrie et maillage de l'ensemble du domaine .....	173
Fig VI- 5 : Contours de la hauteur significative de la houle pour toutes les conditions (de 1 à 8), les flèches indiquent la direction des crêtes de la houle .....	175
Fig VI- 6 : Caractéristiques des courants à Anza ; (a) condition 3, (b) Condition 7 .....	176
Fig VI- 7 : Caractéristiques des courants au niveau de la baie d'Agadir ; (a) condition 3, (b) Condition 7 .....	177
Fig VI- 8 : Localisation des profils utilisés pour quantifier le transit sédimentaire .....	178
Fig VI- 9 : Synthèse du transport sédimentaire annuel sur le littoral d'Agadir (valeurs en m <sup>3</sup> /an) ...	179
Fig VI- 10 : Localisation des points d'échantillonnages (DPDPM, 2013) .....	180
Fig VI- 11 : Transport résiduel calculé par le modèle Gao et Collins (1994) .....	183
Fig VI- 12 : Modèle d'éléments de maillage ; (a) état naturel, (b) après la mise en place du port de pêche et du brise-lames, (c) état actuel, caractérisé par l'ajout d'un port de commerce au nord et un système de défense au sud .....	184
Fig VI- 13 : Simulation de l'état naturel ; (a) évolution de la hauteur significative et de la direction de la houle, (b) visualisation des courants engendrés par la houle (c) visualisation de la capacité du transport sédimentaire .....	186
Fig VI- 14 : Simulation de l'état après la mise en place d'un port de pêche et du premier brise-lames; (a) évolution de la hauteur significative et de la direction de la houle, (b) visualisation des courants engendrés par la houle (c) visualisation de la capacité du transport sédimentaire .....	187
Fig VI- 15 : Simulation de l'état actuel, après ajout du port de commerce au nord et du système de défense au Sud. (a) évolution de la hauteur significative et de la direction de la houle, (b) visualisation des courants engendrés par la houle (c) Visualisation de la capacité du transport sédimentaire.....	188
Fig VI- 16 : Caractéristiques de la houle en entrée du modèle (pas de temps de 3heurs).....	189
Fig VI- 17 : Caractéristiques de la marée en entrée du modèle (pas de temps de 15 minutes) .....	190
Fig VI- 18 : Modèle de maillage utilisé pour la simulation quasi stationnaire .....	191
Fig VI- 19 : Carte de la hauteur significative de la houle – (début de la simulation) .....	192
Fig VI- 20 : Carte du courant dans la zone d'étude -(début de la simulation).....	192
Fig VI- 21 : Carte de la capacité du transport sédimentaire -(début de la simulation).....	193
Fig VI- 22 : Carte des zones de dépôt et des zones d'érosion (Bed level change) après 365 jours de simulation d'avril 2013 à avril 2014.....	193
Fig VI- 23 : Visualisation des courants moyens au sud de la baie d'Agadir : (a) courant de dérive, (b) courant de retour, (c) courant sagittal accompagné par le courant de dérive .....	194
Fig VI- 24 : Visualisation des courants moyens au nord de la baie d'Agadir : (a) courant de retour, (b) courant de dérive .....	195
Fig VI- 25 : (a) bathymétrie initiale, (b) bathymétrie après 365j de simulation, (c) budget sédimentaire numérique après 365j de simulation (avril 2013-avril 2014) – correspondant à la zone de différentiel des deux MNTs (réalisés en mars 2012 et avril 2015) .....	196
Fig VI- 26 : Cartes de la hauteur significative de la houle des tempêtes de 1 à 8 .....	199
Fig VI- 27 : Cartes des caractéristiques des courants durant des tempêtes de 1 à 8 .....	200
Fig VI- 28 : Cartes des zones de dépôt/érosion lors des tempêtes de 1 à 8 .....	201

Fig VI 29 : Système de défense proposé par la direction des ports du domaine public maritime, formé par quatre brise-lames .....	203
Fig VI 30 : Scénario des aménagements proposé en 2007 par le DPDPM ; (a) évolution de la hauteur significative et de la direction de la houle- début de la simulation-, (b) visualisation des courants- début de la simulation- (c) localisation des zones de dépôt/érosion après 14 jours de simulation ...	204
Fig VI 31 : Schéma de la solution proposée, consistant en rechargement du secteur sud de la baie d'Agadir par du sable dragué en amont du port de commerce .....	206
Fig-VII- 1 : Evolution du trait de côte entre 1975 et 2004 à partir des images satellitaires (graphe en bleu), Evolution du trait de côte entre 1972 to 2012 à partir des modèles numériques de terrain (graphe en rouge).....	209
Fig-VII- 2 : Rapport entre l'évolution du trait de côte par images satellitaires et par modèles numériques de terrain. Le coefficient de corrélation est de l'ordre de 0,87 .....	209
Fig VII-3 : (a) Valeurs de la pente en degré et de la hauteur significative en m au niveau de chaque profil topo-bathymétrique, (b) Rapport entre la pente (°) et la hauteur significative de la houle (m) ; le coefficient de corrélation est de l'ordre de 0,82 .....	210
Fig VII-4 : Rapport entre la hauteur significative de la houle et l'évolution du trait de côte .....	211
Fig VII-5 : Réalimentation de la plage d'Agadir (1962-1972) (LCHF, 1972).....	212
Fig VII-6 : Concept et caractéristiques des cellules sédimentaires .....	214
Fig-VII 7 : Synthèse de l'évolution du trait de côte, des changements des petits fonds, du budget sédimentaire, des cellules sédimentaires et du gradient de la hauteur significative de la houle au niveau de la plage d'Anza et la baie d'Agadir. ....	215
Fig-VII 8 : Synthèse du fonctionnement hydrodynamique et du comportement morphodynamique de la zone intertidale de la baie d'Agadir. ....	218

## **LISTE DES TABLEAUX**

Tab I- 1 : Coefficients de la marée .....	18
Tab I- 2 : Données définissant un spectre de la houle (Bougis, 2008) .....	26
Tab I- 3 : Type de déferlement en fonction des nombres d'Iribaren, d'après (Galvin, 1968) .....	33
Tab I- 4 : Paramétrisation des indices environnementaux les plus couramment utilisés (d'après Dehouck, 2006) .....	39
Tab II- 1 : Historique des principaux aménagements au niveau de la baie d'Agadir (DPDPM, 2007)	53
Tab II- 2 : Climatologie annuelle d'Agadir (DPDPM, 2007) .....	55
Tab II- 3 : Fréquence des vents en baie d'Agadir (Automne-Hiver) (ABH-SM, 2003).....	56
Tab II- 4 : Fréquence des vents en baie d'Agadir (Printemps –Eté) (ABH-SM, 2003) .....	56
Tab II- 5 : Caractéristiques de la marée à Agadir (LCHF°, 1972) .....	58
Tab II- 6 : Caractéristiques et périodes de retour de la houle (DPDPM, 2007) .....	61
Tab III- 1: Caractéristiques des images satellitaires.....	68
Tab III- 2 : Données utilisées pour l'analyse topobathymétrique .....	71
Tab III- 3 : Classification des types de sables en fonction du diamètre moyen des grains (Folk et Ward, 1957).....	81
Tab III- 4 : Classification des sables en fonction du coefficient de tri (Folk et Ward, 1957) .....	82
Tab III- 5 : Terminologie du Skewness (SKi) définie (Folk et Ward, 1957) .....	82
Tab III- 6 : Caractéristiques géographiques des profils topographiques étudiés.....	91

Tab III- 7 : Dates de réalisation des campagnes de mesures topographiques .....	94
Tab V- 1 : Données mesurées ou estimées utilisées dans le calcul du nombre d'Iribarren $\zeta_b$ .....	144
Tab V- 2 : Volume des sédiments accumulés et érodés en m <sup>3</sup> /m au niveau des profils transversaux, au cours des différentes périodes .....	154
Tab VI- 1 : Conditions représentatives de la houle .....	171
Tab VI- 2 : Résultats des sondages réalisés par la DPDPM en Mars 2012 .....	181
Tab VI- 3 : Résultats de calcul des indices granulométrique (Grain moyen ( $\mu\text{m}$ ), Sorting ( $\mu\text{m}$ ), and skewness ( $\mu\text{m}$ )) pour les différents échantillons .....	182
Tab VI- 4 : Caractéristiques des 8 tempêtes .....	197