

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية  
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي  
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE  
SCIENTIFIQUE  
المدرسة الوطنية العليا لعلوم البحر وتهيئة الساحل  
ECOLE NATIONALE SUPERIEUR DES SCIENCES DE LA MER ET DE  
L'AMENAGEMENT DU LITTORAL



# Thèse de Doctorat en Sciences

Spécialité : Sciences de la mer

## ***Evolution morpho-dynamique de la baie d'Alger : Observation et Modélisation hydrodynamique et sédimentaire***

Présenté par :

***DAHMANI ABD EL ALIM***

Soutenue publiquement le 18 Mai 2023, devant le jury composé de :

<b>Mme. HOUMA BACHARI F., Professeure, ENSSMAL</b>	Présidente
<b>M. MEZOUAR Kh., Professeur, ENSSMAL</b>	Directeur de thèse
<b>M. BACHARI N., Professeur, USTHB</b>	Co-Directeur de thèse
<b>M. GUERFI M., Professeur, USTHB</b>	Examineur
<b>M. ATROUNE F., Professeur, USTHB</b>	Examineur
<b>M. HEMDANE Y., Professeur, USTHB</b>	Examineur
<b>Mme. FEZAA N., Professeure, ENSSMAL</b>	Examinatrice

Année Universitaire 2022/2023

# Remerciements

---

Au bout de ce travail, et avant tout remerciement, nous rendons grâce à Allah le Tout-Puissant de nous avoir donné la santé, le courage et la volonté, pour accomplir ce modeste travail.

Au départ de cette thèse, nous avons commencé par un titre et une dizaine de lignes de description du projet. En 7 ans, le projet a mûri, s'est épanoui, a été modifié sur certains aspects, jusqu'à aboutir à ce manuscrit qui tente de retracer par une belle histoire l'ensemble de notre travail. Au terme de ces années de travail, la thèse représente finalement une aventure riche en expériences, en enseignements et en rencontres faites en chemin. Ce travail n'aurait pu être réalisé seul et constitue, à plusieurs titres, un véritable travail d'équipe.

*Khoudir Mezouar*, même le mot merci est faible, je vous adresse un grand merci, pour avoir été présent durant ces 7 années, malgré vos tâches administratives incessantes, vous avez toujours été disponible près de moi que ce soit en répondant à mes questions ou lorsque j'avais besoin de votre aide. Je suis également très reconnaissant pour la confiance accordée durant toute cette période, l'implication dont tu as fait preuve dans le cadre de ce projet et le temps passé sur notre article scientifique idem sur la fin de thèse pour corriger, modifier, et discuter en profondeur de ce sujet.

Merci à toi aussi *Serge Suanez*, tu m'as bien aidé à trouver mes repères à *l'IUEM*, face à ce sujet de thèse quand je suis arrivé à Brest, et à chaque fois que j'ai eu besoin de toi, de tes conseils ou de ton soutien inconditionnel, tu as su être là. Votre disponibilité, et votre bienveillance m'ont vraiment inspiré, merci beaucoup!

Merci également à *Nour el Islam Bachari*, même si votre laboratoire de recherche à *l'USTHB* est un peu éloigné géographiquement, vous m'avez chaleureusement ouvert les portes de votre structure. A vous trois, je vous remercie pour la liberté de recherche que vous m'avez laissée pour explorer mon sujet, et pour aller dans la direction que je souhaitais.

Merci ensuite à toi *Fouzia Houma Bachari*, la directrice de notre laboratoire de recherche « *ECOSYSMarl* » de m'avoir donné d'abord l'opportunité de rejoindre ton école doctorale intitulée " gestion et suivi de l'environnement marin et côtier " dans laquelle je suis inscrit depuis plus de 10 ans, et postérieurement de nous avoir fait l'honneur d'accepter la présidence de ce jury.

Mes plus vifs remerciements s'adressent également à l'ensemble des membres du jury, *Mustapha Guerfi*, *Farid Atroune*, *Yacine Hemdane* et *Fezaa Nassima* d'avoir accepté d'examiner cette thèse. Je vous remercie du temps que vous m'avez consacré et pour l'ensemble de vos remarques pour améliorer ce manuscrit, en effet, je ne vous remercierai jamais assez.

Il me tient également à cœur de remercier le laboratoire *LETG* de *l'IUEM*, et plus particulièrement le site de Brest, qui m'a accueilli dans ses locaux pendant un mois. Je n'oublierai jamais la gentillesse de ses responsables et de ses secrétaires et en particulier les membres du laboratoire pour leur sympathie au quotidien.

Je tiens à exprimer aussi ma gratitude à tous les membres de mon équipe de recherche, en particulier *Yousra Salem Cherif* et *Miloud Sallaye*, qui ont largement contribué à la réalisation de ce travail, sans oublier *Houssine Otmani* pour avoir partagé avec moi le fruit de ses travaux de recherche afin d'améliorer le mien, et bien évidemment mes chers étudiants du PFE qui ont voulu m'aider à tout prix, ne serait-ce qu'un peu, à savoir *Redouane Bourkache*.

Tous mes remerciements à mon ancienne équipe de la subdivision des travaux maritimes (*STM*) et à tous mes collègues de la direction des travaux publics de la wilaya d'Alger (*DTP*) qui n'ont ménagé aucun effort personnel ou professionnel pour m'encourager durant les 5 années que j'ai passées avec eux, et quelles 5 années...

Ma reconnaissance va à tous nos chers enseignants qui ont contribué à ma formation et à tous ceux qui nous ont appris une simple lettre ou une phrase, qu'ils trouvent ici notre gratitude et un petit fruit de leur sueur. Une forte pensée à *Mohammed Larid* qui a inspiré toute une génération par sa passion, sa générosité et sa compétence.

En bref, par ces quelques mots, un immense MERCI à toutes les personnes qui m'ont accompagné et soutenu durant cette thèse et tout au long de ma carrière. D'avance, je m'excuse si j'ai oublié de citer et de remercier quelqu'un ; il est difficile de se remémorer 7 ans de vie sans rien oublier. Bonne lecture à tous, en espérant que ce sujet vous passionnera autant qu'il m'a passionné.

Au final, ma sincère reconnaissance est adressée à notre état Algérien qui depuis des années dans son école républicaine, nous offre les moyens d'apprendre, d'étudier et tout particulièrement de développer mon esprit et mes compétences.

*Abd El Alim Dahmani*

# Dédicaces

---

## *À mes très chers parents*

Pour toutes les peines endurées, toutes les privations et sacrifices consentis,  
pour faire de moi l'homme que je suis ;

## *À ma femme et mon fils*

De me faire sentir comme l'homme le plus chanceux du monde  
chaque jour !

## *À mes frères et sœurs*

Vous êtes tellement super ! Que le temps passe vite et comme j'aimerais qu'il  
ralentisse !

## *À mes amis*

Les bons amis sont une bénédiction. Vous êtes la plus grande bénédiction de  
tous.

Je dédie ce modeste travail.

# Table des Matières

REMERCIEMENTS .....	II
DEDICACES.....	IV
TABLE DES MATIERES .....	V
LISTE DES FIGURES.....	IX
LISTE DES TABLEAUX .....	XIII
LISTE DES ACRONYMES .....	XV
LISTE DES SYMBOLES .....	XVI
INTRODUCTION GENERALE.....	1
PREMIERE PARTIE (I) .....	7
CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART SUR LES DYNAMIQUES HYDRO-SEDIMENTAIRES ET L'EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES SABLEUSES. ....	8
Introduction .....	9
1.1. Le profil d'équilibre d'une plage .....	10
1.2. Hydrodynamiques.....	11
1.2.1. Théorie des ondes linéaires.....	12
1.2.2. Propriétés non linéaires des ondes.....	12
1.2.3. Les ondes infra-gravitaires .....	13
1.2.4. Propagation et dissipation des vagues .....	14
1.2.4.1. L'effet de <i>Shoaling</i> .....	14
1.2.4.2. La réfraction .....	14
1.2.4.3. La diffraction .....	15
1.2.4.4. Le déferlement.....	15
1.2.4.5. Le frottement au fond .....	16
1.2.5. L'hydrodynamique et le littoral.....	16
1.2.6. Les circulations moyennes en zone littorale.....	18
1.2.6.1. Le courant de retour.....	18
1.2.6.2. Le courant de dérive .....	18
1.2.6.3. Le courant d'arrachement ( <i>rip current</i> ).....	19
1.2.6.4. Les courant de marée.....	20
1.3. Morphodynamiques .....	20
1.3.1. La cellule littorale .....	20
1.3.2. Transport sédimentaire .....	20
1.3.3. Évolution des plages sableuses.....	21
1.4. Les tempêtes marines.....	21
CHAPITRE 2 : LA MEDITERRANEE : CONTEXTE METEOROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DES EVENEMENTS EXTREMES HISTORIQUES. ....	24
Introduction .....	25
1.5. Contexte météorologique des tempêtes en Méditerranée.....	25
1.5.1. Climatologie du vent et des vagues en Méditerranée .....	26
1.5.2. Les surcôtes en Méditerranée.....	27
1.5.3. Les tempêtes et les cyclones en Méditerranée « <i>Medicanes</i> » .....	27
CHAPITRE 3 : LA BAIE D'ALGER : CLIMAT, FORÇAGES ET MORPHOLOGIE.....	30

1.6.	<i>Contexte géographique</i> .....	31
1.6.1.	Localisation générale.....	31
1.6.2.	Localisation de site d'étude.....	31
1.7.	<i>Cadre géomorphologique</i> .....	32
1.7.1.	Les plages.....	32
1.7.2.	Les dunes.....	32
1.7.3.	Les falaises.....	32
1.8.	<i>Cadre géologique</i> .....	34
1.9.	<i>Stratigraphie de la région</i> .....	35
1.10.	<i>Cadre sismique</i> .....	35
1.11.	<i>Cadre hydrographique</i> .....	36
1.12.	<i>Facteurs météo-marins</i> .....	36
1.12.1.	Facteur météorologie.....	36
1.12.2.	La température.....	37
1.12.3.	Précipitation.....	38
1.12.4.	Pression atmosphérique.....	38
1.13.	<i>Facteurs météo-océaniques</i> .....	39
1.13.1.	Le vent.....	39
1.13.2.	Les houles.....	43
1.13.3.	La circulation océanique.....	46
1.13.3.1.	Courantologie générale.....	46
1.13.3.2.	Courantologie côtière.....	46
1.13.4.	Les marées.....	47
<b>DEUXIEME PARTIE (II)</b> .....		<b>48</b>
CHAPITRE 1 : INSTRUMENTATION ET BASE DE DONNEES.....		49
<i>Introduction</i> .....		50
2.1.	<i>Données météorologiques et hydrodynamiques</i> .....	50
2.1.1.	Les données d'état de mer.....	50
2.1.1.1.	Mesures directes (Houlographe Omni directionnelle).....	50
2.1.1.2.	La base de données <i>INFOPLAZA</i> .....	50
2.1.2.	Données Courantologie.....	52
2.2.	<i>Données morphologiques et sédimentologiques</i> .....	53
2.2.1.	La bathymétrie.....	53
2.2.2.	Granulométrie.....	54
2.2.2.1.	Principes.....	54
2.2.2.2.	Analyses.....	55
2.2.3.	Piégeages des sédiments.....	55
2.2.3.1.	Les pièges à sédiments unidirectionnels.....	56
2.2.3.2.	Les pièges à sédiments multidirectionnels.....	57
2.3.	<i>Cinématique du trait de côte</i> .....	60
2.3.1.	Concepts et définitions.....	60
2.3.2.	Techniques d'extraction et de cartographie.....	60
2.3.2.1.	Identification des images.....	61
2.3.2.2.	Digitalisation/numérisation interactive à l'écran.....	61
2.3.2.3.	Analyse diachronique des traits de côte.....	62
CHAPITRE 2 : TRAITEMENT ET ANALYSE DES DONNEES.....		63
2.4.	<i>Traitements des données hydrodynamiques</i> .....	64
2.4.1.	La boîte à outils <i>AMEVA</i> .....	64
2.4.2.	Analyse des valeurs extrêmes.....	64

2.4.2.1.	L'approche des maxima annuels ( <i>MA</i> ) .....	65
2.4.2.2.	L'approche des pics au-dessus du seuil ( <i>POT</i> ).....	66
2.4.2.3.	Traitement et analyse fréquentielle.....	67
2.5.	<i>Quantification du flux sédimentaire</i> .....	68
2.5.1.	Les pièges à sédiments unidirectionnels.....	68
2.5.2.	Les pièges à sédiments multidirectionnels .....	68
CHAPITRE 3 : MODELISATION MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES .....		69
	<i>Introduction</i> .....	70
2.6.	<i>Stratégie de modélisation</i> .....	70
2.7.	<i>Implémentation du modèle</i> .....	71
2.8.	<i>Présentation et paramétrisations du modèle (MIKE 21/3 FM)</i> .....	71
2.8.1.	Le module hydrodynamique : <i>Mike 21 HD</i> .....	73
2.8.2.	Le module de vague spectrale : <i>Mike 21 SW</i> .....	73
2.8.3.	Le module de transport des sédiments non cohésifs : <i>Mike 21 ST</i> .....	74
2.9.	<i>Calibration et validation du modèle</i> .....	75
<b>TROISIEME PARTIE (III)</b> .....		<b>76</b>
CHAPITRE 1 : VALIDATION ET ANALYSE NUMERIQUE/STATISTIQUE DES DONNEES.....		77
3.1.	<i>Comparaison des données d'état de mer</i> .....	78
3.1.1.	Validation des données de la hauteur significative des vagues ( $H_s$ ) .....	78
3.1.2.	Validation des données de la période <i>zero-crossing</i> des vagues ( $T_z$ ) .....	79
3.1.3.	Conclusion .....	81
3.2.	<i>Analyse statistique</i> .....	81
3.2.1.	Description générale du climat de vague.....	81
3.2.2.	Régime et directions des houles .....	82
3.2.3.	Analyse de la période/origine de la houle .....	82
3.2.4.	La météorologie (vents) et le climat des vagues.....	84
3.2.5.	Variabilité saisonnière et interannuelle .....	85
3.2.5.1.	La variabilité saisonnière.....	85
3.2.5.2.	La variabilité interannuelle.....	85
3.2.6.	Analyse des tempêtes.....	87
CHAPITRE 2 : MODELISATION STATISTIQUE DES VALEURS EXTREMES .....		89
3.3.	<i>Détection des points aberrants</i> .....	90
3.4.	<i>Analyse fréquentielle</i> .....	90
3.4.1.	Extraction des <i>POT's</i> .....	91
3.4.2.	Comparaison graphique « maximums annuels – <i>POT's</i> » .....	91
3.4.3.	L'intervalle de confiance .....	92
3.4.4.	Choix de distribution ( <i>the spread parameter</i> ) .....	92
3.5.	<i>Discussions des résultats</i> .....	93
CHAPITRE 3 : ACTION DES AGENTS HYDRODYNAMIQUES SUR LES SEDIMENTS .....		96
3.6.	<i>Granulométrie des plages</i> .....	97
3.7.	<i>Seuils de mouvement des sédiments</i> .....	98
3.7.1.	Contrainte critique de cisaillement du fond.....	98
3.7.2.	Vitesse de courant et/ou Hauteur de vague critique .....	102
3.7.2.1.	Vitesse de courant critique ( $U_{cr}$ ).....	103
3.7.2.2.	Hauteur critique de vague ( $H_{scr}$ ).....	104
CHAPITRE 4 : MODELISATION DES PROCESSUS HYDRO-SEDIMENTAIRES .....		108
3.8.	<i>Validation du model numérique « MIKE 21/3 FM »</i> .....	109
3.8.1.	Les données de terrain vs les résultats de module <i>HD</i> .....	109
3.8.2.	Les données de terrain vs les résultats de module <i>ST</i> .....	110

3.8.3. Conclusion.....	110
3.9. <i>Propagation de la houle</i> .....	111
3.9.1. Mise en place de la grille.....	111
3.9.2. Configuration des conditions aux limites .....	111
3.9.3. Description et interprétation des résultats .....	113
3.10. <i>Hydrodynamique côtière</i> .....	118
3.10.1. Configuration des conditions aux limites .....	118
3.10.2. Description et interprétation des résultats .....	118
3.11. <i>Transport sédimentaire</i> .....	124
3.11.1. Configuration des conditions aux limites .....	124
3.11.2. Description et interprétation des résultats .....	124
3.12. <i>Evolution du niveau du fond marin</i> .....	130
3.12.1. Configuration des conditions aux limites .....	130
3.12.2. Description et interprétation des résultats .....	130
3.13. <i>Conclusion intermédiaire</i> .....	136
<b>QUATRIEME PARTIE (IV).....</b>	<b>137</b>
CHAPITRE 1 : REPONSE MORPHOLOGIQUE ET CINEMATIQUE DU TRAIT DE COTE .....	138
<i>Introduction</i> .....	139
4.1. <i>Extraction des traits de côte</i> .....	139
4.2. <i>Calcul des taux d'érosion/accrétion</i> .....	139
4.3. <i>Analyse diachronique de la cinématique du trait de côte</i> .....	141
4.3.1. Période 1959-1972.....	141
4.3.2. Période 1972-1999.....	143
4.3.3. Période 1999-2015.....	144
4.3.4. Période 2015-2022.....	146
4.3.5. Période 1959-2022.....	147
4.4. <i>Discussions et conclusions</i> .....	149
CHAPITRE 2 : SEUILLAGE DES TEMPETES MARINES.....	151
4.5. <i>Etat de l'art</i> .....	152
4.6. <i>Description et classification des tempêtes 'mineures'</i> .....	153
4.7. <i>Description et classification des tempêtes 'majeures'</i> .....	154
4.8. <i>Durée de la tempête</i> .....	156
4.9. <i>Période calme</i> .....	156
4.10. <i>Définition des Seuils des tempêtes</i> .....	156
4.10.1. Données historiques sur les tempêtes .....	156
4.10.2. Identification des seuils de tempête dans la zone d'étude.....	158
4.10.2.1. Seuillage des tempêtes morphogènes ( <i>mineure</i> ) .....	158
4.10.2.2. Seuillage des tempêtes ( <i>majeures</i> ) .....	162
4.10.2.3. Durée de la tempête et période calme.....	162
4.11. <i>Seuillage des tempêtes et fonctionnement hydro-sédimentaire</i> .....	163
<b>CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>165</b>
5.1. <i>Conclusion générale</i> .....	166
5.2. <i>Perspective et recommandations</i> .....	168
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>170</b>
<b>ANNEXES .....</b>	<b>192</b>
<b>RESUME/ SUMMARY/المخلص .....</b>	<b>208</b>

# Liste des figures

---

Figure I.1 : Échelles spatio-temporelles impliquées dans la dynamique des littoraux sableux dominés par l'action des vagues. Schéma de (Dubarbier, 2014), adapté de (Castelle, 2004). .....	9
Figure I.2 : Echelle spatio-temporelle associées aux dynamiques des côtes d'accumulation (Woodroffe and Murray-Wallace, 2012). .....	9
Figure I.3 : Cross-shore diagramme de la zone littorale (George O'grady, 2018). .....	10
Figure I.4 : Modèle conceptuel des facteurs naturels et anthropiques influençant l'apport de sédiments vers et le long des zones côtières à travers les échelles spatiales et temporelles (Hein et al., 2019). .....	11
Figure I.5 : Croquis d'une onde sinusoïdale progressive (Bouvier, 2019). .....	12
Figure I.6 : Schéma de la transformation de la configuration des vagues et des mouvements orbitaux correspondants lorsque les vagues se propagent des eaux profondes aux eaux peu profondes (Abreu, 2011). .....	12
Figure I.7 : Hydrodynamique d'une plage à barres (Grasso, 2009). .....	13
Figure I.8 : Ondes irrégulières incidentes et onde infra-gravitaire associée, en antiphase avec l'enveloppe de l'onde (Rocha, 2016). .....	14
Figure I.9 : Images satellitaires montrant des exemples visuels des processus de : a) Shoaling, b) la réfraction et c) la diffraction (Bouvier, 2019; Dahmani et al., 2021). .....	15
Figure I.10 : Zonation hydrodynamique du littoral (Degryse-Kulkarni, 2003). .....	17
Figure I.11 : Schéma représentant le transfert de l'énergie du large vers les oscillations de la zone de swash (Masselink et al., 2006). .....	17
Figure I.12 : Illustration d'un profil de courant cross-shore sur l'avant-côte avec le courant de retour (undertow). Cas idéalisé sans barres (Castelle, 2004). .....	18
Figure I.13 : Schéma cartographique de la zone littorale et du courant de dérive (longshore current) (George O'grady, 2018). .....	19
Figure I.14 : Schéma du courant d'arrachement rip current induit par les variations longitudinales du déferlement des vagues (Bearman and Brown, 1999). .....	19
Figure I.15 : Schéma conceptuel du cadre temporel d'une étude sur l'impact des tempêtes (Gervais, 2012). .....	22
Figure I.16 : Les tempêtes et le phénomène de surcôte (Gervais, 2012). .....	23
Figure I.17 : Carte bathymétrique de la mer méditerranée (Arabelos et al., 2011). .....	25
Figure I.18 : Les principaux vents en Méditerranée, sachant que de nombreux vents cités ont d'autres noms (NASA WorldWind, 2020). .....	26
Figure I.19 : Image satellite du cyclone Ianos, un puissant cyclone méditerranéen de type tropical qui a touché la Grèce le 17 septembre 2020 (NASA, 2023). .....	28
Figure I. 20 : Hauteur significative des vagues (couleur dégradée) et direction moyenne des vagues (flèches noires) au cours des 16, 17 et 18 septembre 2020 (Ferrarin et al., 2023). .....	29
Figure I. 21: Localisation géographique de la zone d'étude .....	25
Figure I. 22: Carte morpho-géologique du bassin de la Mitidja et ses environs (Bennie & Partners and Atkins, 1981; Glangeaud, 1952) .....	34
Figure I. 23: Secteurs les plus affectés par les séismes dans la région algéroise (MATEV, 2014). .....	36
Figure I. 24: Diagramme de température [°C] basé sur les données climatiques de la station de Dar El Beida entre 1991 et 2020 (Info climat, 2021). .....	37

<b>Figure I. 25: Diagramme de précipitation [mm] basé sur les données climatiques de la station de Dar El Beida entre 1991 et 2020 (Info climat, 2021).</b>	<b>38</b>
<b>Figure I. 26 : Diagramme de pression atmosphérique [hpa] et rafale maximale du vent [km/h] basé sur les données climatiques de la station de Dar El Beida entre 1991 et 2020 (Info climat, 2021).</b>	<b>39</b>
<b>Figure I. 27: Série temporelle de la vitesse du vent et sa direction correspondante au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.</b>	<b>40</b>
<b>Figure I. 28: Roses des vents annuelles et saisonnières au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.</b>	<b>41</b>
<b>Figure I. 29 : Roses des vents mensuelles au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.</b>	<b>42</b>
<b>Figure I. 30 : Série temporelle de la hauteur significative de la houle et sa direction correspondante au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.</b>	<b>43</b>
<b>Figure I. 31: Roses des houles annuelles et saisonnières au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.</b>	<b>44</b>
<b>Figure I. 32: Roses des houles mensuelles au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.</b>	<b>45</b>
<b>Figure I. 33: Circulation de l'eau d'origine Atlantique dans le bassin occidental méditerranéen (Millot, 1987).</b>	<b>46</b>
<b>Figure II.1 : Localisation de station et point d'extraction des données météo-marines.</b>	<b>51</b>
<b>Figure II.2 : Les courantomètres : a) "Global water Fp101" et b) "Valeport 106"</b>	<b>52</b>
<b>Figure II.3 : Les instruments de mesures : a) Simrad Cruise 7, b) Plastimo Echotest II et c) GPS Garmin 72H.</b>	<b>53</b>
<b>Figure II.4 : La benne Ven-Veen (Photo prise à Mazela plage)</b>	<b>54</b>
<b>Figure II.5 : Les pièges à sédiments : a) unidirectionnels, b) multidirectionnels</b>	<b>57</b>
<b>Figure II.6 : Localisation des campagnes des mesures hydrodynamiques et sédimentaires</b>	<b>59</b>
<b>Figure II.7 : Carte bathymétrique de la baie d'Alger réalisée à partir des prélèvements sur site.</b>	<b>58</b>
<b>Figure III.1 : Séries chronologiques des données de mesure «La bouée houlographe DATWELL» avec les réanalyses numériques d'INFOPLAZA pour la hauteur significative «H<sub>s</sub>».</b>	<b>78</b>
<b>Figure III.2 : Représentation graphique de la droite de régression linéaire entre les deux variables ; H<sub>s</sub> mesures et H<sub>s</sub> modèle.</b>	<b>79</b>
<b>Figure III.3 : Séries chronologiques des données de mesure « La bouée houlographe DATWELL » avec les réanalyses numériques d'INFOPLAZA databases pour la période zero-crossing « T<sub>z</sub> ».</b>	<b>80</b>
<b>Figure III.4 : Représentation graphique de la droite de régression linéaire entre les deux variables ; T<sub>z</sub> mesurés et T<sub>z</sub> modèle.</b>	<b>80</b>
<b>Figure III.5 : La courbe de la fonction de distribution cumulative globale (de 1992 à 2020) de H<sub>s</sub> en m (a) et de T<sub>p</sub> en s (b).</b>	<b>81</b>
<b>Figure III.6 : L'histogramme de densité (a) et le diagramme de dispersion (b) de la hauteur significative des vagues en fonction de la direction moyenne des vagues.</b>	<b>82</b>
<b>Figure III.7 : L'histogramme de densité (a) et le diagramme de dispersion (b) de la hauteur significative des vagues en fonction de la période pic des vagues.</b>	<b>83</b>

<b>Figure III.8 : L’histogramme de densité (a) et le diagramme de dispersion (b) de la période pic des vagues en fonction de la direction moyenne des vagues. ....</b>	<b>83</b>
<b>Figure III.9 : Nuage de points des variations de <math>H_s</math> en fonction de <math>U_{10}</math> (a) et l’histogramme de densité en 3d des variations de <math>U_{10}</math> et <math>U_{10d}</math> en fonction de la fréquence relative (b). ...</b>	<b>84</b>
<b>Figure III.10 : Variations saisonnières et interannuelles de <math>H_s</math> (a), <math>T_p</math> (b) et <math>U_{10}</math> (c) entre 1992 et 2020. ....</b>	<b>86</b>
<b>Figure III.11 : Variations des maximums annuels de <math>H_s</math> (en bleu), <math>T_p</math> (en orange) et <math>U_{10}</math> (en gris) entre 1992 et 2020. ....</b>	<b>87</b>
<b>Figure III.12 : Représentation graphique des hauteurs significatives des vagues (<math>H_s</math>) pour différentes périodes de retour par les modèles GEV, Gumbel et GPD. ....</b>	<b>92</b>
<b>Figure III.13 : Carte sédimentologique de la baie d’Alger réalisée à partir des prélèvements sur site. ....</b>	<b>99</b>
<b>Figure III.14 : La distribution spatiale de la hauteur significative des vagues du secteur ONO (<math>292.5^\circ</math>) sur l'ensemble de la baie d'Alger. ....</b>	<b>114</b>
<b>Figure III.15 : La distribution spatiale de la hauteur significative des vagues du secteur NNE (<math>22.5^\circ</math>) sur l'ensemble de la baie d'Alger. ....</b>	<b>115</b>
<b>Figure III.16 : La distribution spatiale de la vitesse du courant marin générée par des vagues du secteur ONO (<math>292.5^\circ</math>) sur l'ensemble de la baie d'Alger. ....</b>	<b>120</b>
<b>Figure III.17 : La distribution spatiale de la vitesse du courant marin générée par des vagues du secteur NNE (<math>22.5^\circ</math>) sur l'ensemble de la baie d'Alger. a) <math>H_s</math>, 50%, b) <math>H_s</math>, 75%, c) <math>H_s</math>, 95%, d) <math>H_s</math>, 01 an, e) <math>H_s</math>, 02 ans, f) <math>H_s</math>, 05 ans, g) <math>H_s</math>, 20 ans, h) <math>H_s</math>, 50 ans, i) <math>H_s</math>, 100 ans. ....</b>	<b>121</b>
<b>Figure III.18 : La distribution spatiale du taux de transport sédimentaire généré par des vagues du secteur ONO (<math>292.5^\circ</math>) sur l'ensemble de la baie d'Alger. ....</b>	<b>126</b>
<b>Figure III.19 : La distribution spatiale du taux de transport sédimentaire généré par des vagues du secteur NNE (<math>22.5^\circ</math>) sur l'ensemble de la baie d'Alger. ....</b>	<b>127</b>
<b>Figure III.20 : La distribution spatiale d’évolution du niveau du fond marin générée par des vagues du secteur ONO (<math>292.5^\circ</math>) sur l'ensemble de la baie d'Alger. ....</b>	<b>132</b>
<b>Figure III.21 : La distribution spatiale d’évolution du niveau du fond marin des vagues du secteur NNE (<math>22.5^\circ</math>) sur l'ensemble de la baie d'Alger. ....</b>	<b>133</b>

<b>Figure IV.1 : Carte de la ligne de référence et des transects pour l'analyse d'évolutions du trait de côte le long des plages de la baie d'Alger. ....</b>	<b>140</b>
<b>Figure IV.2 : Évolution du trait de côte entre 1959 et 1972 dans l’ensemble de la zone d'étude. ....</b>	<b>142</b>
<b>Figure IV.3 : Évolution du trait de côte entre 1972 et 1999 dans l’ensemble de la zone d'étude. ....</b>	<b>143</b>
<b>Figure IV.4 : Évolution du trait de côte entre 1999 et 2015 dans l’ensemble de la zone d'étude. ....</b>	<b>145</b>
<b>Figure IV.5 : Évolution du trait de côte entre 2015 et 2022 dans l’ensemble de la zone d'étude. ....</b>	<b>146</b>
<b>Figure IV.6 : Évolution du trait de côte entre 1959 et 2022 dans l’ensemble de la zone d'étude. ....</b>	<b>148</b>
<b>Figure IV.7 : La distribution graphique de la hauteur significative des vagues pour la période comprise entre 01/01/1992 et 31/12/2020. Les grandes, les moyennes et les petites bulles rouges correspondent aux vagues centennales, cinquanteennes et vingtennes, respectivement. Les petites bulles jaunes correspondent aux vagues quinquennales. <math>H_{s,99\%}</math>, <math>H_{s,95\%}</math> et <math>H_{s,75\%}</math> sont indiqués par les lignes horizontales en pointillés. ....</b>	<b>159</b>
<b>Figure IV.8 : Images satellitaire récente (2022) des plages de : a) Mazela et b) Sirène II. Les flèches jaunes décrivent la direction du transport sédimentaire longitudinal. ....</b>	<b>163</b>

<b>Figure anx.1 : Distribution mensuelle de la vitesse du vent <math>U_{10}</math> entre 1992 et 2020 à partir des données Altimétriques (INFOPLAZA, 2021).</b>	<b>193</b>
<b>Figure anx.2 : Distribution mensuelle de la hauteur significative des vagues <math>H_s</math> entre 1985 et 2020 à partir des données Altimétriques (INFOPLAZA, 2021).</b>	<b>194</b>
<b>Figure anx.3 : Pourcentage d'occurrence de la hauteur significative des vagues <math>H_s</math> vs la période pic <math>T_p</math> entre 1992-2020 à partir des données de réanalyses numériques WW3 (INFOPLAZA, 2021).</b>	<b>195</b>
<b>Figure anx. 4 : Pourcentage d'occurrence de la hauteur significative des vagues <math>H_s</math> vs la direction moyenne des vagues entre 1992-2020 à partir des données de réanalyses numériques WW3 (INFOPLAZA, 2021).</b>	<b>196</b>
<b>Figure anx. 5 : Maillage triangulaire : a) de la baie d'Alger, b) de Bateau cassé et Stamboul et c) la carte bathymétrique après interpolation de Bateau cassé et Stamboul.</b>	<b>197</b>
<b>Figure anx. 6 : Plage d'El Marsa « Tamentfoust-Est ».</b>	<b>198</b>
<b>Figure anx. 7 : Positionnement des points de prélèvement (Partie terrestre et marine)</b>	<b>198</b>
<b>Figure anx. 8 : Courbes cumulatives des sédiments de la partie terrestres de la zone d'étude.</b>	<b>199</b>
<b>Figure anx. 9 : Courbes cumulatives des sédiments de la partie marine de la zone d'étude.</b>	<b>200</b>
<b>Figure anx. 10 : Boîte à moustaches mensuelle de <math>H_s</math> en (m) et <math>T_p</math> en (s) de la houle au large.</b>	<b>206</b>
<b>Figure anx. 11 : Boîte à moustaches sectorielle de <math>H_s</math> en (m) et <math>T_p</math> en (s) de la houle au large.</b>	<b>206</b>
<b>Figure anx. 12 : Rose fréquentielle de la hauteur significatives de la houle au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.</b>	<b>207</b>
<b>Figure anx. 13 : Rose fréquentielle de période pic de la houle au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.</b>	<b>207</b>

# Liste des tableaux

---

Tableau I.1 : Inventaire des plages sableuses de la partie Est de la baie d'Alger. ....	31
Tableau I.2 : Inventaire des cours d'eau dans la zone d'Alger (ANRH, 2014).....	36
Tableau II.1 : Caractéristiques des courantomètres "Global water Fp101" et "Valeport 106" .....	52
Tableau II.2 : Synthèse des données utilisées dans le cadre de la thèse .....	58
Tableau II.3 : Récapitulatif des caractéristiques des photos aériennes et des images satellitaires.....	61
Tableau III.1 : Classement décroissant de la hauteur significative des vagues lors des événements extrêmes (tempêtes) au cours des 30 dernières années.....	87
Tableau III.2 : Classement décroissant de la hauteur significative des vagues les plus longues lors des événements extrêmes (tempêtes) au cours des 30 dernières années.....	88
Tableau III.3 : Présentation des résultats de paramètre d'étalement. ....	93
Tableau III.4 : Statistiques sommaires des valeurs extrêmes et intervalles de confiance. ....	94
Tableau III.5 : Granulométrie des différentes plages de la baie d'Alger. ....	97
Tableau III.6 : Approches employées dans la détermination de "Dimensionless grain size ( $D^*$ )", "Threshold Shields parameter ( $\theta_{cr}$ )" et "Threshold shear-stress ( $\tau_{cr}$ )" .....	101
Tableau III.7 : Approches employées dans la détermination de "Threshold current speed ( $U_{cr}$ )", "Threshold orbital velocity ( $U_{wcr}$ )" et "Threshold wave height ( $H_{Scr}$ )" .....	105
Tableau III.8 : Mesures statistiques relatives à la vitesse du courant entre les données observées et les résultats des modèles intégrés MIKE 21/3 FM. ....	109
Tableau III.9 : Mesures statistiques relatives au taux de transport sédimentaire entre les données observées et les résultats des modèles intégrés MIKE 21/3 FM. ....	110
Tableau III.10 : Conditions aux limites du Forçage des vagues appliquées au module Mike 21 SW.....	112
Tableau III.11 : Sommaire des caractéristiques des hauteurs significatives des vagues pour les conditions d'essai à différentes profondeurs. ....	116
Tableau III.12 : Sommaire des caractéristiques de la vitesse du courant marin pour les conditions d'essai à différentes profondeurs. ....	122
Tableau III.13 : Sommaire des caractéristiques du taux de transport sédimentaire pour les conditions d'essai à différentes profondeurs. ....	128
Tableau III.14 : Sommaire des caractéristiques d'évolution du niveau du fond marin pour les conditions d'essai à différentes profondeurs (/ * signifie une valeur d'évolution du niveau du fond marin $< \pm 0.001$ m). ....	134
Tableau IV.1 : Classement décroissant de $H_s$ lors des tempêtes historiques des 30 dernières années survenant dans l'ensemble du bassin algérien.....	157
Tableau IV.2 : Comparaison entre les valeurs de $H_{s, 50\%}$ et $H_{Scr}$ obtenues par la formule de (Soulsby, 1997) et la formule de (Komar and Miller, 1974). ....	160
Tableau IV.3 : Comparaison entre les valeurs de $H_{s, 75\%}$ et $H_{Scr}$ obtenues par la formule de (Soulsby, 1997) et la formule de (Komar and Miller, 1974). ....	161
Tableau IV.4 : Identification du nombre total d'événements survenus et fréquence d'apparition des événements associés aux périodes de retour correspondantes, par rapport à la direction des vagues respective et au nombre total d'observations.....	164

<b>Tableau anx. 1 : Calcul des indices granulométriques et interprétation des résultats de la partie terrestre. ....</b>	<b>199</b>
<b>Tableau anx. 2 : Calcul des indices granulométriques et interprétation des résultats de la partie marine.....</b>	<b>200</b>
<b>Tableau anx. 3 : Statistiques d'évolution du trait de côte entre 1959 et 2022 dans l'ensemble de la zone d'étude. ....</b>	<b>201</b>

# Liste des acronymes

---

<b>ADCP</b>	Acoustic Doppler Current Profiler
<b>A.F.N.O.R</b>	Association Française de Normalisation
<b>AMIS</b>	Algerian coast Management through Integration and Sustainability
<b>ANEMOC</b>	Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier
<b>ANRH:</b>	Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
<b>APPL</b>	Agence de promotion et de protection du littoral
<b>DGPS</b>	Differential Global Positioning System
<b>DHI</b>	Institut Hydraulique Danois
<b>DSAS</b>	Digital Shoreline Analysis System
<b>EPR</b>	End Point Rate
<b>GES</b>	Gaz à effet de serre
<b>GIEC</b>	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
<b>GIZC</b>	Gestion Intégrée des Zones Côtières
<b>GPS</b>	Global Positioning System
<b>IGN</b>	Institut Géographique National (France)
<b>JONSWAP</b>	Spectre JONSWAP (provient de JOint NorthSea Wave Project)
<b>L.C.H.F</b>	Laboratoire Central Hydraulique de France
<b>LEM</b>	Laboratoire d'Etudes Maritimes
<b>LNH</b>	Laboratoire National d'Hydraulique en France
<b>LRR</b>	Linear Regression Rate-of-change
<b>MATLAB</b>	Matrix laboratory
<b>MNT</b>	Modèle Numérique de Terrain
<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NGA</b>	Nivellement Général Algérien
<b>NGF</b>	Nivellement Général Français
<b>NSM</b>	Net Shoreline Movement
<b>NM</b>	Niveau moyen de la mer
<b>ONM</b>	Office national de la météorologie
<b>PM</b>	Spectre de Pierson-Moskowitz
<b>Q3D</b>	Quasi-tridimensionnelle
<b>RMSE</b>	Root Mean Square Error
<b>SHOM</b>	Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (France)
<b>SIG</b>	Système d'information géographique
<b>SSP</b>	Shared Socioeconomic Pathways
<b>USGS</b>	United States Geological Survey
<b>UVP</b>	Underwater Video Profiler
<b>WGS 84</b>	World Geodetic System 1984
<b>WLR</b>	Weighted Linear Regression Rate
<b>ZH</b>	Zéro hydrographique

# Liste des symboles

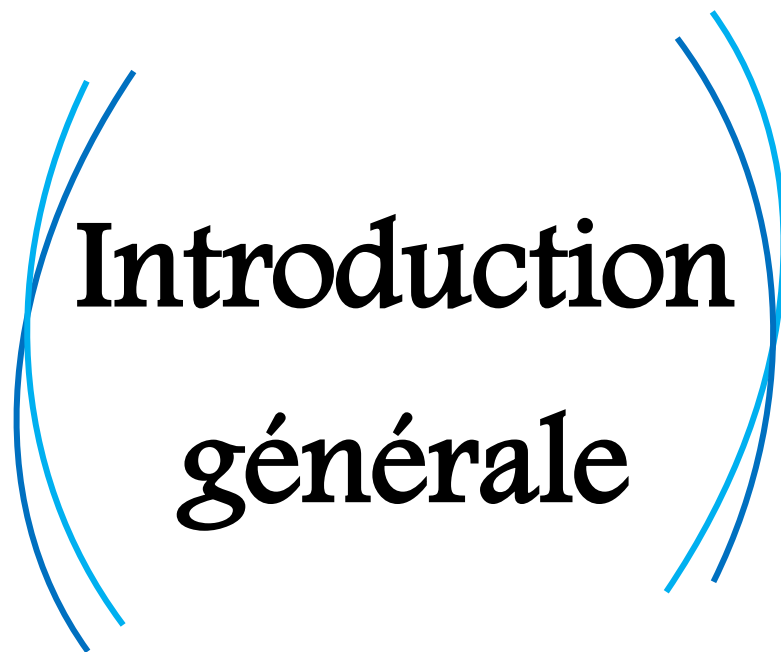
---

$A_i$	Distance transversale au rivage entre le réseau de pièges $i$ et $i + 1$
$c$	Célérité de la houle ( $m/s$ )
$c_0$	Célérité (vitesse de propagation) des vagues en eau profonde = $L_0 / T_p$ ( $m/s$ )
$C(x,y)$	Coefficient de <i>Chezy</i> ( $m^{(1/2)} / s$ )
$d$	Le diamètre caractéristique du grain ( $mm$ )
$d_{50}$	Diamètre médian des grains ( $mm$ )
$d(x,y,t)$	Variation temporelle de la profondeur d'eau ( $m$ )
$D$	La durée de la tempête ( $h$ )
$D_*$	La taille de grain sans dimension (-)
$D1$ et $D2$	Distance séparant le rivage et la ligne de base ( $m$ )
$E$	Energie des vagues ( $J/m^2$ )
$Eh$	Efficacité Hydraulique des pièges à sédiments
$Eq$	Efficacité sédimentaire des pièges à sédiments
$F$	Flux intégré en profondeur ( $kg/s/m$ )
$F(k)$	Flux à travers une nacelle ( $kg/m^2s$ )
$FE(k)$	Flux entre deux nacelles ( $kg/m^2s$ )
$Fi$	Flux de sédiments mesuré au niveau du réseau de pièges $i$
$f(V)$	Le facteur de friction du vent (-)
$g$	Accélération de la pesanteur ( $m/s^2$ )
$H$	Hauteur des vagues ( $m$ )
$H_0$	Hauteur de la houle au large ( $m$ )
$H_{max}$	Hauteur maximale de la houle d'un enregistrement ( $m$ )
$H_{rms}$	Hauteur quadratique moyenne de la houle ( $m$ )
$H_s$	Hauteur significative de la houle ( $m$ )
$H_{s, min}$	Hauteur significative minimale de la houle ( $m$ )
$H_{s, max}$	Hauteur significative maximale de la houle ( $m$ )
$H_{S_0}$	Hauteur significative de la houle au large ( $m$ )
$H_{Scr}$	Hauteur significative critique des vagues ( $m$ )
$H_{s, 50\%}$	Le percentile 50 % (de la Hauteur significative de la houle) ( $m$ )
$H_{s, 75\%}$	Le percentile 75 % (de la Hauteur significative de la houle) ( $m$ )
$H_{s, 80\%}$	Le percentile 80 % (de la Hauteur significative de la houle) ( $m$ )
$H_{s, 90\%}$	Le percentile 90 % (de la Hauteur significative de la houle) ( $m$ )
$H_{s, 93\%}$	Le percentile 93 % (de la Hauteur significative de la houle) ( $m$ )
$H_{s, 95\%}$	Le percentile 95 % (de la Hauteur significative de la houle) ( $m$ )
$H_{s, 97\%}$	Le percentile 97 % (de la Hauteur significative de la houle) ( $m$ )
$H_{s, 98\%}$	Le percentile 98 % (de la Hauteur significative de la houle) ( $m$ )
$H_{s, 99\%}$	Le percentile 99 % (de la Hauteur significative de la houle) ( $m$ )

$H_{s, 99,5\%}$	Le percentile 99,5 % (de la Hauteur significative de la houle) ( $m$ )
$H_{s, 01 \text{ an}}$	La hauteur significative d'une houle annuelle ( $m$ )
$H_{s, 02 \text{ ans}}$	La hauteur significative d'une houle biannuelle ( $m$ )
$H_{s, 05 \text{ ans}}$	La hauteur significative d'une houle quinquennale ( $m$ )
$H_{s, 10 \text{ ans}}$	La hauteur significative d'une houle décennale ( $m$ )
$H_{s, 20 \text{ ans}}$	La hauteur significative d'une houle vingtennale ( $m$ )
$H_{s, 50 \text{ ans}}$	La hauteur significative d'une houle cinquantennale ( $m$ )
$H_{s, 100 \text{ ans}}$	La hauteur significative d'une houle centennale ( $m$ )
$H_{sd}$	La direction moyenne des vagues ( $^{\circ}$ )
$h$	Hauteur d'eau ( $m$ )
$h_b$	La profondeur de déferlement ( $m$ )
$I$	La période calme ( $h$ )
$k$	Nombre d'onde, $k = 2 \pi/L$ (-)
$L$	Longueur d'onde ( $m$ )
$L_0$	Longueur d'onde de la houle au large ( $m$ )
$m$	Pente des fonds marins (-)
$m$	Coordonnée perpendiculaire à $s$
$n$	Le nombre total de collecteur
$n$	La porosité du fond
$N(x, \vec{\sigma}, \theta, t)$	Densité d'action
$P_a(x, y, t)$	Pression atmosphérique ( $kg/m/s^2$ )
$p, q(x, y, t)$	Densités d'écoulement dans les directions $x$ et $y$ ( $m^3/s/m$ )
$R$	Coefficient de corrélation
$R^2$	Coefficient de détermination
$s$	La cambrure des vagues ( $=H/L$ ) (-)
$s$	La coordonnée d'espace dans la direction d'onde (la vague) $\theta$
$s$	L'écart type
$s$	le ratio des densités du grain et de l'eau $\rho_s / \rho$ (-)
$S$	Le terme source de l'équation d'énergie
$S(k)$	Poids de l'échantillon collecté dans une seule nacelle ( $kg$ )
$S_{bot}$	La dissipation due à la friction du fond
$S_{ds}$	La dissipation d'énergie des vagues due au whitecapping
$S_{in}$	Représente la génération d'énergie par le vent
$S_{nl}$	Transfert d'énergie des vagues dû à l'interaction non-linéaire entre les vagues
$S_{surf}$	Dissipation d'énergie des vagues due au déferlement induit par la profondeur
$S^{ST}$	Le rapport source/puits de sédiments
$t_0 \text{ et } t_1$	Les dates des deux positions du rivage
$t$	Le temps ( $s$ )
$T$	Période de la houle ( $s$ )

$T_p$	Période de pic spectral, inverse de la fréquence de pic (s)
$T_{p, 99\%}$	Le percentile 99 % de la période de pic spectral des vagues (s)
$T_{p, min}$	La période de pic spectral minimale des vagues (s)
$T_{p, max}$	La période de pic spectral maximale des vagues (s)
$T_s$	Période de la houle significative (s)
$T_z$	Période zero-crossing de la houle (s)
$U_{10}$	Vitesse du vent (m/s)
$U_{10, min}$	Vitesse du vent minimale (m/s)
$U_{10, max}$	Vitesse du vent maximale (m/s)
$U_{10d}$	La direction moyenne du vent (°)
$U^{\rightarrow}$	Étant le champ de vitesse 3D
$\bar{U}_{cr}$	La vitesse moyenne en profondeur seuil (ou critique) (m/s)
$U_w$	La vitesse orbitale de la houle (m/s)
$U_{wc}$	La vitesse orbitale maximale sous la crête (m/s)
$U_{wcr}$	La vitesse orbitale du fond (m/s)
$U_{wt}$	La vitesse orbitale maximale sous le creux (m/s)
$W_s^{\rightarrow}$	Le vecteur vitesse de chute de la particule dirigé vers le bas (m/s)
$v^{\rightarrow}(c_x, c_y, c_\sigma, c_\theta)$	La vitesse de propagation d'un groupe d'ondes dans l'espace des phases à quatre dimensions (m/s)
$V, V_x, V_y$ $(x, y, t)$	Composantes de vitesse du vent et dans les directions x et y (m/s)
$\bar{x}$	La moyenne
$x^{\rightarrow}(x, y)$	Les coordonnées cartésiennes
$X_{obs}$	Les valeurs observées
$X_{model}$	Les valeurs modélisées
$z_b$	Le niveau du fond
$\Delta h$	Hauteur de nacelle (m)
$\Delta t$	Durée d'immersion (s)
$\Delta w$	Largeur de nacelle (m)
$\alpha$	= 1.8 coefficient d'étalonnage basé sur les données d'Egmond
$\eta$	Surélévation due à la houle ( <i>wave set-up</i> ) (m)
$\xi$	Paramètre de déferlement ou nombre d'Iribarren (-)
$\zeta$	Paramètre de forme
$\gamma$	Indice (coefficient) de déferlement = 0.6 à 0.8
$\gamma_{50}$	Le paramètre d'étalement ( <i>the spread parameter</i> )
$\gamma_t$	Le coefficient de diffusivité turbulente des sédiments
$\Omega(x, y)$	Paramètre de Coriolis (s <sup>-1</sup> )
$\sigma$	Paramètre d'échelle
$\rho$	Masse volumique d'un sol (kg/m <sup>3</sup> )
$\rho_w$	Masse volumique de l'eau (kg/m <sup>3</sup> )

$\theta_0$	Angle d'incidence des vagues (par rapport à la normale au rivage) au large (°)
$\theta_{cr}$	Le nombre critique de Shields (-)
$\partial S_x^{ST}$	Le transport total dans les directions x
$\partial S_y^{ST}$	Le transport total dans les directions y
$\tau_{cr}$	La contrainte de cisaillement critique ( $N/m^2$ )
$\tau_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{yy}$	Composantes de la contrainte de cisaillement effective
$\nabla$	L'opérateur différentiel en quatre dimensions dans l'espace x, y, $\sigma$ , $\theta$
$\nabla_x$	L'opérateur différentiel bidimensionnel dans l'espace x, y
$\mu$	Paramètre de localisation
$\nu$	Viscosité cinématique de l'eau ( $m^2 \cdot s^{-1}$ )
$\omega$	Fréquence angulaire de la houle, $\omega = 2\pi/T$ (1/s)



**Introduction**  
**générale**

# Introduction générale

Depuis toujours, l'humanité est attirée par la frange côtière, les activités humaines s'y concentrant fortement en raison de l'abondance des ressources qu'elle offre (Hallegatte et al., 2013; Hinkel et al., 2013; Small and Nicholls, 2003). Aujourd'hui, plus de 60 % de la population mondiale réside à moins de 150 km du littoral et 15 des 20 mégapoles du monde sont situées dans la zone côtière (Cohen et al., 1997; Hoegh-Guldberg et al., 2018). L'Algérie n'a pas fait l'exception puisqu'elle possède un littoral de 1622 km dont la bande représente 1,9% du territoire national sur lequel se concentre 37% de la population (Ministry of the environment and PAP RAC/PAM, 2015).

Une des préoccupations majeures concernant l'évolution du littoral porte sur la mobilité du rivage. Parmi une grande variété de littoraux (falaises, îles-barrières, estuaires, lagunes ... etc.), les côtes sableuses constituent une fraction importante des littoraux existant sur Terre (Latapy, 2020). A l'échelle planétaire, les travaux de (Bird, 1985) ont montré que les plages sableuses représentent 20% du linéaire côtier et que parmi ces plages, 70% d'entre elles enregistrent de l'érosion. Les travaux de (Luijendijk et al., 2018) ont, par la suite, montré que 24% des côtes sableuses subissent une érosion avec des vitesses de recul excédant  $0.5 \text{ m.an}^{-1}$ . Parmi l'ensemble des solutions mises en œuvre pour gérer ces phénomènes d'érosion qui constituent un risque dès lors que des enjeux sont menacés, les propositions visant à une meilleure appréciation des stocks sédimentaires côtiers, en particulier sous-marins, et à leur gestion sont évoquées (Jabbar, 2017).

La côte algéroise, notamment les plages de la baie d'Alger, n'échappe pas à ce phénomène, de nombreux aménagements ont été installés le long du rivage, particulièrement depuis le début des années 2000, pour palier et contrer les attaques de la mer, sachant par ailleurs que cet endroit est très attractif pour les estivants et que la quasi-totalité de la partie occidentale de cette baie est dominée par des structures rocheuses.

Les plages de sable et de gravier agissent naturellement comme un tampon côtier (Stive et al., 2002), absorbant l'énergie des vagues et s'adaptant dynamiquement aux climats saisonniers et à long terme des vagues. À court et moyen terme (saisons à années), on peut s'attendre à des changements significatifs dans la morphologie du littoral lors d'événements extrêmes (tempêtes uniques ou groupes de tempêtes), entraînant le recul des plages intertidales et l'érosion des systèmes dunaires (Splinter and Palmsten, 2012). Les vagues plus fortes et les tempêtes plus fréquentes qui se produisent pendant les mois d'hiver sont responsables du recul des plages, tandis que les conditions plus calmes favorisent la progradation du littoral (Splinter et al., 2012). Les événements morphogénétiques de haute intensité conduisent à des changements morpho-sédimentaires importants, sachant que ces événements représentent des impacts à court terme, mais font partie d'un processus à long terme qui est essentiellement caractérisé par un bilan sédimentaire positif (Suanez and Stéphan, 2011). De plus, la longueur de fetch joue un rôle essentiel dans le transport des sédiments dans des conditions de beau temps en été (Li et al., 2020).

# Introduction générale

Lorsque les vagues s'approchent de la côte, elles se déforment, se réfractent et se brisent, généralement à un angle oblique (Longuet-Higgins, 1970). Le déferlement des vagues est le principal mécanisme induisant le transport sédimentaire dans le système littoral. La dissipation d'énergie due au déferlement des vagues contribue de manière substantielle à plusieurs interactions majeures dans les océans et les mers du monde (Craciunescu and Christou, 2020). Selon (Drazen et al., 2008) la quantité de mouvement et l'énergie des vagues sont transférées aux courants et à la turbulence proche de la surface par déferlement (Schwendeman et al., 2014). En outre, la vitesse, l'énergie cinétique turbulente et le taux de dissipation turbulente dans la couche sédimentaire diminuent avec la profondeur (J. Li et al., 2017). Quant aux courants marins, ceux-ci, longitudinaux comme transversaux, peuvent transporter une quantité considérable de sédiments le long et en travers de la côte, même pour les plages de gravier et de galets (Fredsoe and Deigaard, 1992a). Le transport sédimentaire longitudinal (LST) ou la dérive littorale est l'un des facteurs les plus importants affectant la géomorphologie côtière (CERC, 1984a). La dynamique de ces milieux est fortement liée à l'apport sédimentaire des rivières voisines, le transport longitudinal n'étant pas un forçage principal mais un processus clé dans la modélisation et le remodelage de la côte (Bergillos et al., 2016).

Les caractéristiques des fonds marins côtiers sont également importantes pour une meilleure compréhension de la distribution de l'énergie et du flux sédimentaire (Muller et al., 2006). La morphologie du fond marin est également responsable de la génération de schémas de *shoaling* irréguliers dans la zone de *surf*, qui se caractérisent par une diminution de la contrainte de radiation lorsque la hauteur des vagues diminue (Horta et al., 2018). Cette influence est plus importante que l'augmentation de la contrainte de radiation causée par la réduction continue de la profondeur de l'eau (Yu and Slinn, 2003). Une compréhension suffisante de la géomorphologie côtière, du climat des vents et des vagues, et des interactions complexes qui y sont liées avec les particules sédimentaires, ainsi qu'une connaissance plus approfondie de toutes les dynamiques côtières sous-jacentes à diverses échelles spatiales et temporelles, rendent l'évolution des côtes plus prévisible (Belibassakis and Karathanasi, 2017). En revanche, certaines dynamiques sont encore mal comprises, comme les mouvements sédimentaires récents et les flux associés, ou encore la réponse morphologique des plages suite à une tempête et pendant une phase de résilience. De plus, les processus côtiers qui pourraient contrôler l'équilibre ou la stabilité du système sédimentaire dans sa globalité n'ont été que peu examinés (Le Mauff, 2018).

Les chercheurs du monde entier se concentrent sur les tempêtes côtières afin d'étudier leurs impacts et d'en apprendre davantage sur leurs gravités (Martzikos et al., 2021). La connaissance des conditions des vagues extrêmes est cruciale pour la conception et l'utilisation correctes des structures offshore, côtières et portuaires (CIRIA, 1986; Lykke Andersen et al., 2011; Oumeraci, 1994; Pullen, T. et al., 2007; Sarpkaya, 2012). De même, une description précise du climat extrême des vagues est essentielle pour comprendre les processus d'érosion côtière (Gracia et al., 2013; Loureiro et al., 2012; Mendoza and Jiménez, 2006; Oliveira et al., 2018). La gestion de tels événements, la préparation et l'information des communautés côtières sont d'une grande importance et de plus en plus urgentes, tout particulièrement de nos jours, dans un contexte de changement climatique (Martzikos et al., 2021).

# Introduction générale

Sachant également qu'à l'échelle mondiale, les processus et les changements morphologiques induits par les tempêtes ne sont pas bien compris (Do and Yoo, 2020).

Récemment, diverses études expérimentales et numériques ont amélioré notre compréhension de ces processus, fournissant des informations précieuses sur des phénomènes physiques autrefois mal compris, comme le déferlement des vagues et les interactions complexes entre l'hydrodynamique qui en résulte et les sédiments locaux (Lim et al., 2020). Cependant, même avec de nouvelles approches, il reste difficile de décrire le mouvement complexe des sédiments dans la zone de déferlement, car il est influencé par la non-uniformité du flux hydrodynamique transversal (van der Zanden et al., 2017; Van Rijn et al., 2013). A cette fin, des modèles numériques couplés sophistiqués ont été spécialement conçus dans cette perspective afin d'inclure le maximum de paramètres impliqués dans les processus littoraux et conduit à mieux comprendre les interactions entre les paramètres hydrauliques et les réponses morphologiques pour interagir de manière appropriée et efficace. Parallèlement, nous ne devons pas ignorer que la calibration et la validation des modèles numériques à partir des mesures *in-situ* est un processus inextricable en modélisation numérique pour obtenir des estimations raisonnables (Simons et al., 2000), et pour améliorer la fiabilité et la capacité de ces modèles à prédire de tels cas (Belibassakis and Karathanasi, 2017).

Dans la littérature et selon (Armaroli et al., 2012), il n'existe pas de définition unique et normalisée de la "tempête marine" car de nombreuses méthodes peuvent être appliquées pour isoler un événement extrême à partir d'un ensemble de données sur les vagues. Les changements les plus rapides et les plus spectaculaires dans la morphologie des plages se produisent pendant les tempêtes (Ferreira et al., 2010). Les principales variables des tempêtes sont les paramètres des vagues notamment la hauteur significative ( $H_s$ ), la durée de la tempête ( $D$ ), la période calme ( $I$ ), le niveau de la mer et l'onde de tempête. Lorsqu'une ou plusieurs de ces variables atteignent un niveau critique (seuil), des changements majeurs sont attendus sur les systèmes côtiers étudiés. La définition des seuils de tempête au-dessus desquels on peut s'attendre à des changements morphologiques importants ou à des dommages aux structures urbaines, n'est pas décrite de manière cohérente dans la littérature scientifique et de tels seuils n'ont pas encore été définis pour plusieurs pays *Africains* et même *Européens* (Haerens et al., 2012), y compris l'*Algérie*.

Au début de cette thèse, nous avons bénéficié de trois atouts. Tout d'abord, des relevés bathymétriques récents et inédits acquis par un sondeur mono-faisceau de type *Simrad Cruise 7* en 2016, puis des relevés du trait de côte fournis par un GPS différentiel (*DGPS*) mis en œuvre par (Otmani et al., 2020). Enfin, de longues séries temporelles issues de la base de données *INFOPLAZA* pour la période comprise entre le 01/01/1992 et le 31/12/2020 existent encore à ce jour à proximité de la zone d'étude. Notons que les périodes très calmes facilitent le déploiement des instruments de mesures (indispensables pour atteindre les objectifs de ce travail) contrairement aux périodes agitées.

La zone d'étude est la baie d'*Alger*, un choix motivé par trois principaux facteurs. Dans un premier lieu, les plages de cette baie constituent un laboratoire qui permet de s'affranchir des

# Introduction générale

processus liés aux agents hydrodynamiques. Elles présentent aussi la particularité de passer de conditions d'agitation quasi-nulles à des tempêtes pouvant être très violentes. En deuxième lieu, ces plages permettent d'étudier de nombreuses typologies morphologiques marquées par des profils d'équilibre et de diamètre des sédiments très variables. Enfin, les études antérieures portant sur notre région se sont concentrées sur les processus de transport sédimentaire, les évolutions du trait de côte et l'évolution morphologique des fonds marins des hauts-fonds (Bouhmadouche et al., 2019; Bouhmadouche and Hemdane, 2016; Kaddour et al., 2022; Khalfani and Boutiba, 2019; Mezouar and Ciortan, 2020; Otmani et al., 2020; Salem Cherif et al., 2019; Sallaye et al., 2022, 2018; Zerrouki and Hemdane, 2021). Cependant, très peu d'études ont été menées pour répondre à plusieurs questions, dont celles qui suivent:

-Quel est le rôle respectif des facteurs des forçages naturels (atmosphériques, météorologiques, hydrodynamiques...etc.) et anthropiques (artificialisation du littoral) dans les processus hydro-sédimentaires côtiers, l'interaction de ces derniers avec la morphologie côtière et conséquemment sur l'évolution du littoral ?

-Qu'est-ce qu'une tempête ? Comment peut-on définir des seuils pour les paramètres caractéristiques d'une tempête ? et Quel est le poids des phases d'une tempête dans les changements morphologiques des plages de la zone d'étude ?

- Comment identifier, quantifier et modéliser l'influence de la taille des sédiments ( $d_{50}$ ) sur le schéma dominant de transport sédimentaire dans la zone de déferlement et sur le seuillage des tempêtes ?

-Hors activité anthropique, comment isoler l'impact des forçages naturels sur l'évolution du trait de côte de nos plages ?

Ainsi, ces questions ont présenté une opportunité unique et innovante pour tenter de répondre à nos problématiques d'une part, et d'autre part pour mieux comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire de la zone en périodes calmes et tempétueuses tout en évaluant la réponse morphologique des plages face à tels forçages.

Ce travail de thèse s'inscrit dans les travaux entrepris depuis plusieurs années sur la morphodynamique des littoraux meubles de la région *algéroise* et rentre dans le cadre d'un programme de recherche dans le laboratoire de recherche de l'ENSSMAL (Laboratoire de écosystèmes marins et littoraux : *EcosysMarL*) adossé à l'équipe de recherche « *Génie côtier et environnement marin* » dont je suis membre.

La présente thèse s'articule autour de 04 chapitres afin de répondre à notre problématique :

En préambule, le **Chapitre 1** propose une présentation du cadre générale d'état de l'art sur les dynamiques hydro-sédimentaires et l'évolution morphodynamique des plages sableuses et les tempêtes marines. Puis un contexte météorologique et climatique global des événements extrêmes historiques en *Méditerranée*. Ainsi qu'une description du littoral de la baie d'*Alger* et de son contexte climatologique, environnemental et morphologique.

Le **Chapitre 2** détaille la démarche méthodologique développée dans le cadre de ce travail de thèse. En effet, nous avons commencé tout d'abord par une identification des instruments de


# Introduction générale

mesure utilisés et des bases de données exploitées, ensuite une démonstration des différents techniques et méthodes d'analyse et d'interprétation des résultats. Pour évaluer la dynamique du littoral de la zone d'étude, la mise en application d'un modèle numérique intégré (*Mike 21/3 FM*) est réalisée.

Le **Chapitre 3** est consacré à la compréhension du fonctionnement hydro-sédimentaire de la baie d'Alger. A travers la validation du modèle numérique (*Mike 21/3 FM*), de l'analyse statistique du climat des vagues/vents au large, de la modélisation statistique des valeurs extrêmes, de l'action des agents hydrodynamiques sur les sédiments à partir des formules empiriques d'estimation de la contrainte de cisaillement, ainsi que la modélisation numérique des processus hydro-sédimentaires.

Le **Chapitre 4** porte sur la réponse morphologique, la cinématique du trait de côte durant les 63 dernières années et du seuillage des tempêtes mineures et majeures dans la zone d'étude tout en précisant les principaux paramètres affectant le choix de ces seuils. La relation entre le seuillage des tempêtes et fonctionnement hydro-sédimentaire a également été mise en évidence.

En synthèse, la partie **conclusion et perspective** constitue un bilan des résultats présentés précédemment, replacés dans un cadre sédimentaire global ainsi que dans un contexte de changement climatique / activités anthropiques tout en proposant des solutions d'aménagement, des méthodes de surveillance, des prévisions futures et des stratégies de gestion.



**PREMIERE  
PARTIE  
(I)**

**Cadre Général  
et Présentation du  
Site d'Étude**

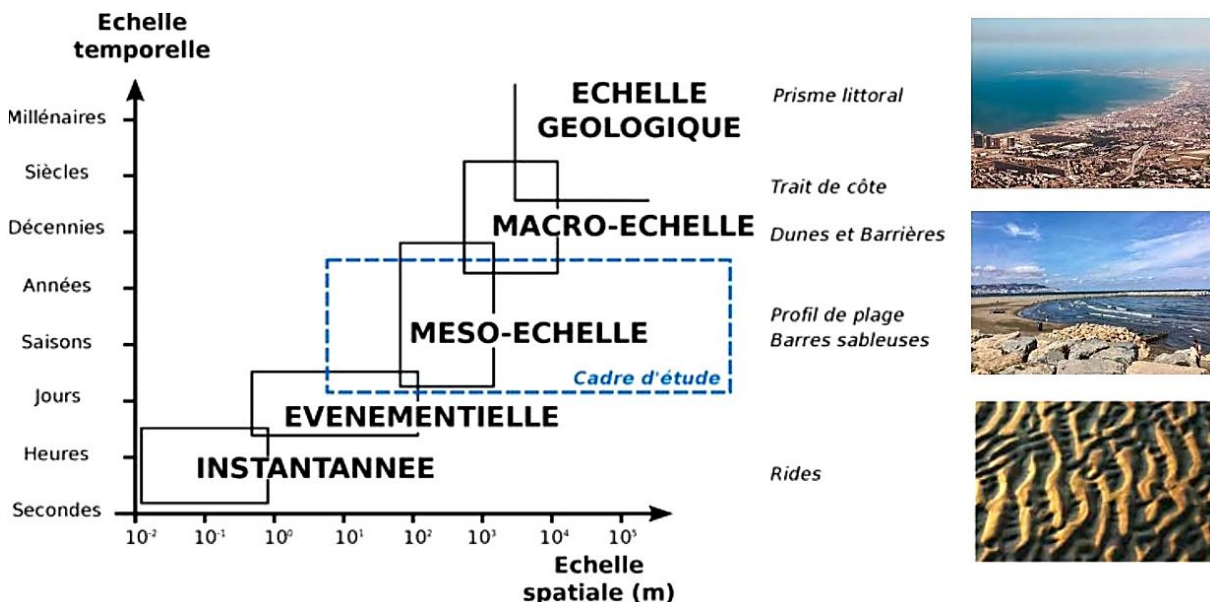
# Chapitre 1 :

## Etat de l'art sur les dynamiques hydro- sédimentaires et l'évolution morphodynamique des plages sableuses.

*« Si vous souhaitez connaître l'âge  
du monde, regardez la surface de la  
mer dans la tempête »  
Joseph Conrad*

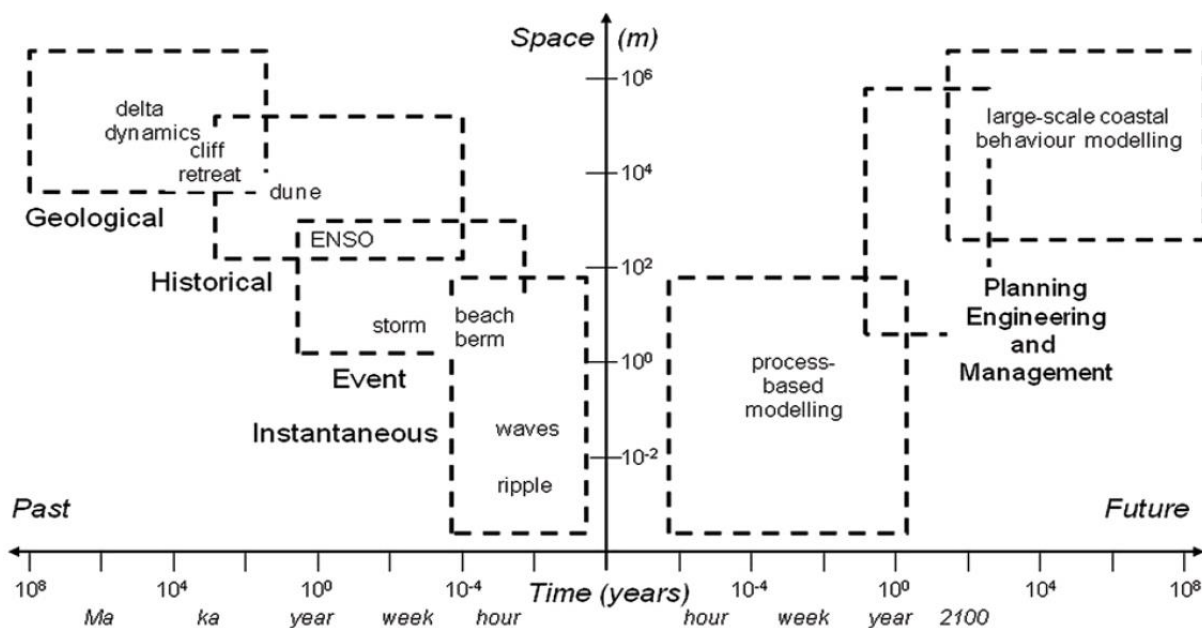
## Introduction

Les littoraux sableux peuvent évoluer sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles (Figure I.1) qui s'étalent de l'évolution instantanée des rides sableuses (quelques secondes) jusqu'aux évolutions du prisme littoral (plusieurs millénaires) (Castelle et al., 2015; Komar, 1998; Latapy, 2020; Suanez and Stéphan, 2011).



**Figure I.1** : Échelles spatio-temporelles impliquées dans la dynamique des littoraux sableux dominés par l'action des vagues. Schéma de (Dubarbier, 2014), adapté de (Castelle, 2004).

La compréhension des dynamiques littorales repose avant tout sur l'acquisition de mesures et d'observations fréquentes et sur le long terme (Figure I.2).

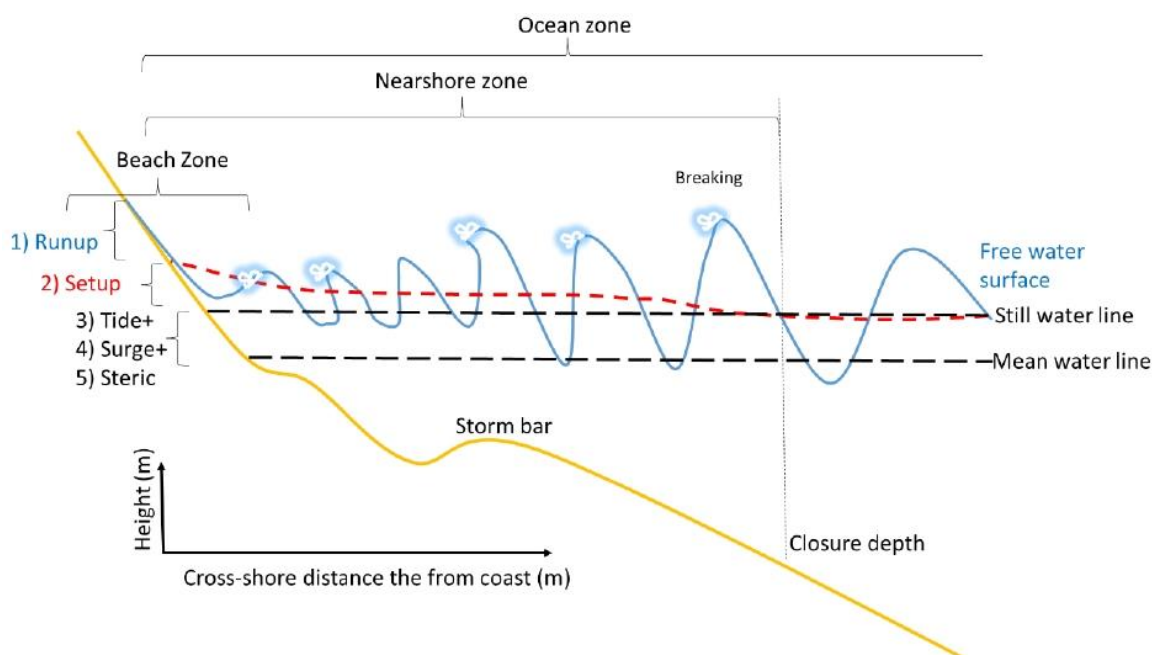


**Figure I.2** : Echelle spatio-temporelle associées aux dynamiques des côtes d'accumulation (Woodroffe and Murray-Wallace, 2012).

Il conviendrait de souligner que les évolutions spatio-temporelles très prononcées du trait de côte -étroitement liées aux agents hydrodynamiques- et la possibilité de procéder à des enquêtes terrain et à des réanalyses numériques des bases de données ont justifié le choix des échelles susmentionnées.

## 1.1. Le profil d'équilibre d'une plage

La zone littorale est située à l'intersection de la zone côtière-océanique et de la zone de plage (Figure I.3). Elle peut être définie par l'emplacement de forts processus de dissipation des ondes de gravité de surface poussées par le vent induit par la profondeur. L'étendue vers la mer de la zone littorale est la profondeur approximative de l'activité morphodynamique significative due à l'effet des vagues, qui est appelée profondeur de fermeture (George O'grady, 2018). La profondeur de fermeture est juste au large du point où les plus grandes vagues de tempête se brisent en raison des faibles profondeurs d'eau et entraînent le flux (Goda, 2010).



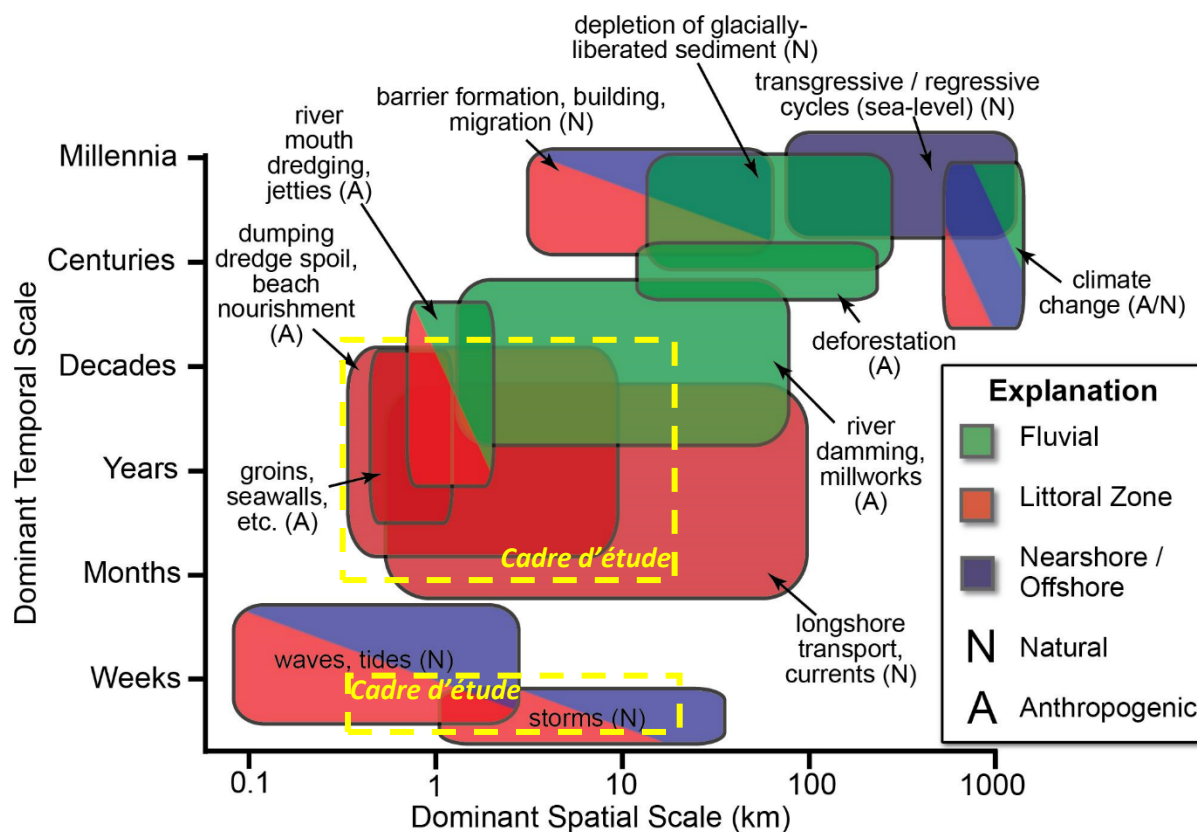
**Figure I.3 :** *Cross-shore* diagramme de la zone littorale (George O'grady, 2018).

L'action des processus qui régissent la dynamique de la région littorale peut être séparée en deux composantes : la direction transversale '*Cross-shore*' et la direction longitudinale '*Long-shore*' (Figure I.3 et Figure I.13).

La forme du profil de plage dépend, à chaque instant, de l'équilibre entre les différents processus hydrodynamiques et morphodynamiques en action tout au long de son évolution (Wright and Short, 1984). Dans la nature, les conditions des vagues changent constamment. Par conséquent, un profil d'équilibre ne peut être défini que comme une moyenne spatiale, le long d'une certaine côte, ou une moyenne temporelle, pendant une période de temps donnée (Gervais, 2012). Très souvent, on procède ainsi pour classer les profils de plage en fonction de leur saisonnalité : un profil "d'été", associé à des conditions de vagues douces, présente généralement une grande berme et un front de plage abrupt ; et un profil "d'hiver", résultant de conditions de vagues très énergiques, présente une berme plus courte et un front de plage doux (Rocha, 2016).

## 1.2. Hydrodynamiques

Les mouvements des fluides dans l'océan sont générés par différents phénomènes. Le vent, les différences de pression, la rotation de la terre et l'attraction par la lune, l'activité sismique et volcanique sont quelques-uns des phénomènes qui peuvent générer des vagues et des courants à la surface de la mer (Rocha, 2016). Chaque forçage différent induit des mouvements à une échelle différente de temps et d'espace (Figure I.4).



**Figure I.4 :** Modèle conceptuel des facteurs naturels et anthropiques influençant l'apport de sédiments vers et le long des zones côtières à travers les échelles spatiales et temporelles (Hein et al., 2019).

Les vagues peuvent être générées localement par le vent, en commençant par des ondulations de surface, puis en évoluant vers des vagues de vent qui se sont caractérisées par des périodes courtes (2 à 10 s habituellement) et elles donnent un aspect irrégulier à la surface de la mer. Leurs caractéristiques dépendent de l'intensité et de la durée du vent et de son fetch (distance sur laquelle il souffle) (Rocha, 2016). Si les vagues se déplacent ensuite sur une longue distance depuis leur région de formation, elles auront tendance à s'organiser en groupes d'amplitude et de fréquence similaires, la houle. Cette houle présente un motif plus régulier que les vagues, avec des périodes plus longues (10 à 30 s) (CIRIA et al., 2009). Les vagues de houle coexistent fréquemment avec les vagues de vent. De façon plus imagée, la houle est donc une mer du vent (dans la suite du manuscrit, nous emploierons le terme *vague* au lieu de *mer du vent* afin d'éviter toute sorte de confusion) qui s'est propagé en dehors de sa zone de génération (Bouvier, 2019). Ces deux types d'ondes sont des ondes de gravité, car la force gravitationnelle est le mécanisme de restitution qui agit sur la surface libre de la mer lorsque les ondes s'y propagent.

### 1.2.1. Théorie des ondes linéaires

En eau profonde, le mouvement des vagues de faible amplitude ( $H \ll h$ ) peut être considéré comme un mouvement sinusoïdal pur qui peut être représenté par la théorie des ondes linéaires (Airy, 1845), comme le montre la Figure I.5. Selon cette théorie, une onde sinusoïdale progressive peut être définie par une variation sinusoïdale de la surface de la mer  $\eta$ , avec une certaine longueur d'onde  $L$  (la distance horizontale entre les points correspondants de deux ondes successives), une hauteur  $H$  (la distance verticale entre la crête et le creux) et une période  $T$  (le temps entre le passage de deux crêtes successives en un point donné).

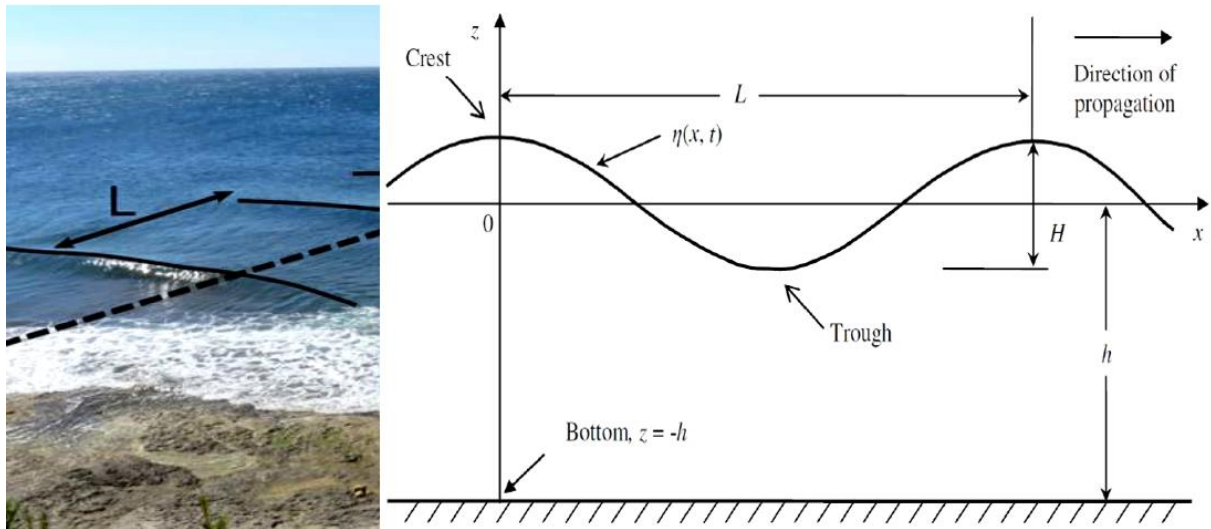


Figure I.5 : Croquis d'une onde sinusoïdale progressive (Bouvier, 2019).

### 1.2.2. Propriétés non linéaires des ondes

(Stokes, 1847) a été l'un des premiers à observer et à étudier le changement de la configuration de la vague avant le déferlement. Il a remarqué qu'au fur et à mesure que les vagues s'approchaient de la côte et se propageaient dans des eaux moins profondes (eaux de transition,  $0,05 < h/L < 0,5$ , et eaux peu profondes,  $h/L < 0,05$ ), leur forme changeait, avec un pic progressif des crêtes et une atténuation des creux, ce que l'on appelle une augmentation de la *skewness* (asymétrie horizontale) des vagues (Figure I.6).

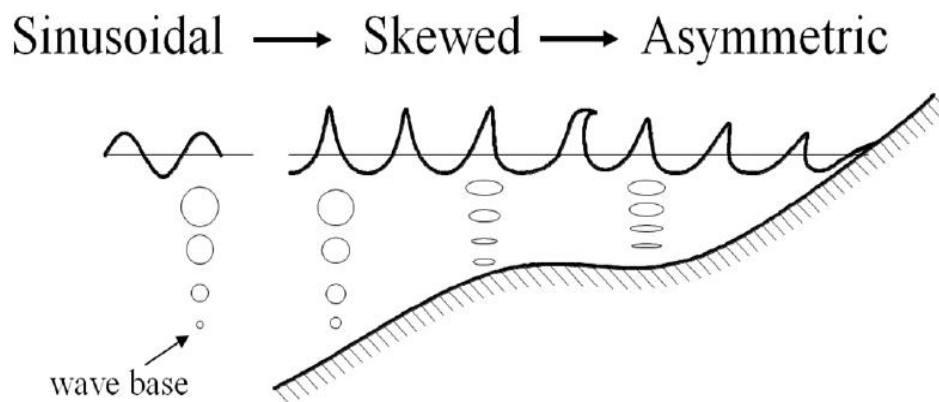


Figure I.6 : Schéma de la transformation de la configuration des vagues et des mouvements orbitaux correspondants lorsque les vagues se propagent des eaux profondes aux eaux peu profondes (Abreu, 2011).

En se propageant vers la côte, les vagues induisent un gradient du flux de mouvement horizontal excédentaire, qui se traduit par une augmentation du niveau moyen de l'eau après le point de déferlement (*set-up*), compensée par un abaissement du niveau moyen de l'eau au large du point de déferlement (*set-down*) (Longuet-Higgins and Stewart, 1962). De plus, la propagation des vagues vers la côte peut induire un flux de masse dirigé vers la côte (Stokes, 1847). Dans la zone de déferlement, *the surf roller* s'ajoute au flux de masse précédent, augmentant le flux de masse moyen dirigé vers la côte. Ce flux favorise une accumulation d'eau près de la côte, qui doit ensuite retourner au large. Cela se produit au moyen d'un retour dirigé vers le large sous le niveau du creux de la vague, *the undertow*. Ces processus sont décrits schématiquement à la Figure I.7.

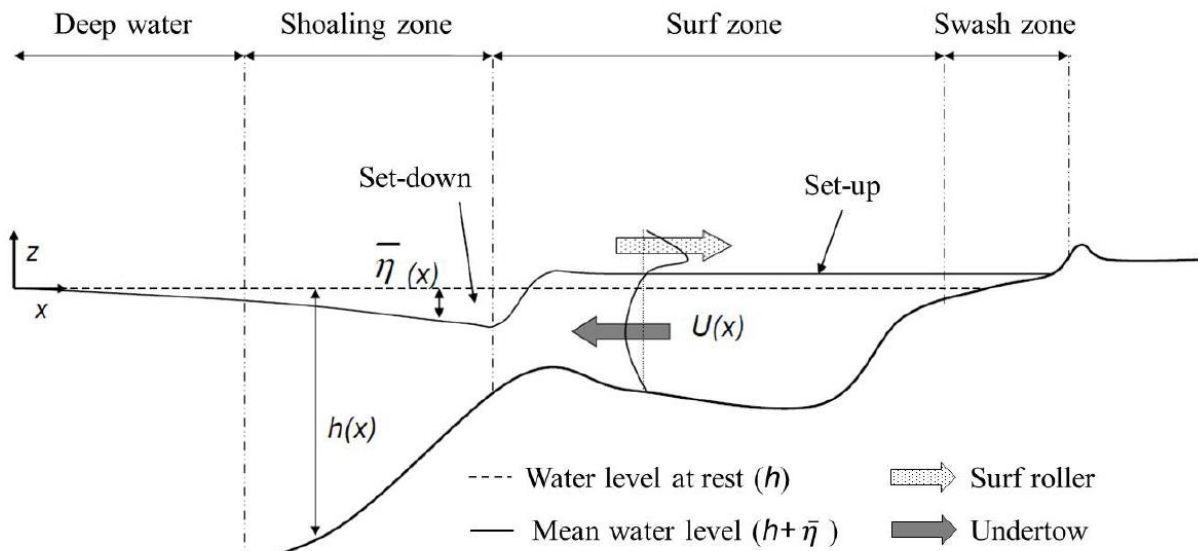
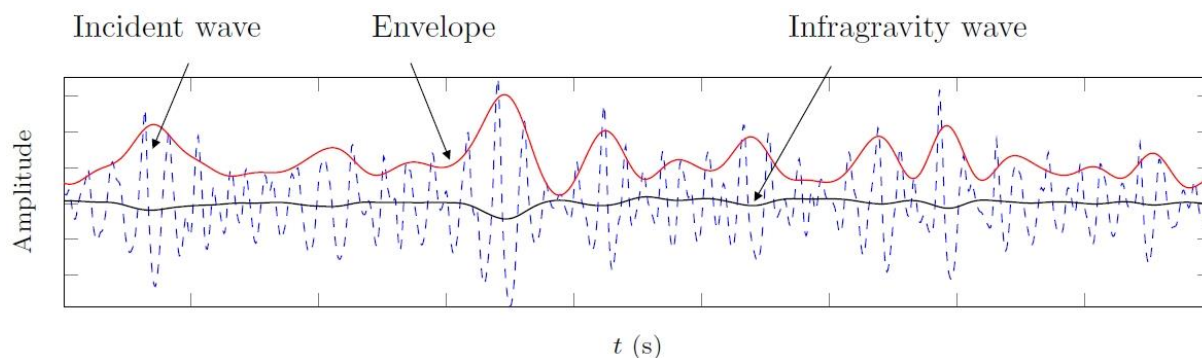


Figure I.7 : Hydrodynamique d'une plage à barres (Grasso, 2009).

### 1.2.3. Les ondes infra-gravitaires

Les vagues sont très irrégulières et apparaissent souvent sous forme de groupes qui peuvent générer des oscillations longues que l'on appelle les ondes infra-gravitaires. Les vagues les plus hautes de chaque groupe induisent un transport de masse plus important que les vagues les plus basses et par conséquent, la différence de flux de quantité de mouvement provoque un transfert de fluide des vagues les plus hautes vers les plus basses, ce qui favorise le développement d'une onde descendante "*set-down wave*". Cette onde a la même période et la même longueur que les groupes d'ondes courtes et pour les groupes d'ondes se propageant sur un lit horizontal, elle est verrouillée en phase et en antiphase avec l'enveloppe des ondes courtes (Biésel, 1952; Longuet-Higgins and Stewart, 1964, 1962), voir Figure I.8.

Au large, la vitesse de propagation de ces ondes est la même que celle des vagues, alors que leur période est beaucoup plus longue (entre 20 s et jusqu'à quelques minutes). Suite à la dissipation des vagues incidentes dans la zone de *surf*, les ondes infra-gravitaires vont pouvoir se propager librement jusqu'à la plage où elles sont alors fortement réfléchies (De Bakker et al., 2014).



**Figure I.8** : Ondes irrégulières incidentes et onde infra-gravitaire associée, en antiphase avec l'enveloppe de l'onde (Rocha, 2016).

A partir d'une certaine obliquité des ondes infra-gravitaires, les oscillations peuvent se retrouver piégées près de la côte par les effets combinés de réflexion et de réfraction (Bertin et al., 2018).

#### 1.2.4. Propagation et dissipation des vagues

Une rapide observation des champs de vent et des hauteurs de vagues sur l'océan mondial permet de se rendre compte que plus le vent souffle fort, plus la hauteur des vagues est importante. On observe aussi que la période des vagues varie avec la taille du plan d'eau considéré (Arinaga and Cheung, 2012). Un océan peut avoir en général des vagues plus grandes et plus longues qu'une mer fermée de petite taille.

Une fois générées, les vagues se propagent à la surface des océans grâce à des forces de rappel (gravité qui s'oppose aux variations de la hauteur de surface). Typiquement, une dénivellation de la surface libre crée une variation de pression qui induit un gradient et qui se traduit par une accélération horizontale amenant les particules d'eau à se déplacer (Ardhuin, 2012).

##### 1.2.4.1. L'effet de *Shoaling*

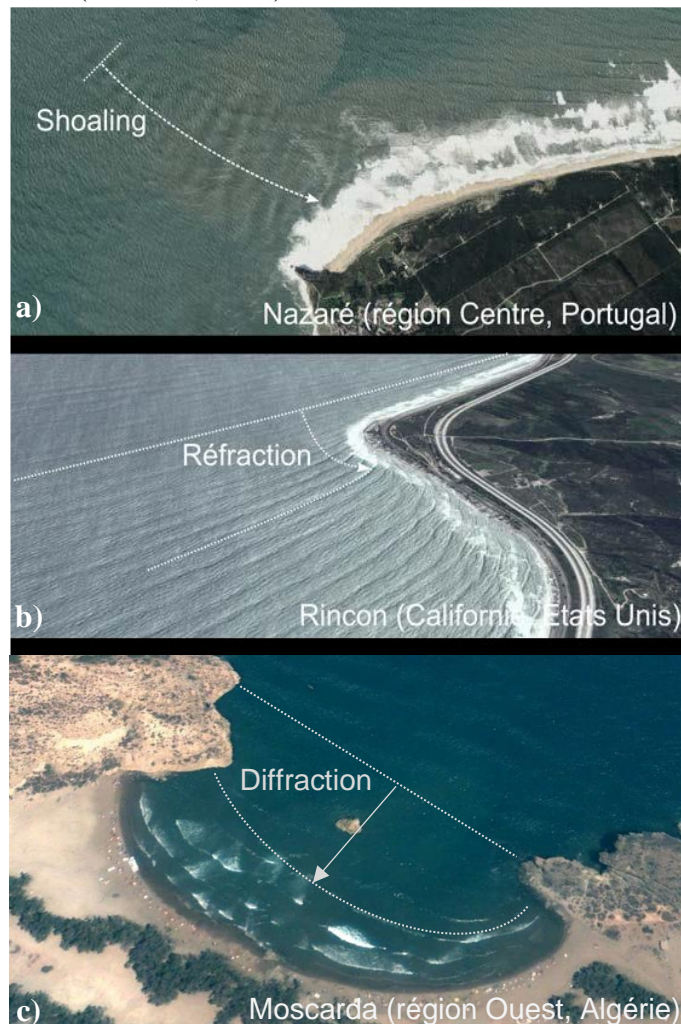
En se rapprochant des côtes, les vagues voient leurs vitesses décroître au fur et à mesure que la profondeur diminue. Alors, pour conserver le flux d'énergie, l'amplitude des vagues doit légèrement augmenter : c'est l'effet de levée (ou *shoaling*, Figure I.9a). L'effet de *shoaling* peut être relativement important selon le contexte bathymétrique et les caractéristiques des vagues (Elgar and Guza, 1985; Thornton and Guza, 1983).

##### 1.2.4.2. La réfraction

Comme la vitesse de phase diminue proportionnellement avec la profondeur, les vagues s'enroulent autour des zones d'eau les moins profondes de manière à s'orienter le plus parallèlement possible aux isobathes : c'est la réfraction des vagues (Figure I.9b), et comme les vagues se propagent plus lentement en eaux peu profondes qu'en eaux profondes, les fronts des vagues ont tendance à s'aligner sur les contours de la profondeur (Rocha, 2016). En absence de courant, cet effet est perceptible dès que la profondeur est inférieure à la moitié de la longueur d'onde. La présence de courants côtiers peut également induire des changements de célérité de l'onde et donc potentiellement provoquer du *shoaling* ou participer à la réfraction du champ de vagues (Smith, 2006; Yoon et al., 2004).

### 1.2.4.3. La diffraction

Le phénomène de diffraction (Figure I.9c) consiste à une redistribution de l'énergie des vagues suite à la rencontre d'un objet qui entrave une partie de sa propagation. La diffraction est d'autant plus importante que la dimension de l'ouverture que la vague franchit se rapproche de sa longueur d'onde (Ardhuin, 2012).



**Figure I.9 :** Images satellitaires montrant des exemples visuels des processus de : a) *Shoaling*, b) la réfraction et c) la diffraction (Bouvier, 2019; Dahmani et al., 2021).

### 1.2.4.4. Le déferlement

De nombreux mécanismes contribuent à la dissipation de l'énergie des vagues. Souvent cette énergie n'est d'ailleurs pas réellement dissipée mais plutôt transformée vers d'autres formes de mouvements souvent turbulents (Ardhuin, 2012). Le déferlement est le puits d'énergie le plus important en milieu côtier et résulte d'une instabilité qui se développe au niveau de la crête de la vague. Lorsque les vagues se propagent depuis le large vers la côte, les eaux deviennent de moins en moins profondes et les vagues voient leurs vitesses de propagation diminuer par réfraction.

Quand la vitesse des particules associée au mouvement des vagues dépassent celles de la vitesse de phase de l'onde, la cambrure atteint une valeur limite et la vague déferle. Suivant la pente de la plage et la cambrure de la houle au large, les vagues peuvent présenter différentes

sortes de déferlement (Iribarren and Nogales, 1954). Le déferlement plongeant est favorisé par une houle longue et une pente relativement forte, tandis que le déferlement glissant est relié à des houles plus courtes et des pentes faibles. Le vent joue aussi un rôle car il peut retarder ou accélérer le mécanisme de cambrure de l'onde selon la direction dans laquelle il souffle.

#### 1.2.4.5. Le frottement au fond

Le frottement au fond est l'autre puits d'énergie subi par les vagues et varie en fonction de la profondeur de la colonne d'eau et de la nature du fond (Le Hir, 2008). Les vagues induisent des vitesses oscillantes lorsqu'elles se propagent qui, au sein d'une couche limite très fine sont confrontées à des vitesses nulles sur le fond. Le frottement exercé par le fond sur le fluide entraîne une perte d'énergie mécanique et de quantité de mouvement (Bouvier, 2019).

### 1.2.5. L'hydrodynamique et le littoral

Les zones littorales sont des environnements dynamiques et complexes où se produisent de nombreuses interactions entre les agents responsables des différentes circulations hydrodynamiques. Le littoral peut être subdivisé de façon simple en quatre zones différenciées par leur comportement hydrodynamique (Figure I.10) qui sont (Bearman and Brown, 1999):

**a. La zone des hauts-fonds ou shoaling zone** : où le mouvement est en grande majorité oscillatoire et irrotationnel.

**b. La zone des brisants** : En approchant de la côte, la profondeur de l'eau devient si faible que les vagues "s'évanouissent" ou déferlent.

Différents critères déterminent ce point de déferlement :

- Si la hauteur d'eau est estimée à 1.25 fois la hauteur de la vague en eaux profondes ;
- En eaux profondes, la cambrure de la vague :  $(H/L) = 0.142$  ;
- Stokes a prouvé qu'une vague avec un angle de crête (angle formé par les tangentes à la crête de la vague) inférieur à 120 degrés se casse.

**c. La zone de déferlement ou Surf Zone** : Quand les vagues progressent sur un fond plus ou moins pentu en eaux peu profondes, elles déferlent. L'énergie d'une vague déferlante est dissipée. Une partie est réfléchi hors de la mer. Mais majoritairement elle est dissipée en chaleur sur le rivage en un mouvement turbulent.

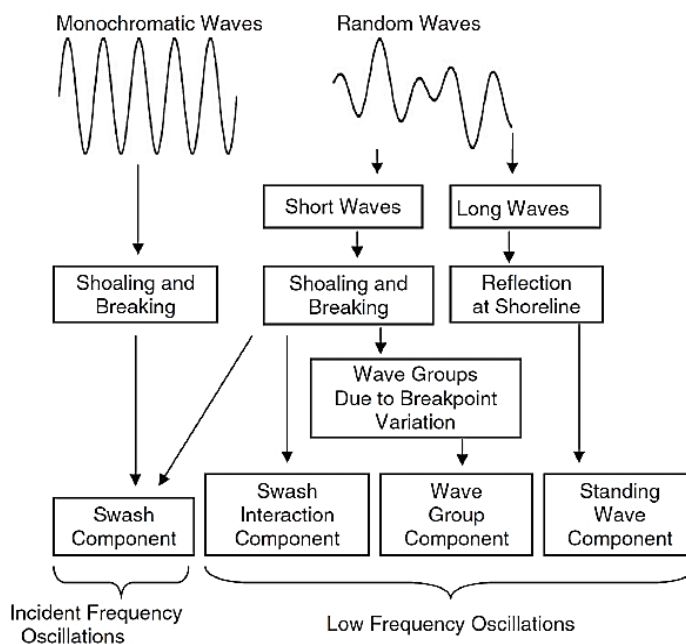
**d. Swash zone** : c'est la zone proche du niveau moyen de la surface où se situe le mouvement de va-et-vient des vagues (jet de rive et nappe de retrait).

Avec un hydrodynamique très différente du reste du profil de la plage, la zone de *swash* est la limite entre les zones de plage aérienne et submergée qui est couverte et exposée par intermittence par l'action des vagues. Pour les vagues monochromatiques, cette région est bien définie, tandis que pour les vagues irrégulières, le *run-up* (excursion des vagues vers le haut de la plage au-dessus du niveau moyen de l'eau), le *down-wash* (excursion des vagues vers le bas de la plage au-dessous du niveau moyen de l'eau) et le *set-up* varient constamment dans le temps (Rocha, 2016).



**Figure I.10 :** Zonation hydrodynamique du littoral (Degryse-Kulkarni, 2003).

Une large gamme d'échelles et de types de mouvements de fluides peut être présente dans *the inner-surf zone*, ce qui régit ensuite les oscillations du trait de côte et l'hydrodynamique du *swash* (Figure I.11).



**Figure I.11 :** Schéma représentant le transfert de l'énergie du large vers les oscillations de la zone de *swash* (Masselink et al., 2006).

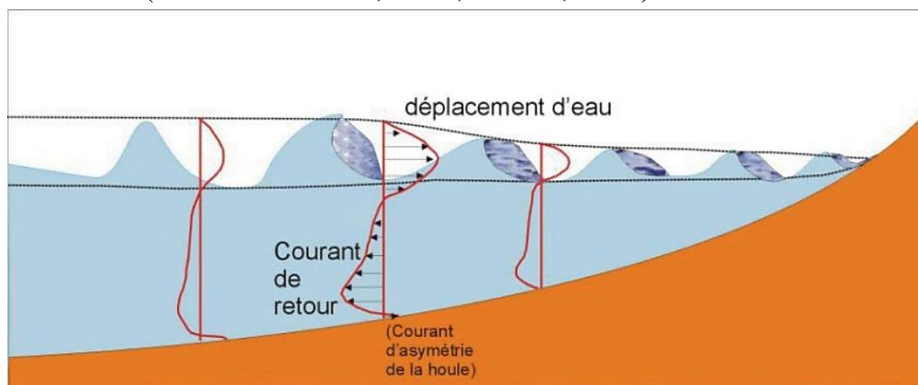
## 1.2.6. Les circulations moyennes en zone littorale

Bien que générées par le vent, les vagues « représentent la principale source d'énergie transmise à la zone littorale et constituent un agent essentiel de la dynamique littorale » (Héquette, 2001). Il est nécessaire de distinguer deux grands types de courants générés par celles-ci : d'une part, les écoulements oscillatoires générés par la houle et, d'autre part, les courants résiduels engendrés par les vagues tels que la dérive littorale, les courants de retour (*undertow*) et les courants d'arrachement (*rip current*) (Le Hir, 2008). A l'échelle de plusieurs périodes de vagues, ces courants sont considérés comme quasi-stationnaires et leurs intensités varient selon les conditions de houles et le niveau de marée (Castelle et al., 2006).

### 1.2.6.1. Le courant de retour

L'apport de masse engendré par des vagues frontales est équilibré par un courant de retour perpendiculaire à la côte (*undertow*) et se traduit par un déplacement vers le large des masses d'eau dans la zone proche du fond (Figure I.12). Il compense 'l'excès' d'eau apportée par le cumul de chaque vague sur l'avant-côte (*wave set-up*), ainsi que par la contrainte de radiation due au vent qui agit surtout en surface (*wind set-up*) (Gervais, 2012). Pour des conditions faiblement énergétiques le courant de retour est typiquement caractérisé par des vitesses de l'ordre de 0.1 à 0.3 m/s en zone de *surf* mais peut atteindre 0.5 m/s dans les cas les plus énergétiques (Masselink and Black, 1995).

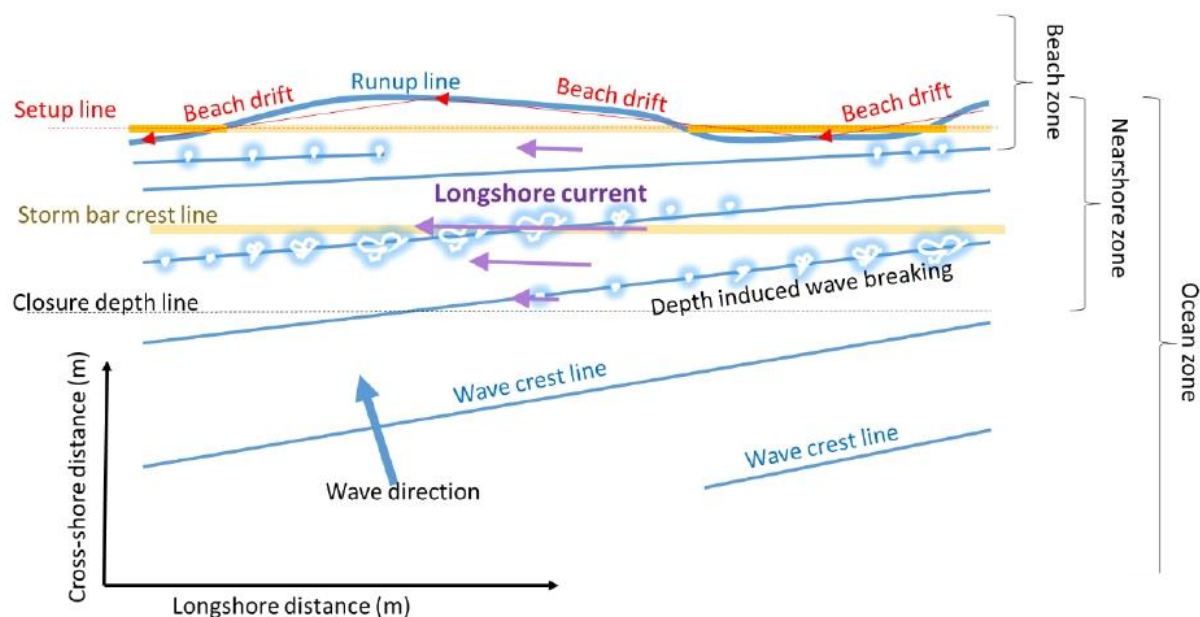
Au niveau de la couche limite très près du fond, certains auteurs ont montré que le courant de retour devient faible et que le courant moyen est dirigé vers la côte en raison du courant d'asymétrie de houle (Christensen et al., 2002; Grasso, 2009).



**Figure I.12** : Illustration d'un profil de courant cross-shore sur l'avant-côte avec le courant de retour (*undertow*). Cas idéalisé sans barres (Castelle, 2004).

### 1.2.6.2. Le courant de dérive

Lorsque les vagues s'approchent du littoral sous un angle oblique, elles se dissipent dans les eaux peu profondes et créent une force dans la direction parallèle au littoral, qui, si elle est suffisamment forte, peut entraîner un transport longitudinal (*longshore*) de sédiments sur le littoral 'LST' (Guilcher, 1954) (Figure I.13). Sur les plages ouvertes, à l'exception des baies, il est rare que la houle se réfracte totalement avant de déferler. Elle apporte donc en déferlant une composante *longshore* à la tension de radiation, qui favorise un écoulement le long de la plage. Lors d'épisodes énergétiques, on observe que ce courant moyen est plus intense dans la zone de *surf* avec des vitesses supérieures à 1 m/s (Thornton et al., 1996).



**Figure I.13** : Schéma cartographique de la zone littorale et du courant de dérive (*longshore current*) (George O'grady, 2018).

### 1.2.6.3. Le courant d'arrachement (*rip current*)

En milieu littoral, le déferlement variable des vagues au-dessus d'un fond sableux très hétérogène entraînent parfois un déséquilibre local entre les forces de poussée (flux de masse) liées au déferlement et les gradients d'excès de mouvement (Bouvier, 2019). Ce déséquilibre a la capacité de générer des courants bidimensionnels de vitesses importantes qui agissent sur toute la colonne (Dehouck, 2006). Ces courants peuvent atteindre des vitesses moyennes de l'ordre du 1 *m/s*, avec des pics de vitesse à 2 *m/s* (Brander and Short, 2000).

Le courant d'arrachement ou plus communément appelé *rip current* (Figure I.14) peut être très violent et se révèle être l'un des facteurs de noyade les plus importants dans le monde avec plusieurs centaines de morts chaque année (Castelle et al., 2016).



**Figure I.14** : Schéma du courant d'arrachement *rip current* induit par les variations longitudinales du déferlement des vagues (Bearman and Brown, 1999).

#### 1.2.6.4. Les courants de marée

Les courants de marée sont dits unidirectionnels particuliers puisqu'ils s'inversent périodiquement (flot et jusant). Dans un contexte micro-tidal (un marnage < 02 m) les courants de marée, sont pratiquement inexistantes (< 0.1 m/s), et ne participent très probablement pas au dynamique sédimentaire.

### 1.3. Morphodynamiques

Les courants liés aux vagues agissent aussi sur la forme du fond en transportant par exemple le sable des barres, mais en retour ces changements modifient la propagation et la dissipation de la houle, et donc les motifs de courant. Cette boucle de rétroaction est le fondement de la compréhension du milieu littoral, et tout ceci se regroupe sous le terme morphodynamique du système littoral (Desmazes, 2005).

#### 1.3.1. La cellule littorale

Le concept de cellule littorale a été proposé dès les années 1960, notamment avec les travaux de (Inman et al., 1964) et (Bowen and Inman, 1966), dans des études qualifiées de pionnières par (Davies, 1974) ainsi que, par la suite, (Clayton, 1979) et (Komar, 1998). Ces cellules littorales représentent une base pour la réflexion portant sur une approche systémique des accumulations littorales avec la notion de frontière ou de limites permettant de découper le littoral en « boîtes ». Elles offrent un cadre conceptuel au sein desquels des bilans sédimentaires (ou budgets sédimentaires) peuvent être estimés (Jabbar, 2017).

Le fonctionnement de ces boîtes a beaucoup été utilisé comme entité spatiale de base dans l'élaboration de modèles numériques (Suanez, 2009). Ainsi, « les systèmes hydro-sédimentaires sont délimités par des frontières plus ou moins fixes et perméables aux échanges sédimentaires, notamment longitudinaux. Ces frontières, qui délimitent des cellules, nommées également unités, compartiments ou systèmes hydro-sédimentaires, peuvent être fixes (cap rocheux, jetées, digues, etc.) ou mobiles (dunes, falaises meubles, limite d'action des houles, point d'inversion de la dérive littorale) » (Ministère de l'écologie, 2010).

#### 1.3.2. Transport sédimentaire

Le transport sédimentaire est très complexe et va dépendre essentiellement de l'intensité et de la structure des courants dans la colonne d'eau. On peut distinguer trois modes de transport sédimentaire (Fredsøe and Deigaard, 1992b) : le charriage (sur le fond), la suspension (dans la colonne d'eau) et le *sheet flow* (en fine couche très dense près du fond). Ces trois modes de transport sont en fonction de l'intensité des courants et des propriétés des particules sédimentaires (taille du grain, porosité et densité).

Sur le plateau continental, c'est donc bien à proximité des côtes que se produisent les remaniements sédimentaires les plus importants. En fonction des courants, les transports sont de différents types (Jabbar, 2017) :

- Le transport transversal (*cross-shore*), par le courant de retour (*undertow*), le courant d'arrachement (*rip current*) ou encore de *downwelling*, engendre des variations dans le profil de la plage ;

- Le transport longitudinal (*longshore*), quant à lui, est principalement causé par une dérive littorale et peut déplacer le sable sur de grandes distances en engendrant des modifications morphologiques de la surface de l'accumulation.

Si les différents types de courant décrits précédemment permettent de décrire une grande partie du transport sédimentaire, ils ne sont pas les seuls mécanismes susceptibles de faire évoluer les fonds sableux. La turbulence induite par le déferlement des vagues peut par exemple favoriser la remise en suspension des sédiments (Grasso et al., 2012).

Les vitesses orbitales associées au mouvement asymétrique des particules fluides interviennent elles aussi dans le transport sédimentaire, soit en favorisant la mise en suspension des particules dans la colonne d'eau, soit par la formation d'un transport net vers le rivage (Dubarbier et al., 2017). C'est ce processus qui est responsable de l'état d'accrétion des plages pendant les épisodes de vagues peu énergétiques (Hoefel and Elgar, 2003) et qui permet à la plage de se reconstruire.

Au total, la houle, les vagues et les marées engendrent des courants de différentes intensités et orientations. Ceux-ci agissent à des profondeurs allant du plateau continental à la zone de déferlement des vagues à la côte. Ces actions provoquent des flux sédimentaires qui permettent le déplacement des sédiments sur l'ensemble du plateau continental et génèrent des formes sous-marines en fonction de leurs caractéristiques hydrodynamiques. Cependant, à l'approche des côtes, les courants apparaissent plus intenses qu'au large et leur durée d'action est plus longue que dans les plus grandes profondeurs. Les transits sédimentaires produits modifient le profil des accumulations et déterminent la migration des sables le long des plages (Jabbar, 2017).

### 1.3.3. Évolution des plages sableuses

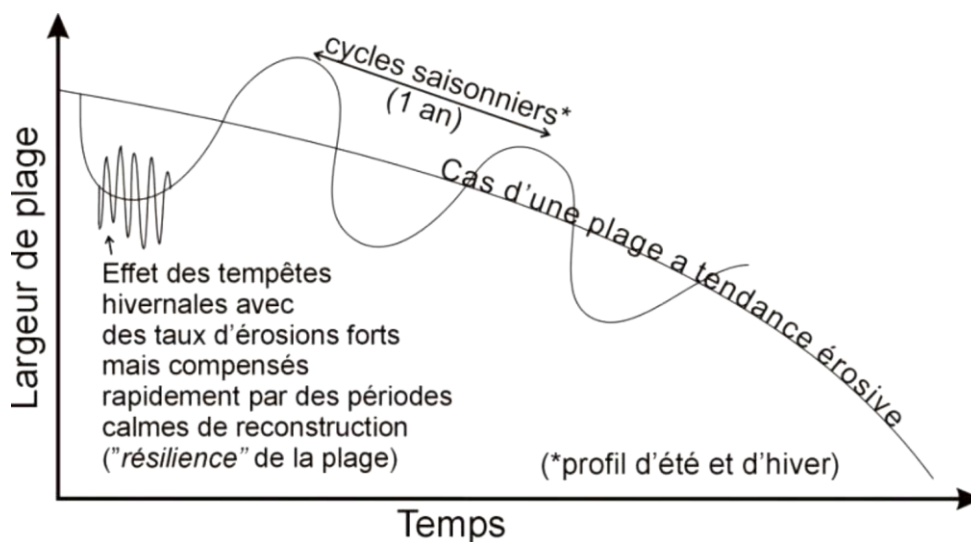
En milieu naturel, comme le temps de réponse morphologique est généralement plus long que les échelles de temps associées aux changements de régime de vagues, les flux sédimentaires ne sont jamais à l'équilibre ce qui provoque un déplacement vers le bord ou vers le large des structures sableuses déjà existantes (Bouvier, 2019).

## 1.4. Les tempêtes marines

Les tempêtes marines sont la manifestation de conditions de vagues et de vents extrêmement forts venant frapper la côte. Ces conditions sont connues pour créer une érosion particulièrement rapide des plages. Leur largeur peut être réduite temporairement de parfois plusieurs dizaines de mètres. Les cas extrêmes peuvent modifier la morphologie du littoral et de l'arrière-plage, et laisser des marques définitives sur le système dunaire (Forbes et al., 2004), contribuant à la tendance érosive de la plage (Figure I.15).

Une tempête est toujours accompagnée de vents violents (le seuil de définition d'une tempête étant de 90 km/h de vent moyen, selon l'échelle de Beaufort) (Figure I.16). Le vent, lorsqu'il souffle sur la surface de l'eau va générer une contrainte tangentielle, provoquant le déplacement des masses d'eau sous-jacentes dans la direction vers laquelle il souffle. Si le vent est dirigé vers le littoral, ce déplacement d'eau va être bloqué, ce qui va produire une accumulation et contribuer à la surcôte (Baumann, 2017).

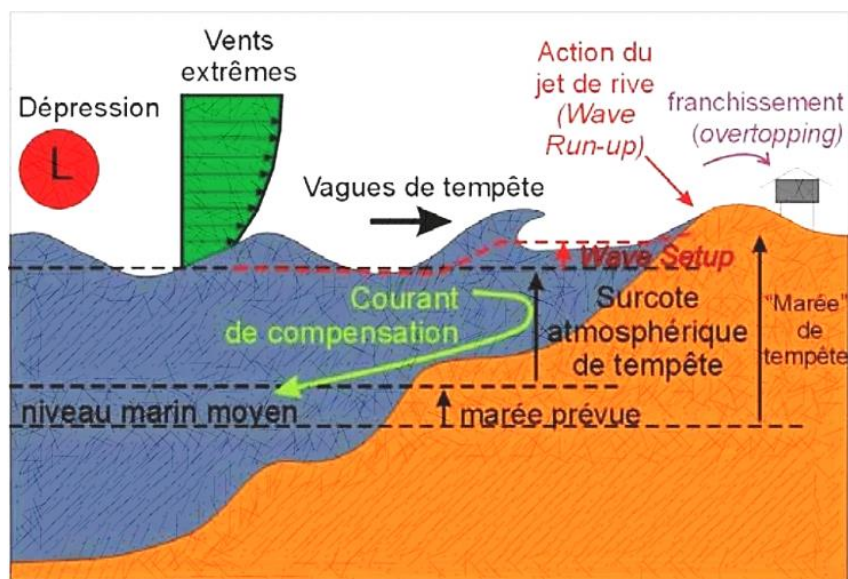
Une tempête est caractérisée par une anomalie négative de pression (dépression atmosphérique) qui entraîne une diminution du poids de la colonne d'air sur la surface libre de l'océan (Figure I.16). Cette réduction de contrainte sur la surface océanique engendre une élévation du plan d'eau. Ce phénomène est communément qualifié d'effet de baromètre inverse. Pour une chute de 1 *hPa* de la pression atmosphérique, la surface de l'océan s'élève d'approximativement 1 *cm* (Doodson, 1924).



**Figure I.15** : Schéma conceptuel du cadre temporel d'une étude sur l'impact des tempêtes (Gervais, 2012).

La surcôte est un soulèvement vertical du niveau marin sur la frange littorale au-dessus de son niveau moyen et de ses oscillations liées à la marée (Figure I.16). Dans un milieu micro-tidal, elle contribue à la submersion marine, et se trouve sur certaines côtes être un facteur morphogène important (Bruzzi, 1999). La surcôte (*storm surge*) est principalement générée par les conditions atmosphériques, et ne dure généralement sur les plages que le temps d'une tempête, soit une dizaine d'heure en *Méditerranée* (Letetrel et al., 2010).

En effet lors d'une tempête, la concordance d'une baisse de la pression au niveau de la mer et de l'effet de friction des vents venant de la mer sur sa surface irrégulière (qui 'pousse' la masse d'eau vers la côte) provoquent ensemble une surélévation inhabituelle du niveau marin sur le littoral. Les surcôtes atteignent ordinairement plusieurs décimètres lors des tempêtes (Tsimplis and Shaw, 2010). A l'inverse, lorsque des conditions de haute pression et un vent de terre souffle, une décôte peut être observée.



**Figure I.16** : Les tempêtes et le phénomène de surcôte (Gervais, 2012).

Sur l'avant-côte et la plage, les transformations et la dissipation des vagues participent aussi au phénomène de surcôte (Figure I.16). On y voit l'effet de *set-down*, un très léger abaissement du plan d'eau moyen dans la zone terminale de levé des vagues (*shoaling*), puis surtout, un effet de *set-up*, une surélévation significative du niveau marin à la suite du déferlement (Bowen and Inman, 1966; Thornton and Guza, 1983), d'environ 10 à 20 % de la  $H_s$  incidente. L'explication théorique de ce phénomène concerne la conservation de la quantité de mouvement apportée par les vagues (Longuet-Higgins and Stewart, 1964). De par leur rôle sur le déferlement, les barres semblent participer à des variations transversales du profil de *setup* (Greenwood and Osborne, 1990).

En termes de franchissement et de submersion, il est important de tenir compte également de l'action du jet de rive dans la zone terminale de contact terre mer. L'excursion verticale du jet de rive s'appelle le *run-up* (Gervais, 2012).

**N.B.** Dans la suite nous emploierons les terminologies anglaises qui ont été écrites en *italique*.

## **Chapitre 2 :**

# **La Méditerranée : Contexte météorologique et climatique des évènements extrêmes historiques.**

*« La Méditerranée ne connaît pas  
de ligne d'horizon : elle est le  
prolongement du ciel. »  
L'Astronome (1997)  
de Alexandre Najjar*

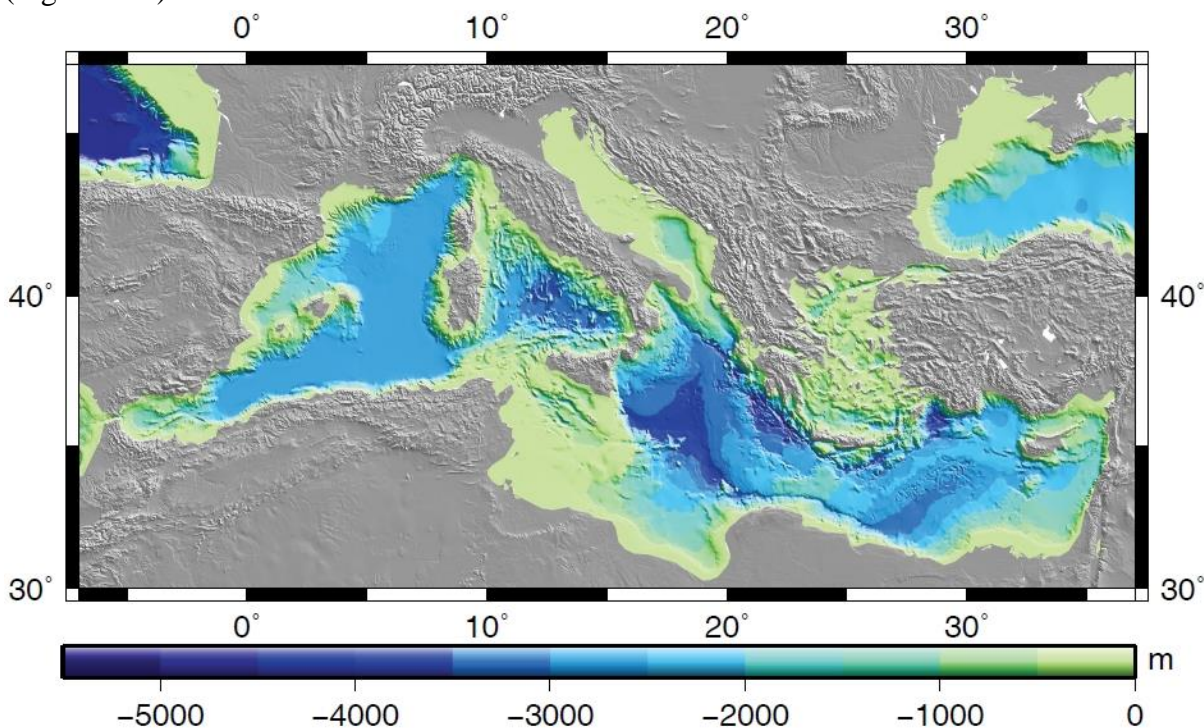
## Introduction

Un recensement des connaissances météorologiques et climatiques à propos des événements extrêmes et des tempêtes qui se forment en *Méditerranée* sera fait pour que nous puissions nous insérer dans notre zone d'étude (la baie d'Alger).

L'analyse détaillée du climat des vagues au large de la baie d'Alger depuis 1992 nous permettra de comprendre les critères et les paramètres météorologiques qui régissent les conditions d'agitation dans la zone d'étude. À cet égard, des recherches seront effectuées sur les facteurs clés impliqués dans l'évolution morphodynamique des fonds marins lors des tempêtes.

### 1.5. Contexte météorologique des tempêtes en *Méditerranée*

La mer *méditerranée* est une mer semi-fermée qui ne communique avec l'océan global qu'à travers le détroit de Gibraltar de section méridienne de 14 km x 300 m (Waldman, 2016) (Figure I.17).



**Figure I.17** : Carte bathymétrique de la mer *méditerranée* (Arabelos et al., 2011).

La *Méditerranée* subit l'influence d'une marée très faible, d'envergure micro-tidale (< 02 m). Hormis quelques exceptions (ex. : Golfe de *Gabes*, *Tunisie* ; Delta du *Nil*), l'amplitude des variations dues à la marée est décimétrique, souvent de  $\approx 0,3$  m comme dans la baie d'Alger.

Le littoral de la *Méditerranée* est par conséquent en extrême majorité soumis à l'action des vagues, seules capables de générer des courants suffisamment puissants sur le littoral pour transporter le sable de l'avant-côte (Gervais, 2012). Les vagues en *Méditerranée* sont entièrement contrôlées par l'action des vents propres à ce bassin (Figure I.18). La fréquence, la surface d'action (fetch) et la répartition spatiale des vents les plus puissants influent directement sur le climat de houle et de tempête en *Méditerranée*.

### 1.5.1. Climatologie du vent et des vagues en Méditerranée

Toute la zone *méditerranéenne* est sujette à l'influence de houles fortement inconstantes, du fait de la taille limitée du bassin et du régime très variable de ses vents. La houle en *Méditerranée* peut cependant atteindre des tailles importantes.



**Figure I.18** : Les principaux vents en Méditerranée, sachant que de nombreux vents cités ont d'autres noms (NASA WorldWind, 2020).

Les cyclones *méditerranéens* sont généralement caractérisés par un cycle de vie court et une taille plus faible que les cyclones extratropicaux développés en *Atlantique* (Sabatier, 2009). Des vents soufflant à plus de 126 km/h en moyenne ont déjà été enregistrés en pleine mer (à distance des caps) lors de certains coups de mistral. Des vents de plus de 110 km/h ont également été relevés lors de certains coups de *Meltemi* en mer *Egée* (Figure I.18).

Les coups de vent sont en liaison très fortes avec la situation synoptique, et l'organisation spatiale des centres d'action atmosphériques tout autour du bassin *méditerranéen* et de l'*Europe*. Les anticyclones et dépressions, placés sur le proche *atlantique*, le *Maghreb* (Afrique du Nord en général), ainsi que les pays de l'est (*Balkans*, *Moyen-Orient*), génèrent des situations favorables à tel ou tel vent (Gervais, 2012).

Malgré la compartimentation de la *Méditerranée* en de nombreux bassins de plus petites tailles, la puissance des coups de vent peut lever des mers fortes ( $H_s$  des vagues de 2,5 à 4 m), à très fortes (4 m à 6 m), à presque n'importe quel endroit de la *Méditerranée*. La fréquence de ces extrêmes n'est évidemment pas la même partout. Le projet ANEMOC (*Atlas Numérique d'Etats de Mer Océaniques et côtier* ; (Morellato and Benoit, 2009)) estime que des vagues supérieures à 3 m de  $H_s$  peuvent se manifester à peu près partout sur le bassin, pour au moins 1% du temps. Avec une apparence généralement très calme, et une hauteur de houle moyenne partout inférieure à 1,5 m de  $H_s$  ((Queffeuou and Bentamy, 2007); observations par altimétrie satellitaire). La *Méditerranée* peut devenir extrêmement agitée en très peu de temps, car les vents peuvent se renforcer de manière extrêmement soudaine.

Les tempêtes peuvent quelques fois y prendre des envergures « océaniques », en raison de coups de vent particulièrement violents qui traversent le bassin, parmi celles-ci :  $H_s = 8,33 \text{ m}$  et  $T_s = 11,7 \text{ s}$  enregistré à la bouée littorale de *Banyuls* ;  $8 \text{ m}$  et  $13 \text{ s}$  enregistré à la bouée d'*Ashdod* en *Palestine* (Bowman and Goldsmith, 1983); sur le littoral d'*Emilia Romagna* au NO de la mer *adriatique*, des vagues de  $5,6 \text{ m}$  de  $H_s$  ont déjà été enregistrées (Ciavola et al., 2007) ; En *Bulgarie*, des vagues de  $H_s = 4 \text{ m}$  furent mesurées près de *Varna* ; en *Catalogne* espagnole, la bouée du *Cap Tortosa* enregistra des vagues de  $H_s \approx 6 \text{ m}$  (Mendoza and Jiménez, 2006) ; tandis que dans le *Golfe du Lion* la tempête de décembre 1997 atteignit  $\approx 7 \text{ m}$  de  $H_s$ .

Sur ces sites précités (Jiménez et al., 2009) ont constaté que les périodes de retour annuelles des tempêtes  $H_s \approx 4 \text{ m}$  et il semblerait que seuls les mois froids d'hiver soient propices aux tempêtes et aux très fortes houles (incluant parfois certains mois à la fin de l'automne et au début du printemps).

La période significative des vagues ( $T_s$ ) en *Méditerranée* est généralement très courte ( $T_s < 10 \text{ s}$ ) en raison de la surface possible d'action des vents, le *fetch*, qui se trouve toujours limité par les formes des bassins internes qui ne permettront jamais le développement des vagues de longueurs d'ondes maximales équivalentes à celles qui se forment au milieu des océans (Baumann, 2017). Mais certaines zones sont sujettes à des houles plus longues que d'autres.

### 1.5.2. Les surcôtes en *Méditerranée*

Du fait de champs de vent puissant heurtant la côte, auxquels se rajoutent des contextes dépressionnaires, les surcôtes en *Méditerranée* peuvent atteindre des valeurs très importantes. Par exemple, trois surcôtes (NM soustrait de l'effet de la marée astronomique) de tempête  $> 0,5 \text{ m}$  ont été enregistrées dans le port de *Barcelone* entre 1992 et 2004 (Mendoza, 2008), et des surcôtes au-delà de  $1 \text{ m}$  ont été enregistrées en *Italie* sur la côte d'*Emilie Romagne* (Armaroli et al., 2009). Les surcôtes dans le *Golfe du Lion* dépasseraient  $1 \text{ m}$  d'après de nombreuses observations visuelles au niveau des infrastructures portuaires et de canaux, mais un maximum de  $\approx 0.85 \text{ m}$  a de nos jours été enregistré dans le port de *Sète* lors de la tempête de 1997.

De plus, les fortes houles, bien qu'exceptionnelles, ont des conséquences irréversibles sur l'érosion et la submersion du littoral. Au cours de la tempête de 1982, des vents supérieurs à  $180 \text{ km/h}$  sur le littoral *languedocien* ont ainsi créé des surcôtes atteignant  $1,5 \text{ m NGF}$  et levant une houle dévastatrice, rompant par endroits les cordons dunaires (Sabatier, 2009).

### 1.5.3. Les tempêtes et les cyclones en *Méditerranée* « *Medicanes* »

La *Méditerranée* est une mer à microtidales, où les tempêtes peuvent frapper la côte pendant plusieurs heures ou plus longtemps, et pas seulement pendant les grandes marées (IPCC, 2022).

*Medicane* (*Mediterranean + Hurricane*) consiste en une tempête de type tropical sur la mer *Méditerranée* (Figure I.19). Le système est décrit comme une structure nuageuse arrondie présentant une zone de nuages libres au centre. En outre, il est associé à des vents cycloniques forts, à de fortes précipitations et à un noyau chaud (Businger and Reed, 1989).

Bien que ces systèmes n'aient pas atteint la force d'un ouragan (33 m/s de vitesse de vent à 10 m en moyenne sur 10 minutes), ils présentent certaines similitudes dynamiques et structurelles avec les tempêtes tropicales. Il s'agit de cas rares, puisque moins de 20 cas ont été détectés au cours des 25 dernières années dans l'ensemble du bassin méditerranéen (Faranda and Coppola, 2022). Depuis le premier cas survenu en 1983 (Ernst and Matson, 1983), des études ont été réalisées et les *Médicane*s sont également liés à un autre phénomène arctique rare comme les dépressions polaires (Rasmussen and Heysfield, 1987).

Les phénomènes associés aux *Medicane*s sont typiques des ouragans : précipitations extrêmes et vents violents. Les *Medicane*s présentent également des caractéristiques différentes de celles des cyclones tropicaux : leur taille est réduite et leur occurrence n'est pas limitée à la saison automnale (Faranda and Coppola, 2022).



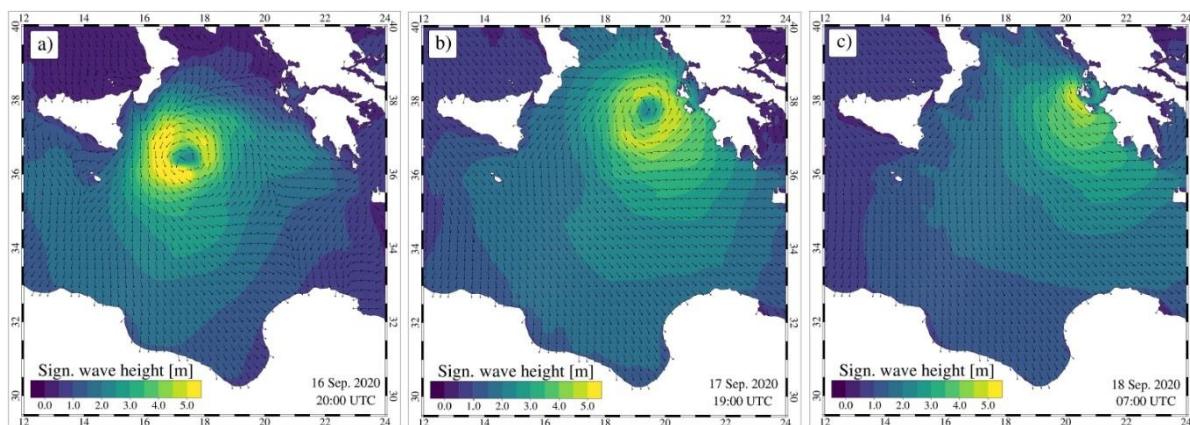
**Figure I.19** : Image satellite du cyclone *Ianos*, un puissant cyclone *méditerranéen* de type tropical qui a touché la Grèce le 17 septembre 2020 (NASA, 2023).

La zone de préférence pour la génération des *Medicane*s est le canal de Sicile : l'un des cyclones les plus récents, *Ianos* (2020), s'est rapidement intensifié en se déplaçant vers le Nord-Est du golfe de Syrte, son lieu de formation. *Ianos* a atteint son intensité maximale près de la Grèce le 18 septembre 2020 avec des vents de 120 km/h et de fortes pluies qui ont provoqué des inondations et des dégâts agricoles assez importants. Des cas de *Medicane*s sont également documentés dans des régions françaises et espagnoles telles que la Corse et la Provence, ainsi que le long des côtes *algériennes* et *tunisiennes*. Les 4 et 5 novembre 2011, une dépression extratropicale nommée *Rolf* s'est formée au-dessus des îles Baléares. Les systèmes orageux continus qui se sont développés autour de la tempête ont provoqué plus de 900 mm de pluie dans le département du Gard et des rafales de vent jusqu'à 150 km/h ont été enregistrées en Provence. Les mégapoles qui touchent ces régions françaises ne sont pas si rares : au cours des vingt dernières années, on en a dénombré au moins une douzaine. Il existe cependant des événements exceptionnels, comme le cyclone tropical *Stéphanie* (14-16 septembre 2016), qui a touché la Bourgogne et le Pays basque avec des rafales de 135 km/h et des précipitations intenses (Faranda and Coppola, 2022).

Les scénarios de changement climatique prévoient une mer *Méditerranée* plus chaude. Selon la dynamique supposée des *Medicanes*, une température de surface de la mer plus élevée pourrait entraîner des *Medicanes* ou des cyclones tropicaux plus puissants (Gaertner et al., 2007).

Les scientifiques ont récemment commencé à étudier les effets du changement climatique sur les caractéristiques (fréquence et intensité) de ces tempêtes. Dans les modèles climatiques régionaux, il a été démontré qu'une augmentation de 3°C de la température de la mer pourrait conduire à la formation de véritables ouragans en *Méditerranée*, dont la fréquence et l'intensité sont difficiles à estimer. Récemment, les modèles régionaux du système terrestre ont été développés et utilisés pour le bassin *méditerranéen* au sein de la communauté *Med-CORDEX* et, sur la base de la littérature publiée, nous sommes en mesure d'affirmer que pour un réchauffement global de 2°C ou plus, la fréquence des *Medicanes* devrait diminuer, mais leur intensité devrait augmenter (Reale et al., 2022). La diminution de la fréquence est due à des conditions plus anticycloniques dans le bassin *méditerranéen*, ce qui devrait réduire la cyclogenèse. L'augmentation de l'intensité est liée au réchauffement du bassin *méditerranéen*, qui est la principale source d'absorption d'énergie pour les cyclones (Ranasinghe et al., 2021).

Parallèlement, Il est clair que les forts vents de surface tourbillonnant autour du centre du cyclone ont produit un état de mer sévère avec de fortes vagues. En effet, le modèle de vagues forcé par le modèle *ECMWF 145 IFS* a simulé des hauteurs de vagues significatives  $H_s$  avec des valeurs allant jusqu'à 5 m dans la mer *Ionienne* (Figure I.20). Il convient de noter que les vagues générées par le cyclone *Ianos* se sont propagées sur l'ensemble de la mer *Ionienne*, générant des valeurs maximales de  $H_s$  supérieures à 1,5 m le long des côtes italiennes méridionales, africaines septentrionales et grecques occidentales (Ferrarin et al., 2023).



**Figure I. 20** : Hauteur significative des vagues (couleur dégradée) et direction moyenne des vagues (flèches noires) au cours des 16, 17 et 18 septembre 2020 (Ferrarin et al., 2023).

Il est à noter que l'élévation du niveau de la mer associée aux tempêtes marine peut accentuer l'érosion des plages de sable et avoir ainsi un impact sur les loisirs et le tourisme, en amplifiant la dégradation et la pollution des côtes (IPCC, 2023). En raison des lignes côtières densément peuplées de la mer *Méditerranée*, les *Medicanes* ont un fort potentiel de dommages, de ce fait, une meilleure connaissance de ces tempêtes est nécessaire pour prévenir et réduire le nombre de victimes et l'impact des systèmes sur les sociétés *méditerranéennes*.

## **Chapitre 3 :**

# **La baie d'Alger : climat, forçages et morphologie.**

*« Cette côte qu'elle façonne ainsi,  
la mer l'a créée elle-même »  
Ingénieur Hydrographe de la  
Marine M.G. Héraud, 1878*

## 1.6. Contexte géographique

### 1.6.1. Localisation générale

La baie d'Alger, géographiquement positionnée à 36°48' N 02°57' E et 36°48' N 03°13'E, se situe au cœur du littoral *algérois* (Figure I.21), et s'inscrit en creux dans la plaine de la *Mitidja*. Elle est caractérisée par sa forme semi-circulaire avec une ouverture d'environ 18 km d'Est en Ouest et 7 km du Nord au Sud. La majorité des plages sableuses sont situées à l'est de cette baie.

Elle est limitée à l'Est par le *Cap Matifou*, à l'Ouest par la *pointe Pescade* (massif de *Bouzareah*), au Nord par la mer *méditerranée* et au Sud par la plaine de la *Mitidja*. Sa superficie approximative est d'environ 180 km<sup>2</sup>, et une ligne côtière qui s'étend sur environ 20 km.

### 1.6.2. Localisation de site d'étude

Le site d'étude est situé sur la moitié Est de la baie d'Alger, plus précisément entre oued *el Harrach* à l'Ouest et le *cap Matifou* à l'Est. Dix « 10 » plages sableuses ont été considérées dans cette présente étude, très anthropisées et à la fois très convoitées par les estivants (Figure I.21), dont les caractéristiques sont rapportées dans le Tableau I.1.

**Tableau I.1** : Inventaire des plages sableuses de la partie Est de la baie d'Alger.

Plages	Commune	Largeur maximale (m)	Longueur (m)	Capacité d'accueil (estivants)
<i>Tamentfoust-Est</i>	El Marsa	25	320	≈ 1500
<i>Ondines Nord</i>	Bordj El Bahri	08	241	≈ 500
<i>Ondines Sud</i>	Bordj El Bahri	15	409	≈ 1500
<i>Alger plage</i>	Bordj El Bahri	24	175	≈ 1100
<i>La Frégate</i>	Bordj El Bahri	15	75	≈ 300
<i>Stamboul</i>	Bordj El Kiffan	20	540	≈ 1000
<i>Bateau cassé</i>	Bordj El Kiffan	72	1119	≈ 9000
<i>Verte rive</i>	Bordj El Kiffan	55	413	≈ 1300
<i>Sirène II</i>	Bordj El Kiffan	45	134	≈ 1500
<i>Mazela</i>	El Mohammadia	31	420	≈ 1100

Les plages de sable, la plaine alluviale et les embouchures de rivière sont les particularités de notre zone d'étude.

## 1.7. Cadre géomorphologique

La baie d'Alger composée essentiellement de plages de poche, de promontoires rocheux et de falaises subit une érosion significative (Maouche, 1987). Plusieurs oueds débouchent dans la baie, dont les plus importants sont oued *El Harrach*, oued *El Hamiz* et oued *Koriche*, caractérisés fréquemment par des inondations comme ce fut dramatiquement le cas en 2001 pour ce dernier. La plaine est aussi bordée par la présence des reliefs prononcés (zone Est, montagne de *Bouzareah*) qui sont sujets à des glissements de terrain, des risques de coulée de boue...etc. (EGIS EAU, IAU-IDF, 2013). Le plateau continental de la baie d'Alger est relativement large d'environ 9 km. Cependant, aux deux points extrêmes de la baie, on constate qu'il se réduit à une largeur maximale de 1 km. Le fond de la baie est en pente douce uniforme de l'isobathe 0 m à celle des 100 m (PAC, 2005).

### 1.7.1. Les plages

Le long de la côte de la zone d'étude, plusieurs types de plages se succèdent dans les paysages littoraux de la côte de la métropole algéroise.

Les plages se développent principalement entre la plage *Tamentfoust-Est* à l'Est et l'embouchure d'oued *El Harrach* à l'Ouest (mis à part les plages artificielles récemment créées au niveau des *Sablettes*).

De nombreuses structures de protection ont été construites pour limiter le recul du rivage (mur de soutènement, brise-lames...) sans que ces équipements montrent une réelle efficacité à moyen terme.

### 1.7.2. Les dunes

Les dunes forment une petite barrière sablo-gréseuse allongée parallèlement au rivage et se développent à l'Ouest à partir de la rive droite de l'oued *El Hamiz* et entre l'embouchure d'oued *El Harrach* et la plage de *Lido*. Au niveau de *Bordj El Kiffan*, suite à la surexploitation du site liée essentiellement à l'urbanisation anarchique, les dunes sont devenues des formes absentes au niveau de toutes les plages de cette zone. Cependant, quelques traces subsistent au niveau de la plage *Bateau cassé* et au niveau de la plage *Ondine Nord*. Ces dunes subissent une dégradation très avancée et sont en voie de disparition.

### 1.7.3. Les falaises

Les roches dures volcaniques rencontrées au niveau de *cap Matifou* qui résistent mieux à l'érosion marine forment le plus souvent une barrière naturelle aux transports sédimentaires longitudinal.

Les falaises prennent naissance à la limite de la plage *Ondine Nord* sur une longueur de 389 m. Ces falaises sont constituées de roches cristallophylliennes (les gneiss, les schistes et les micaschistes) et de dépôts marins à sables rouges poudingues et grés grossiers et des dunes consolidées (Maouche, 1987).

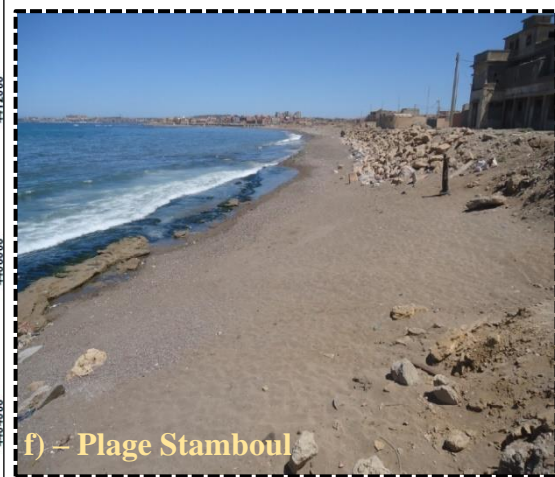
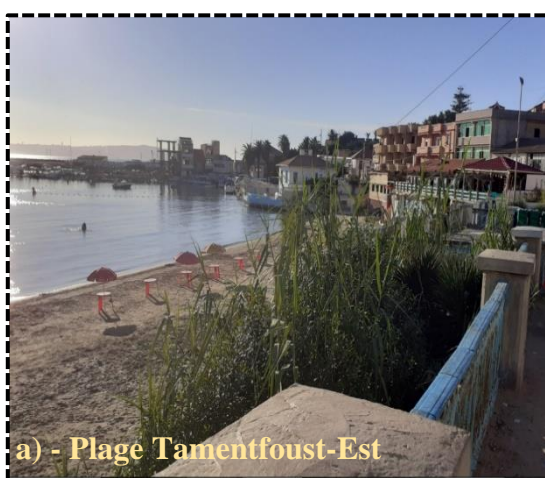


Figure I. 21: Localisation géographique de la zone d'étude

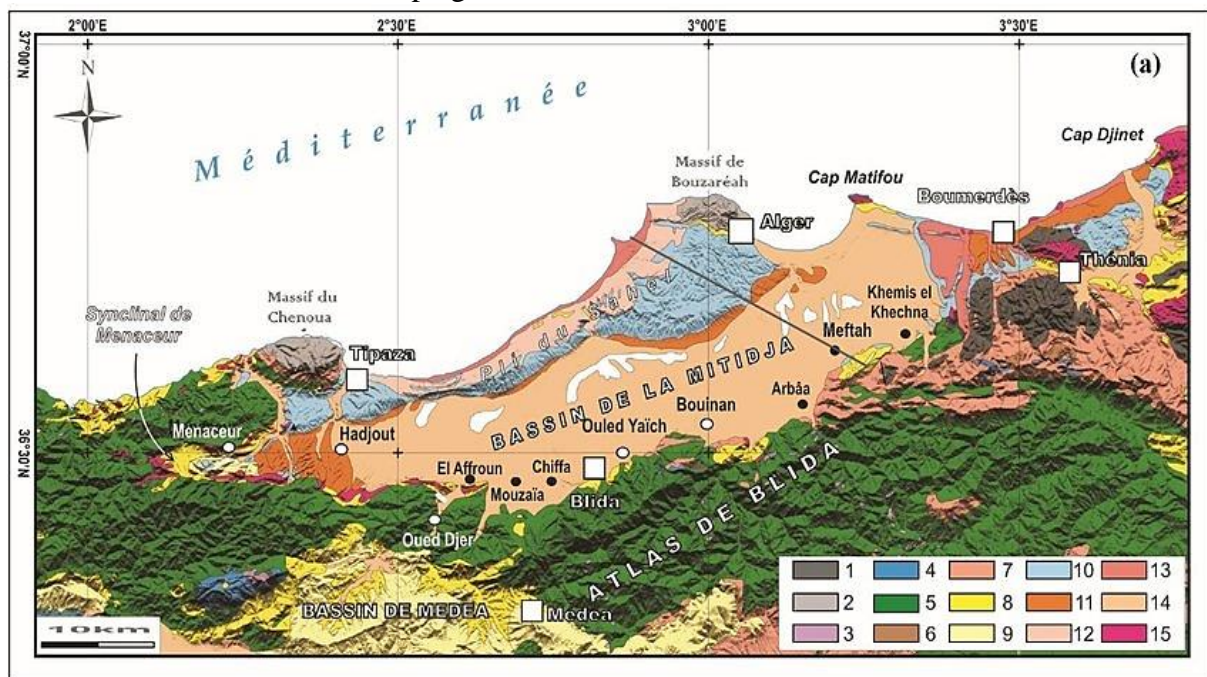
## 1.8. Cadre géologique

La géologie de la région *algéroise* est constituée d'un socle métamorphique primaire, bordé de part et d'autre de dépôts sédimentaires du *Sahel* et de la *Mitidja* (Domzig, 2006).

La côte *algéroise* entre *cap Djinet* à l'Est et *mont Chenoua* à l'Ouest est caractérisée par une diversité des paysages morphologiques. Elle a été façonnée par son histoire géologique locale où Lithologique (Atroune, 2012). La structure géologique et les mouvements tectoniques verticaux ont joué un rôle essentiel dans la formation des paysages actuels de cette côte.

La carte géologique de la région *algéroise* (Figure I.22), montre les principaux affleurements des terrains constituant ce secteur et qui se résument aux domaines suivants (Domzig, 2006):

- Le socle (couleur : violet) représenté par les terrains métamorphiques (formés principalement de schistes et micaschistes, gneiss, pegmatites) qui affleurent dans plusieurs rochers répandus le long de la côte, *Chenoua*, presque île de *Sidi Fredj*, Massif d'*Alger* (*Bouzaréah*) et *cap Matifou* ;
- Les terrains sédimentaires sont représentés par le Miocène (couleur jaune pâle noté *m*) et le Pliocène sont très développés dans ce secteur, particulièrement au niveau des falaises, du bourrelet et du plateau-plaine (extrémité NE du bassin de la *Mitidja*).
- Les terrains Quaternaires sont représentés par : des dépôts continentaux et localement marins, des dunes et des plages.



1 : Terrains métamorphiques ; 2 : Socle primaire ; 3 : Trias ; 4 : Jurassique ; 5 : Crétacé ; 6 : Eocène ; 7 : Oligocène ; 8 : Miocène anté-nappes ; 10 : Pliocène ; 11 : Villafranchien ; 12 : Calabrien ; 13 : Quaternaire marin ; 14 : Quaternaire continental ; 15 : Magmatisme indifférencié.

**Figure I. 22:** Carte morpho-géologique du bassin de la *Mitidja* et ses environs (Bennie & Partners and Atkins, 1981; Glangeaud, 1952)

Il est à noter que ces dépôts quaternaires constituent l'essentiel des affleurements rencontrés dans les baies de *Bou Ismail*, d'*Alger* et de *Zemmouri*.

## 1.9. Stratigraphie de la région

La région *algéroise* a connu une très grande lacune de sédimentation au cours du Secondaire et de base du Tertiaire (Éocène-Oligocène). Seuls le Primaire et le Mio-plio quaternaire y sont représentés, mais la formation la plus importante est celle du Quaternaire (Glangeaud, 1952; Maouche, 1987).

Le faciès du Quaternaire marin, largement représenté tout le long du littoral, présente une succession de couches qui débutent par un calcaire coquillier (connue aussi sous le nom de lumachelle), puis viennent ensuite un grès, les dépôts de plage (qui terminent l'épisode marin) et enfin les dépôts dunaires, plus lapidifiés (terrasses plus récentes). Les dépôts marins peuvent atteindre 10 mètres d'épaisseur alors que les dépôts éoliens atteignent une trentaine de mètres d'épaisseur (Domzig, 2006).

## 1.10. Cadre sismique

Du point de vue tectonique, cette baie a été le siège d'une activité tectonique qui s'est poursuivie jusqu'à une période récente. Cette tectonique, en relation avec le phénomène eustatique, est responsable de l'individualisation de cette zone en plusieurs domaines. Cependant, l'histoire tectonique du Tertiaire est très complexe et semble être à l'origine de toutes les déformations orogéniques actuelles (Atroune, 2012).

La zone côtière *algérienne* et le *Tell* constituent des zones de forte sismicité. Des séismes dévastateurs y ont été enregistrés. L'ampleur des dégâts est due non seulement à la magnitude atteinte et au caractère superficiel des séismes, mais également au fait que la majeure partie de la population *algérienne* y réside. L'activité sismique génère également des risques de tsunamis (Otmani et al., 2020).

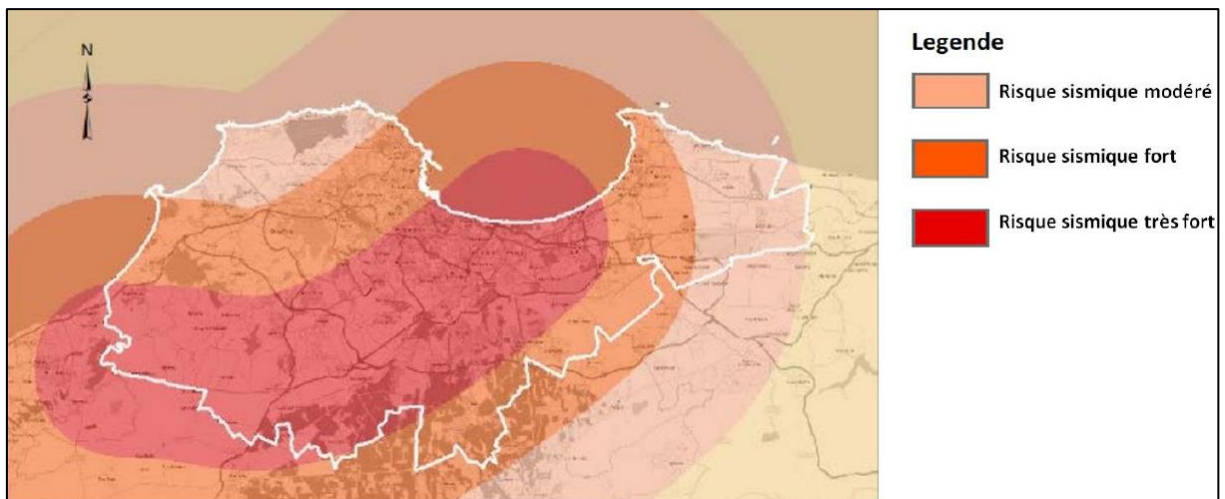
Récemment, (Maouche et al., 2009), ont présenté une synthèse des tsunamis historiques qui auraient affecté la côte *algérienne*. Selon ces auteurs, les séismes auraient donné lieu à des hauteurs de vagues :

- en 1365, jusqu'à 5 m à *Alger*.
- en 1773, 2 m à *Tipaza*,
- en 2003, 1 à 2 m sur la côte *Baléares*.

En outre, (Maouche et al., 2009) n'ont pas exclu que le transport de certains blocs d'environ 200 tonnes le long de la côte soit dû à des tsunamis ayant généré des vagues de 5 à 10 m de hauteur.

Selon le rapport de vulnérabilité établie en 2013 par le ministère de l'aménagement du territoire, de l'environnement et de la ville, il est proposé de retenir (Figure I.23) :

- Les séismes de référence de période de retour de 475 ans relatifs aux failles du *Sahel* et de *Blida* ;
- La faille du *Sahel* semble être la plus dangereuse, sur une grande partie du secteur *algérois*.



**Figure I. 23:** Secteurs les plus affectés par les séismes dans la région *algéroise* (MATEV, 2014).

## 1.11. Cadre hydrographique

Le réseau hydrographique joue un rôle important dans l'érosion sédimentaire et le transport des sédiments vers la mer. En effet, l'apport sédimentaire charrié par les oueds intervient efficacement dans l'évolution morphodynamique des plages, il contribue ainsi dans leurs alimentations en sédiments.

La région *algéroise* est alimentée en apports de débit liquide par les oueds, ces cours d'eau prennent leur source dans l'*Atlas Blidéen*, parcours la plaine de la *Mitidja* avant de déboucher en mer. Pour qui est de la baie d'*Alger* nous nous sommes intéressés particulièrement aux apports des grands oueds (oued *El Harrach* et oued *El Hamiz*) qui irriguent notre zone d'étude (Figure I.21), dont les caractéristiques sont rapportées dans le Tableau I.2.

**Tableau I.2 :** Inventaire des cours d'eau dans la zone d'*Alger* (ANRH, 2014).

Cours d'eau	Apports solides (moyenne annuelle) ( $m^3/an$ )	Longueur du principal cours d'eau (km)	Superficie du bassin versant ( $km^2$ )
<i>Oued El Harrach</i>	- (1985)	59	966
	220688 (1999)		
	107114 (2014)		
<i>Oued El Hamiz</i>	716732 (1985)	60	160
	176722 (1999)		
	100226 (2014)		

## 1.12. Facteurs météo-marins

La variabilité du climat est généralement associée avec des phases de couplage de phénomènes océaniques et atmosphériques :

### 1.12.1. Facteur météorologie

Selon la classification de *Köppen Csa*, la partie Nord *algérienne* –y compris le climat prévalu à la baie d'*Alger*- possède un climat *méditerranéen*.

On peut distinguer un ensemble d'éléments et de facteurs climatiques rapportés en catégorie selon, (Benlatreche, 2006):

- Facteur énergétique : température ;
- Facteur hydrologique : précipitations ;
- Facteur mécanique : pression atmosphérique.

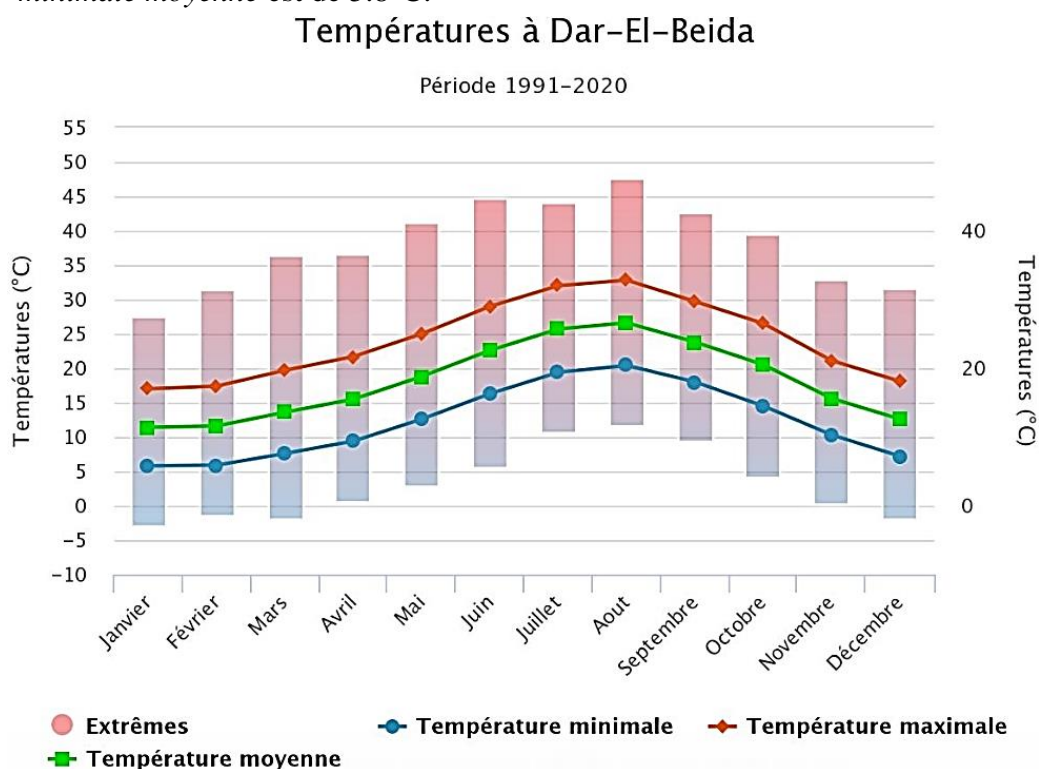
### 1.12.2. La température

Les températures enregistrées sur la plaine littorale *algérienne* se caractérise par un régime thermique de type *méditerranéen* dont le rythme saisonnier est simple (Benyettou and Boukilkha, 2017):

- En été, l'*Algérie* est soumise à l'influence des hautes pressions subtropicales qui, eu égard à sa latitude, donne des temps très chauds, très secs et tempérés, mais seulement, aux bords de mer.
- En hiver, le retrait des hautes pressions vers des latitudes plus basses livre la région à la circulation zonale d'Ouest : un climat plus frais et plus humide.

L'analyse de la variation des valeurs de la température dans la zone d'étude (au niveau de la station de *Dar el beida*) entre 1991 et 2020 (Figure I.24) nous a montré ce qui suit :

- La valeur *maximale* de la température est enregistrée durant le mois d'août (la saison estivale) avec une valeur de 47.5 °C, tandis que la température *maximale moyenne* est de 32.8°C.
- En revanche, la valeur *minimale* de la température est enregistrée durant le mois de janvier (la saison hivernale) avec une valeur de -03 °C, tandis que la température *minimale moyenne* est de 5.8°C.

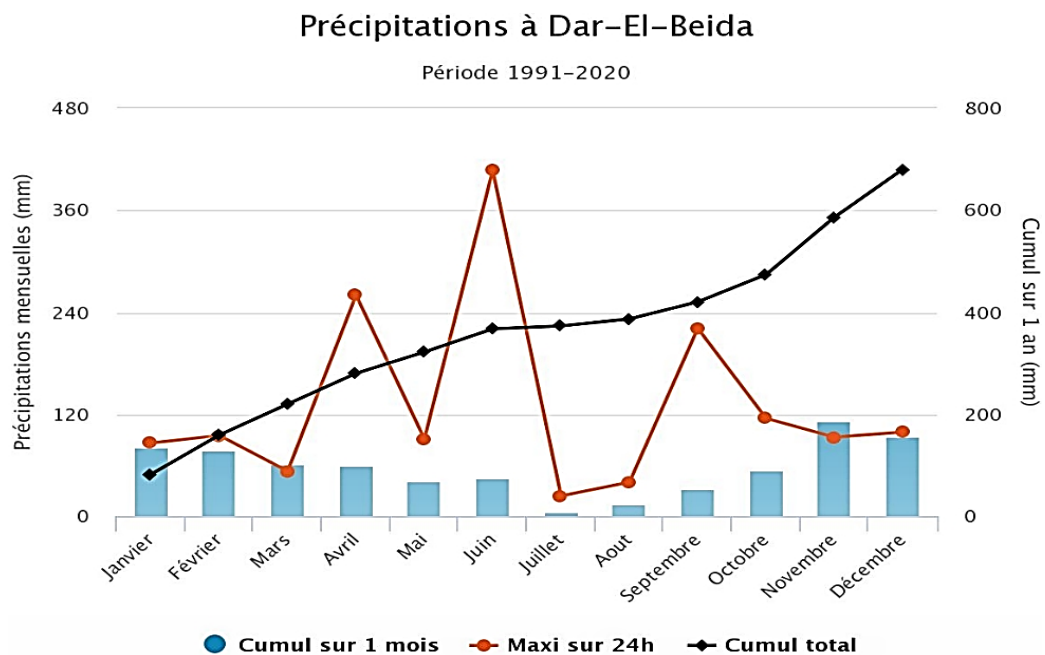


**Figure I. 24:** Diagramme de température [°C] basé sur les données climatiques de la station de *Dar El Beida* entre 1991 et 2020 (Info climat, 2021).

### 1.12.3. Précipitation

Les précipitations au Nord de l'Algérie sont liées à l'arrivée de fronts dépressionnaires du NW, dont l'origine est le plus souvent *Atlantique* (Refes, 2011).

La moyenne des précipitations annuelles entre 1991 et 2020 est de 680.5 mm/an (Figure I.25), en notant que la plupart des précipitations se produisent entre octobre et avril (sauf en cas des événements estivaux *extrêmes* comme le cas d'évènement de 02 Juin 2010 où nous avons enregistré un maximum de précipitation de 407 mm durant 24 h seulement).

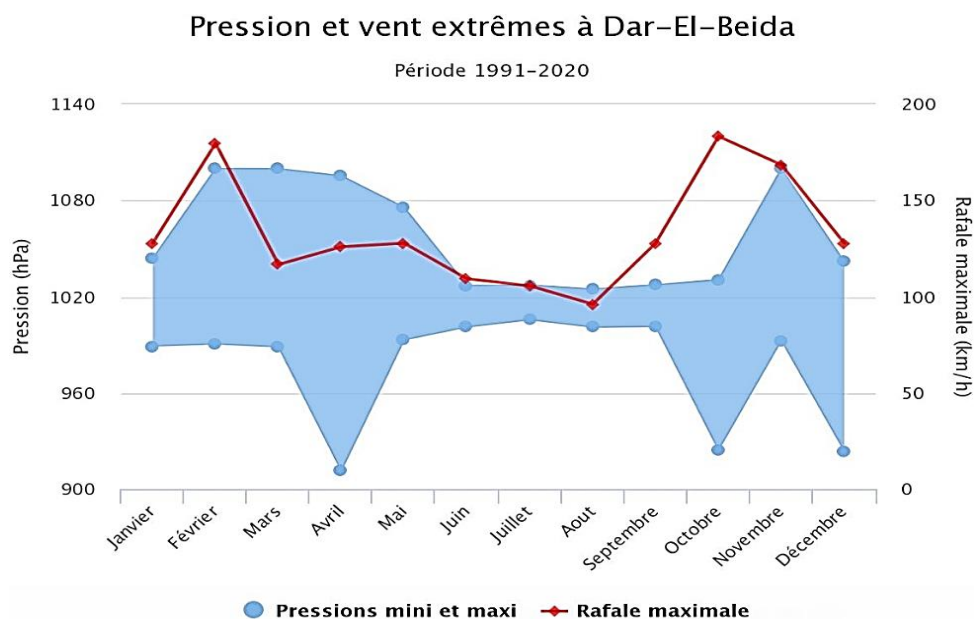


**Figure I. 25:** Diagramme de précipitation [mm] basé sur les données climatiques de la station de *Dar El Beida* entre 1991 et 2020 (Info climat, 2021).

### 1.12.4. Pression atmosphérique

Le suivi de la moyenne des pressions mensuelles au niveau de la zone d'étude est estimé en considérant la période comprise entre 1991 et 2020 (Figure I.26) donnant *un minimum de pression* en avril de 911.5 hpa (l'évènement de 09 avril 2003) et *un maximum* en février de 1099.9 hpa (l'évènement de 21 février 2004).

En hiver, les variations de pression d'air sont plus grandes, tandis qu'en été, les variations sont faibles avec un pourcentage de 95 % couvrant une plage de pression entre 1010 hpa et 1020 hpa.



**Figure I. 26** : Diagramme de pression atmosphérique [*hpa*] et rafale maximale du vent [*km/h*] basé sur les données climatiques de la station de *Dar El Beida* entre 1991 et 2020 (Info climat, 2021).

### 1.13. Facteurs météo-océaniques

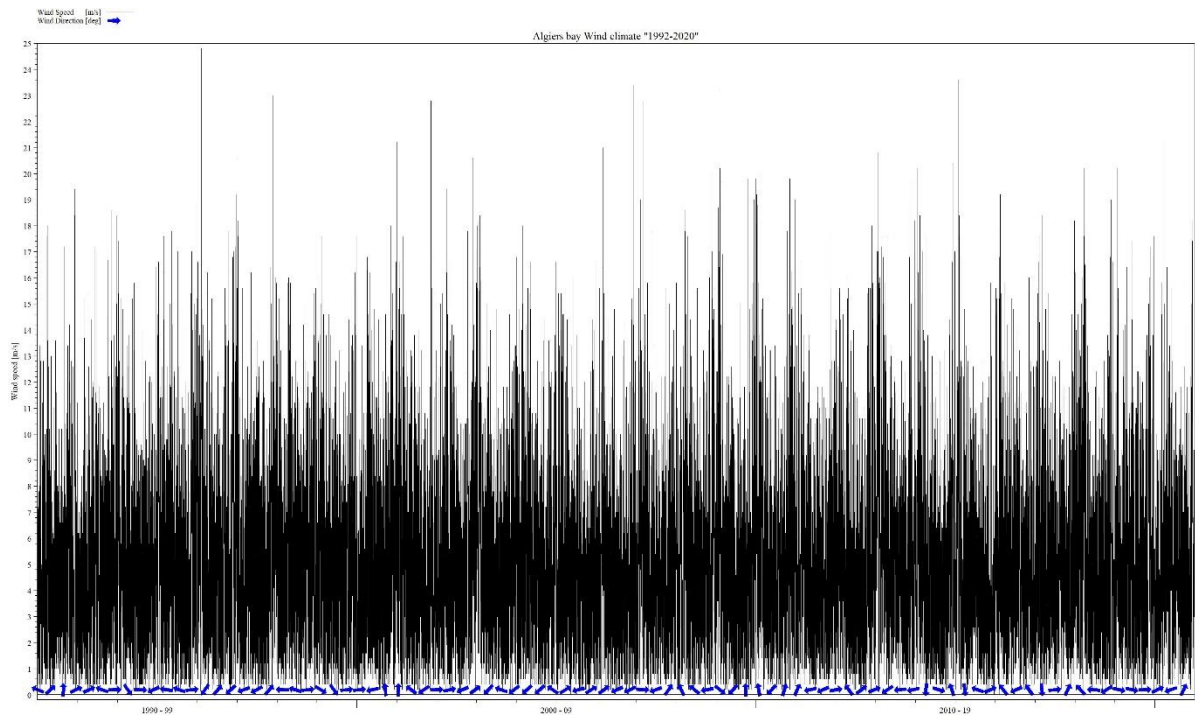
Pour obtenir des estimations fiables sur la morphodynamique, de l'évolution du fond marin et du transport sédimentaire le long des plages sableuses de la baie d'*Alger*, il est impératif de connaître le climat local des vents et des vagues, car le transport sédimentaire est principalement induit par le vent et les courants générés par les vagues (Dahmani et al., 2021).

Pour comprendre les caractéristiques du climat du vent, des vagues et des houles au large et près de la zone d'étude, un ensemble de données climatologiques à long terme a été extrait de (INFOPLAZA, 2021) disponible sur l'internet [www.waveclimate.com](http://www.waveclimate.com), de 1992 à 2020 à un emplacement en eau profonde (profondeur d'eau  $\approx 2000$  m) aux coordonnées 37°N et 3°15'E. Les vagues de cette région couvrent à la fois les mers du vent générées par un vent local et les houles provenant du Nord de la mer *méditerranée* (Dahmani et al., 2021).

Les facteurs océaniques considérées dans cette présente étude sont :

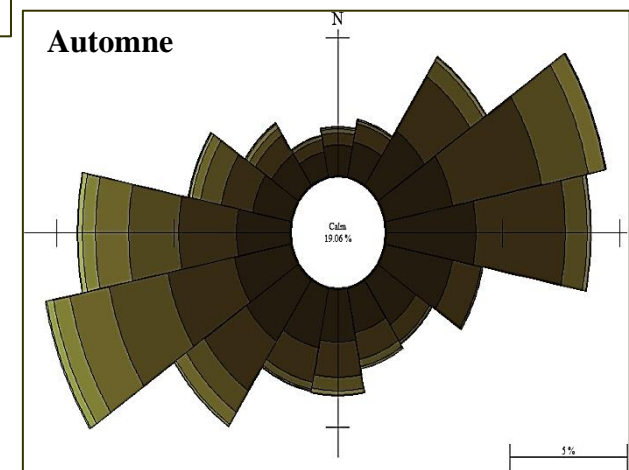
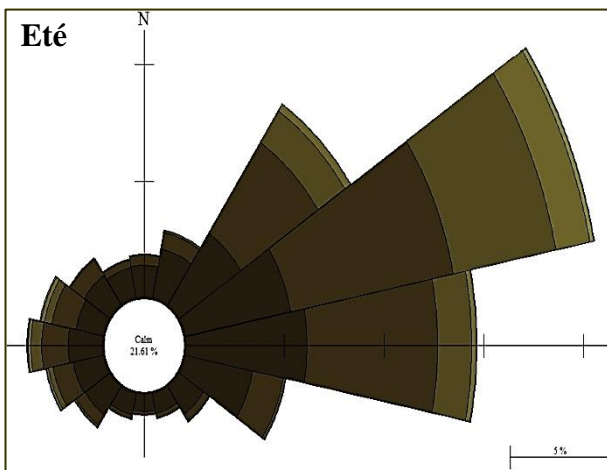
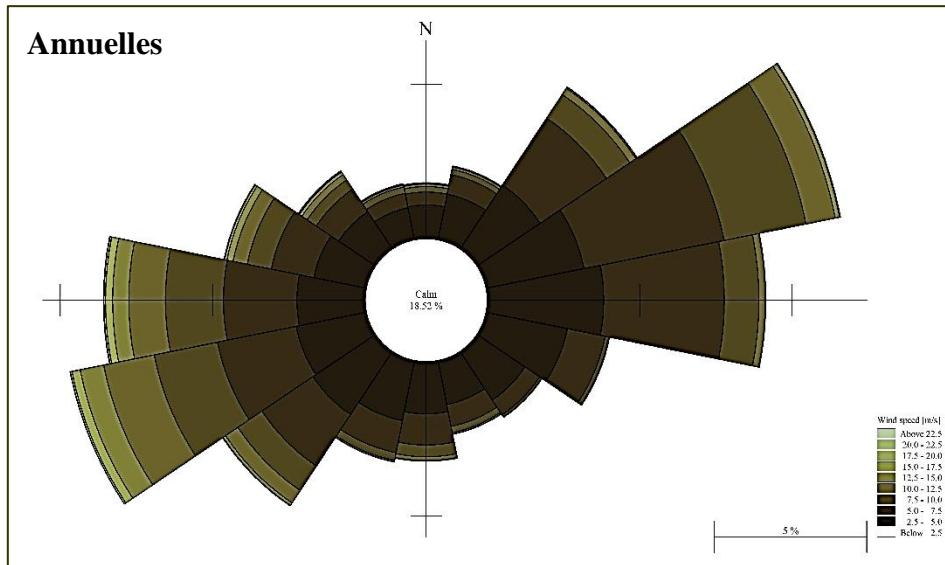
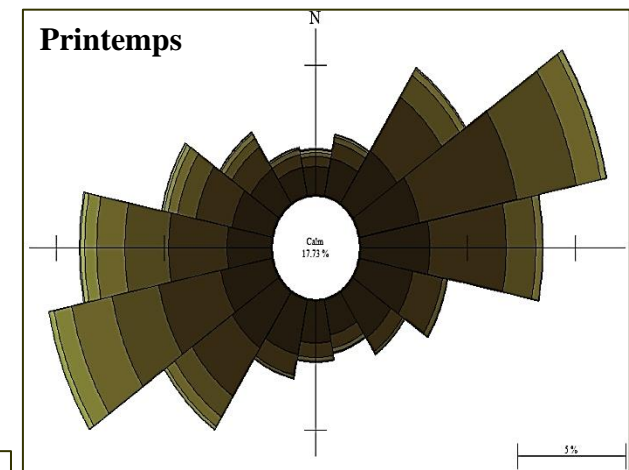
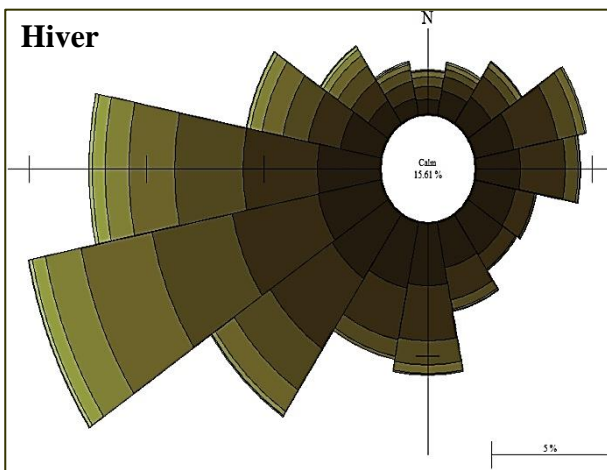
#### 1.13.1. Le vent

Aussi pour une étude du site, le régime des vents doit être une donnée locale que l'on définit par sa fréquence, son intensité et sa direction à partir de l'exploitation des données d'observation étalées sur une assez grande période (Larid, 2015).



**Figure I. 27:** Série temporelle de la vitesse du vent et sa direction correspondante au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.

Le climat du vent au large représenté par la Figure I.27, la Figure I.28 et la Figure I.29 montre deux secteurs principaux du vent : *Le secteur oriental* ( $45^{\circ}$ - $112,5^{\circ}$ ) qui représente environ 36 % des observations, avec une vitesse maximale du vent pouvant atteindre des valeurs de  $22\text{ m/s}$ , et *le secteur occidental* ( $222,5^{\circ}$ - $292,5^{\circ}$ ) qui représente environ 33,5 % des observations, avec une vitesse maximale du vent atteignant  $24,8\text{ m/s}$ .



**Figure I. 28:** Roses des vents annuelles et saisonnières au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.

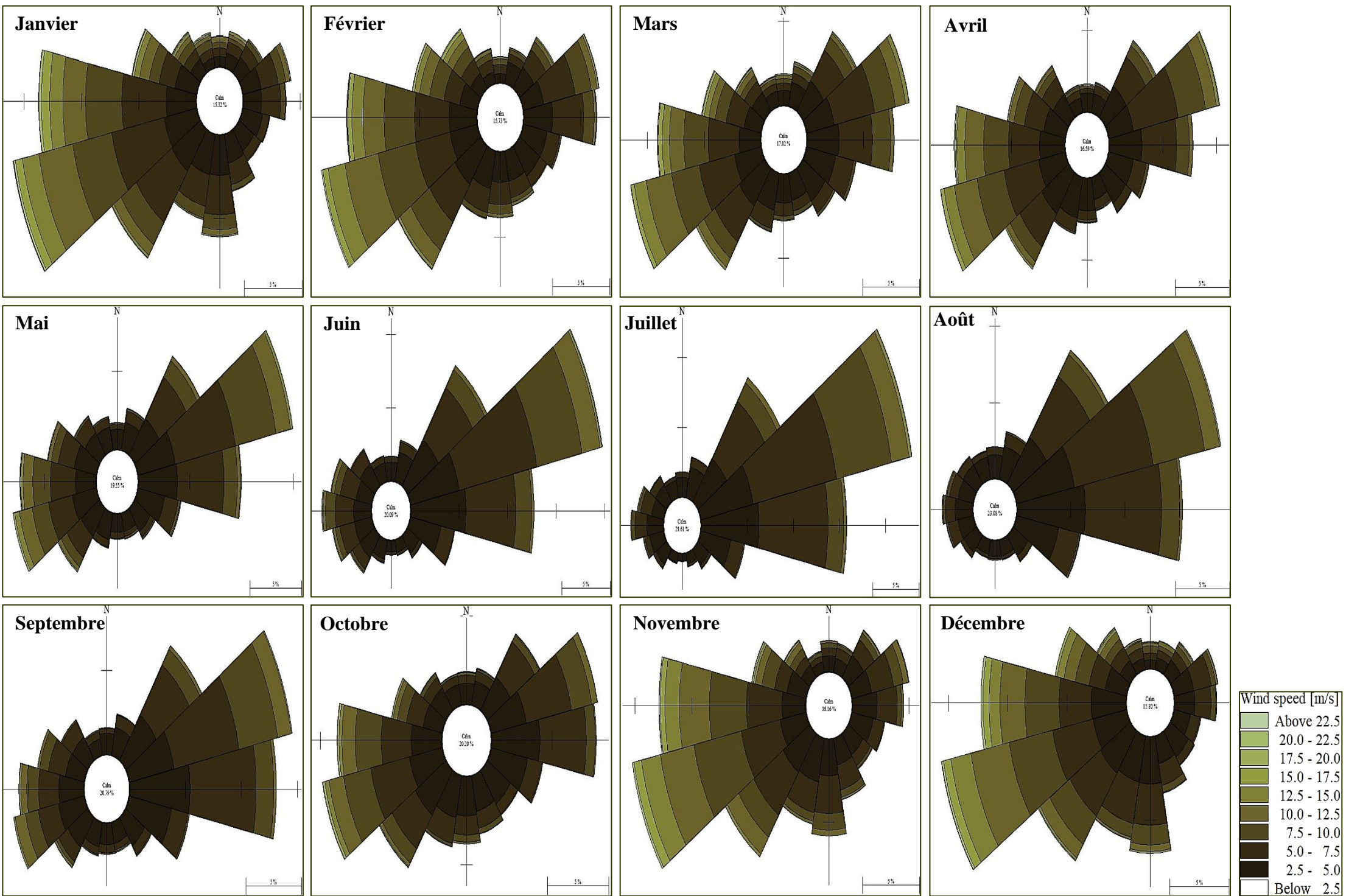
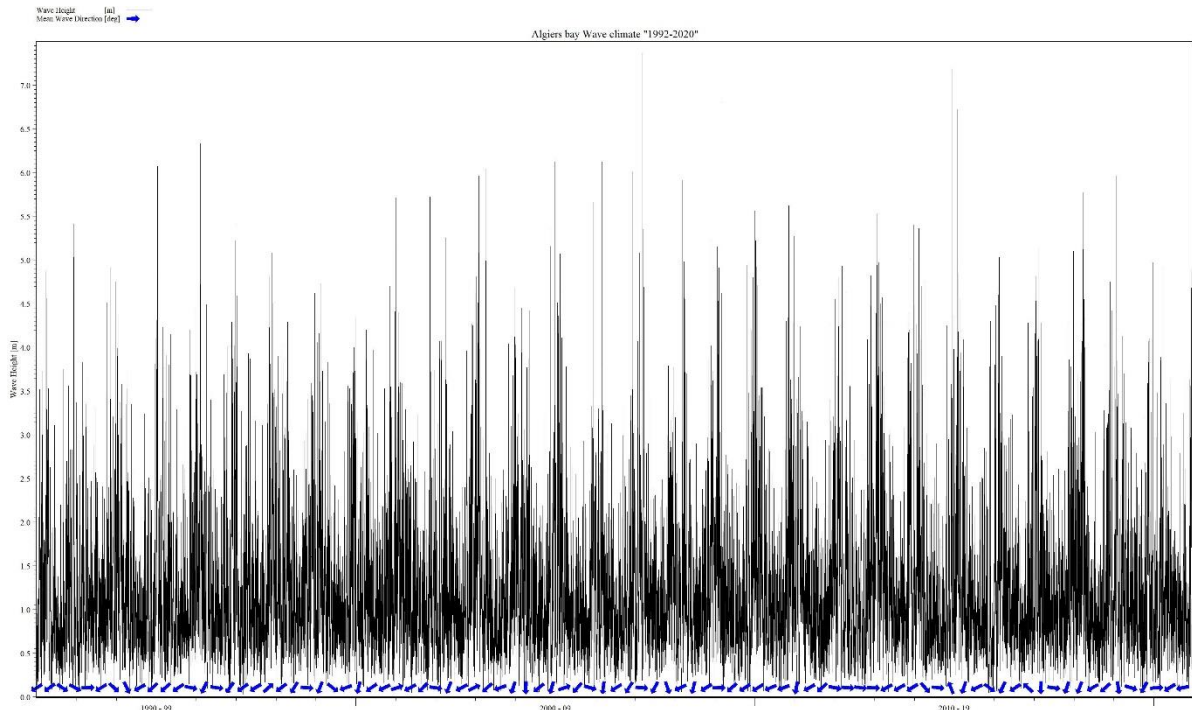


Figure I. 29 : Roses des vents mensuelles au large de la baie d'Algiers réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.

### 1.13.2. Les houles

D'après la Figure I.30, la Figure I.31 et la Figure I.32, les directions des vagues dominantes de secteur Est ( $22,5^\circ$ ,  $67,5^\circ$ ) et de secteur Ouest ( $270^\circ$ ,  $292,5^\circ$ ) correspondent aux directions de vent les plus fréquentes.



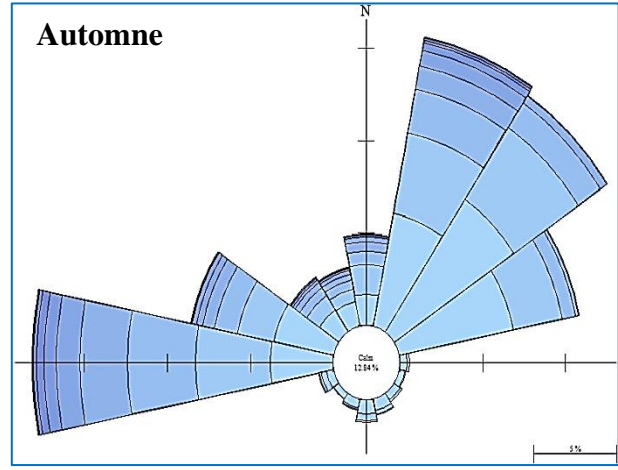
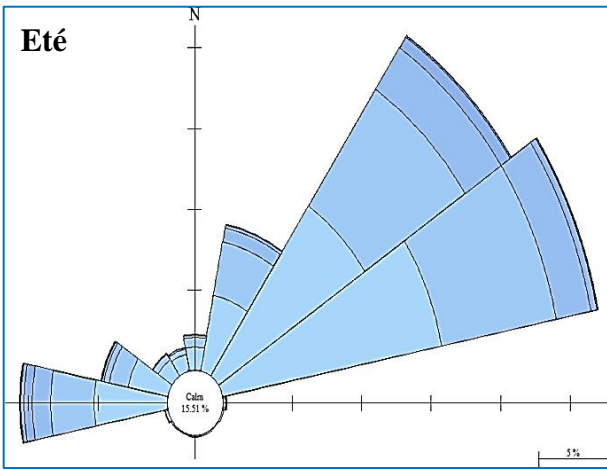
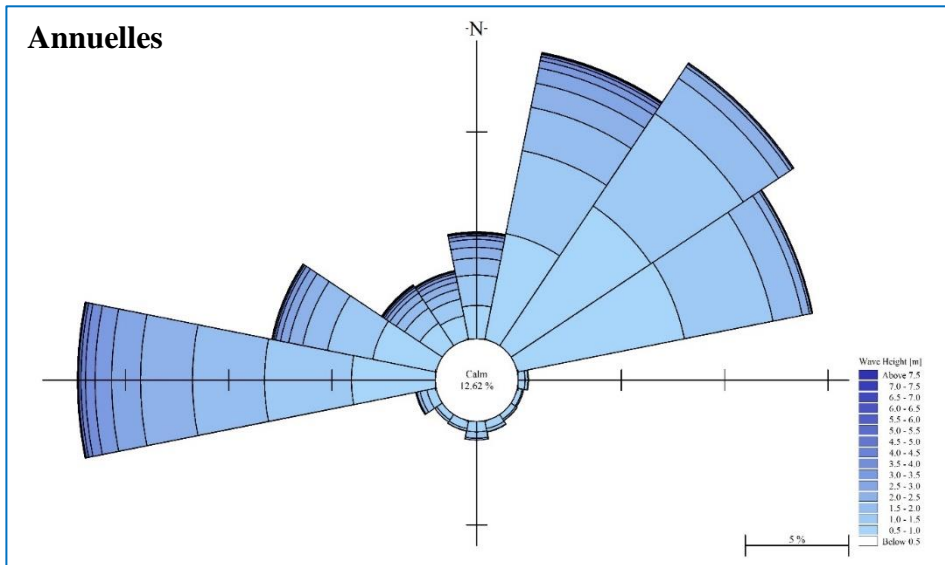
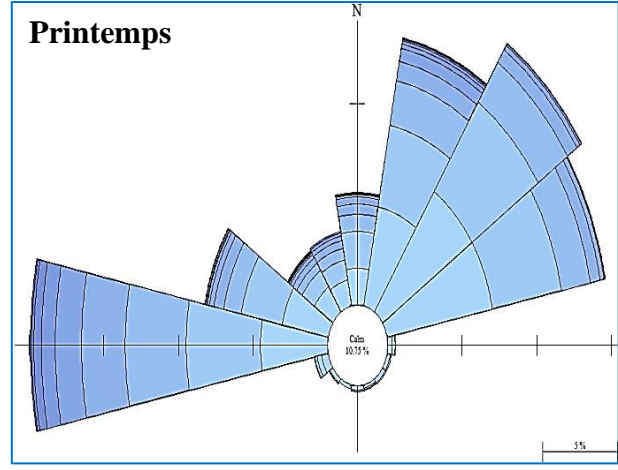
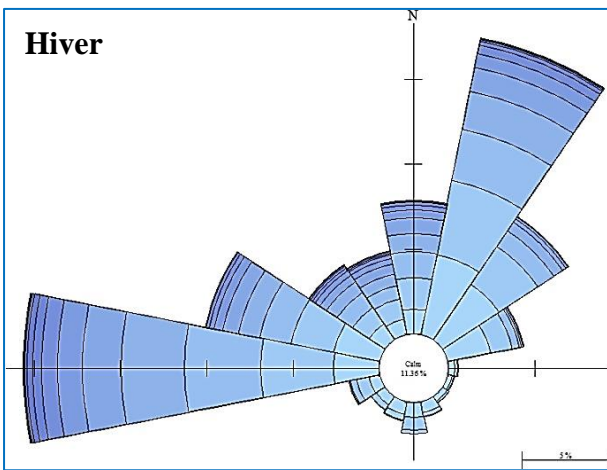
**Figure I. 30** : Série temporelle de la hauteur significative de la houle et sa direction correspondante au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.

A propos des roses des vents saisonnières (Figure I.28), il a été observé qu'environ 38% des vents soufflent en provenance de l'Ouest en hiver et que ces vents sont relativement intenses ( $U_{10} > 15 \text{ m/s}$ ). En revanche, pendant l'été, les vents soufflant de l'Est deviennent plus fréquents ; ils représentent plus de 50% des observations. Par ailleurs, la vitesse maximale du vent en été ne dépasse en aucun cas  $17,4 \text{ m/s}$ .

D'après la Figure I.29 et la Figure I.32, les directions des vagues dominantes (secteurs NNE ( $22,5^\circ$ ,  $67,5^\circ$ ) et ONO ( $270^\circ$ ,  $292,5^\circ$ )) correspondent aux directions de vent les plus fréquentes.

En ce qui concerne les roses des vagues saisonnières (Figure I.31), il a été observé qu'environ 40% des vagues s'approchaient de l'Ouest en hiver et que ces vagues étaient généralement de plus haute énergie ( $H_s > 2 \text{ m}$ ). Alors que, durant l'été, les vagues du secteur Nord-Est deviennent plus fréquentes ; elles représentent près de 67,5% des observations. En effet, la hauteur maximale significative des vagues en été ne dépasse pas  $2,5 \text{ m}$ .

Les hauteurs de vagues significatives les plus fortes ( $H_s > 4 \text{ m}$ ) s'approchaient de l'Ouest, du Nord, du Nord-Nord-Est et ; représentent près de 1 % des observations, ce qui est dû aux vents forts pendant la période hivernale et les tempêtes. Il a également été observé qu'environ 47% des vagues s'approchaient de  $270^\circ$  à  $67,5^\circ$  dans le sens des aiguilles d'une montre avec  $H_s < 1 \text{ m}$ .



**Figure I. 31:** Roses des houles annuelles et saisonnières au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.

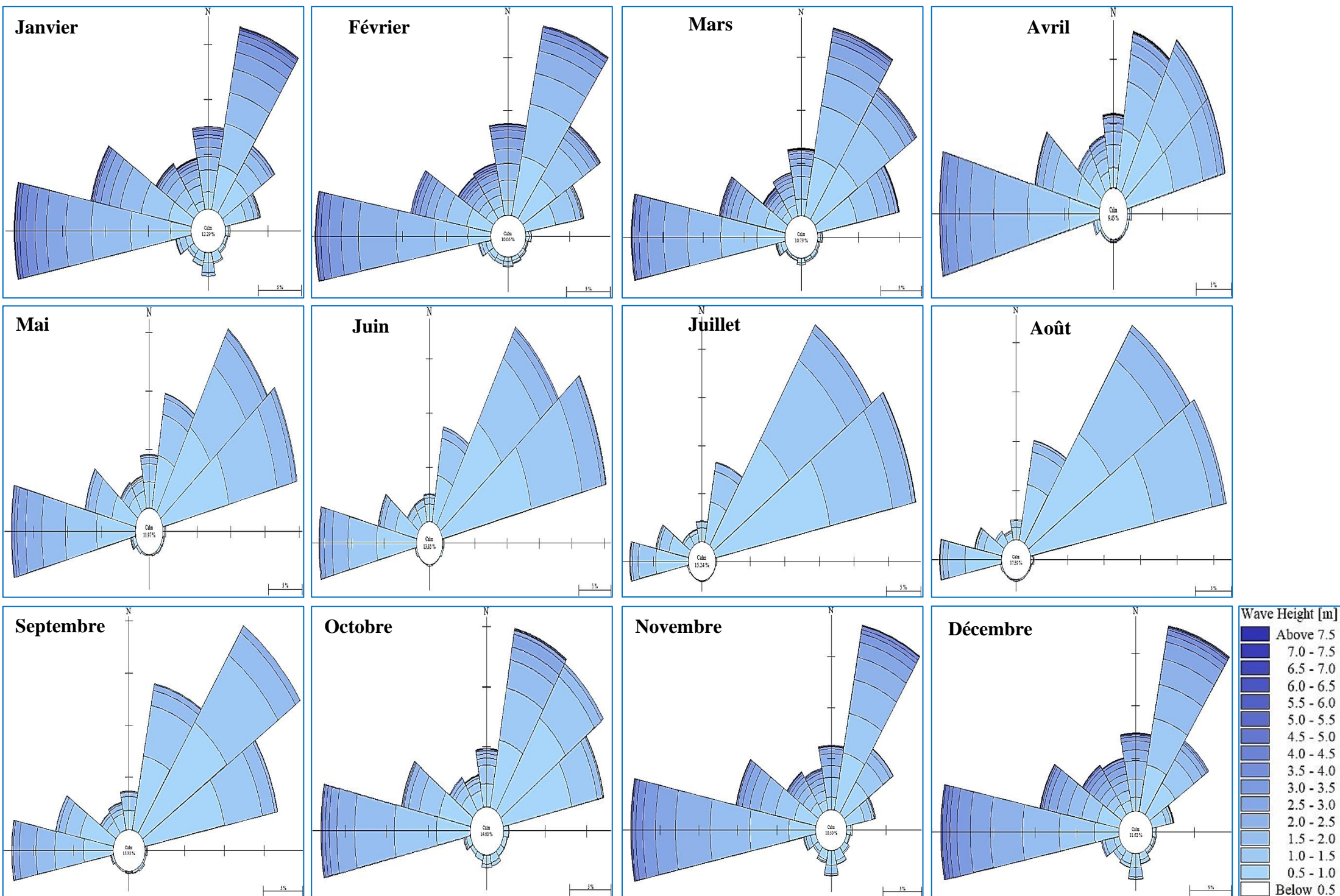


Figure I. 32: Roses des houles mensuelles au large de la baie d'Algiers réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.

### 1.13.3. La circulation océanique

#### 1.13.3.1. Courantologie générale

La circulation d'un courant le long des côtes africaines est appelée « *courant algérien* ». Il est défini comme une veine d'eau de surface près du méridien 0°, avec les caractéristiques suivantes : une largeur de l'ordre 50 Km, une profondeur maximale de l'ordre de 150 m, une vitesse maximale supérieure à 50 cm/s (Benzohra, 1993).

La dynamique courantologique concrétisée par une des branches du courant d'origine *Atlantique* venant de *Gibraltar* (la côte *Espagnole*) aux environs d'*Almeria* à l'Est, pour rejoindre la côte *algérienne* aux environs d'*Oran*, (Boutiba, 1992). Les eaux *atlantiques* (plus froides) entrent en surface dans la *Méditerranée* (plus chaudes), ces dernières, sortent dans l'*Atlantique* par le fond du détroit de *Gibraltar* en formant une veine d'eau *méditerranéenne* (Figure I.33).

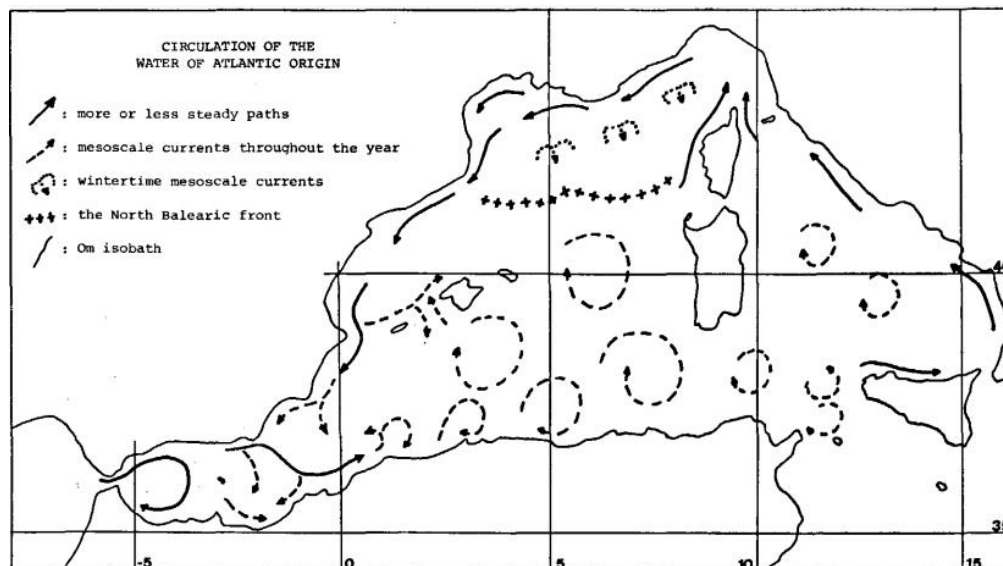


Figure I. 33: Circulation de l'eau d'origine *Atlantique* dans le bassin occidental méditerranéen (Millot, 1987).

#### 1.13.3.2. Courantologie côtière

Le courant *algérien* (qui domine au large de la région d'étude), contrairement à ce qui était largement admis, serait un courant turbulent qui se déplacerait d'Ouest en Est en tourbillons croissants (Millot, 1987). Ce courant d'origine *Atlantique* se déplace d'Ouest en Est le long des côtes *algériennes* sous l'effet de la force de Coriolis (Figure I.33). Ce courant général entre 1° et 2° est devenu instable pour former des Tourbillons anticycloniques accompagnés de phénomènes d'*upwelling* (la remontée d'eau) (Millot, 1987). Encore très sensible au large de l'*algérois* (vitesse = 0,7 nœud), son action va en diminuant vers l'Est du bassin occidental de la *méditerranée* (LEM, 1996).

#### 1.13.4. Les marées

En ce qui concerne les marées (qui sont principalement le résultat de l'attraction de la lune et du soleil et de la rotation de la terre sur elle-même), les variations du niveau moyen de la mer sont faibles dans la baie d'Alger. La marée astronomique est micro-tidale (un marnage  $< 2$  m) et semi-diurne. En moyenne, la marée de vive-eau est de 25-30 cm et la marée de morte-eau de 5-15 cm.

Une approche plus au moins exhaustive sur la somme de nombreuses composantes, baptisées *ondes de marée* au niveau de la baie d'Alger a été établie afin de déceler la contribution individuelle de chaque composante. Les résultats obtenus sont les suivants (Agresti, 2018; Arabelos et al., 2011; Cartwright and Edden, 1973; Dahmani et al., 2021; de Toro et al., 1995; Lozano and Candela, 1995; Palma et al., 2020; Poulain and Centurioni, 2015; Vieira and Llaca, 1992) :

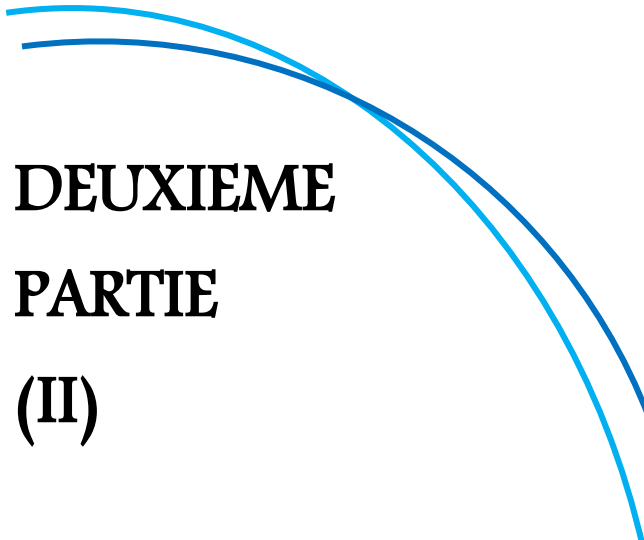
**M2** (*Principale lunaire de la composante Semi-diurne*), amplitude = 0.024 m, phase = 219.3° ;

**O1** (*Principale lunaire de la composante diurne*), amplitude = 0.02 m, phase = 100° ;

**S2** (*Principale solaire de la composante Semi-diurne*), amplitude = 0.008 m, phase = 239.7° ;

**N2** (*Majeure lunaire elliptique de la composante Semi-diurne*), amplitude = 0.005 m, phase = 219.3° ;

**K1** (*Déclinaison luni-solaire de la composante diurne*), amplitude = 0.04 m, phase = 180°.



**DEUXIEME  
PARTIE  
(II)**

**Cadre  
Méthodologique,  
Instrumentation et  
Analyse des  
données**

# Chapitre 1 :

# Instrumentation et base de données.

*« Un bon capitaine transforme l'Atlantique  
en Méditerranée; un mauvais capitaine  
transforme la Méditerranée en Atlantique. »*  
*Le Périples de Baldassare (2000)*  
*de Amin Maalouf*

## Introduction

Le choix des sites d'études (les 10 plages de la baie d'Alger) s'est fait en fonction des connaissances que nous avons déjà sur la partie terrestre.

Les mesures de terrain (courantomètres, sondeur mono-faisceau, pièges à sédiments...) nous ont permis d'appréhender et d'enregistrer le comportement hydro-sédimentaire de la zone d'étude. Dans un second temps, les mesures de terrain nous ont permis d'assurer la calibration et la validation du modèle numérique mis en place (*Mike 21/3 Integrated model*).

Or, plusieurs études ont démontré l'importance des processus hydrodynamiques et sédimentaires qui ont lieu dans l'avant-plage et la zone de déferlement des vagues (Hoefel and Elgar, 2003; Stive and Reniers, 2003; Wright and Short, 1984). En effet, une bonne connaissance du stock sédimentaire présent dans l'avant-plage est parfois essentielle pour comprendre les processus de développement des plages et des dunes (Houser, 2009).

## 2.1. Données météorologiques et hydrodynamiques

### 2.1.1. Les données d'état de mer

Plusieurs sources de données nous permettent d'appréhender le climat de vague et de caractériser des événements spécifiques en matière d'état de mer. Ces séries temporelles ont des longueurs et des emprises temporelles différentes qui se recoupent en partie sur certaines périodes. Ces données sont issues à la fois de mesures in situ et de simulations de réanalyses.

#### 2.1.1.1. Mesures directes (Houlographe Omni directionnelle)

Une bouée houlographe -Omni directionnelle type : *DATWELL*- gérée par l'*ONSM*, affiche des mesures en temps réel au cours de la période comprise entre 01/10/1998 et 31/03/1999. Celle-ci est localisée à 4.5 km au Nord du cap *Matifou* (localisation GPS : 36°51' N, 3°13' E) par une profondeur moyenne de 50 m (Figure II.1) et mesure la plupart des paramètres des vagues (hauteur, direction, période ...etc.) avec une résolution temporelle de 03 h.

La série temporelle comporte quelques lacunes à cause de brefs dysfonctionnements de la bouée (moins de 05 % sur ladite période).

Bien que la longueur des séries temporelles de cette bouée soit relativement courte (05 mois) en comparaison avec les réanalyses numériques d'*INFOPLAZA* databases (29 ans de données), nous avons choisi cette base de données de la bouée houlographe car elle représente le seul témoin historique des enregistrements d'états de mer au large de la zone d'étude. En l'absence d'observations historiques, la validation est impossible.

#### 2.1.1.2. La base de données *INFOPLAZA*

La base de données *INFOPLAZA* est une réanalyse d'états de mer, simulée par *Infoplaza Marine Weather* à l'aide du modèle *WAVEWATCH III* encore amélioré en interne. Le modèle fonctionne à la fois en mode "*hindcast*" et "*forecast*", sur une grille globale structurée ainsi que sur plusieurs grilles régionales.

Les variables simulées sont enregistrées à chacun des nœuds du maillage par pas de 03 h, couvrant la baie d'Alger de 01/01/1992 à 31/12/2020, soit 29 années de données.

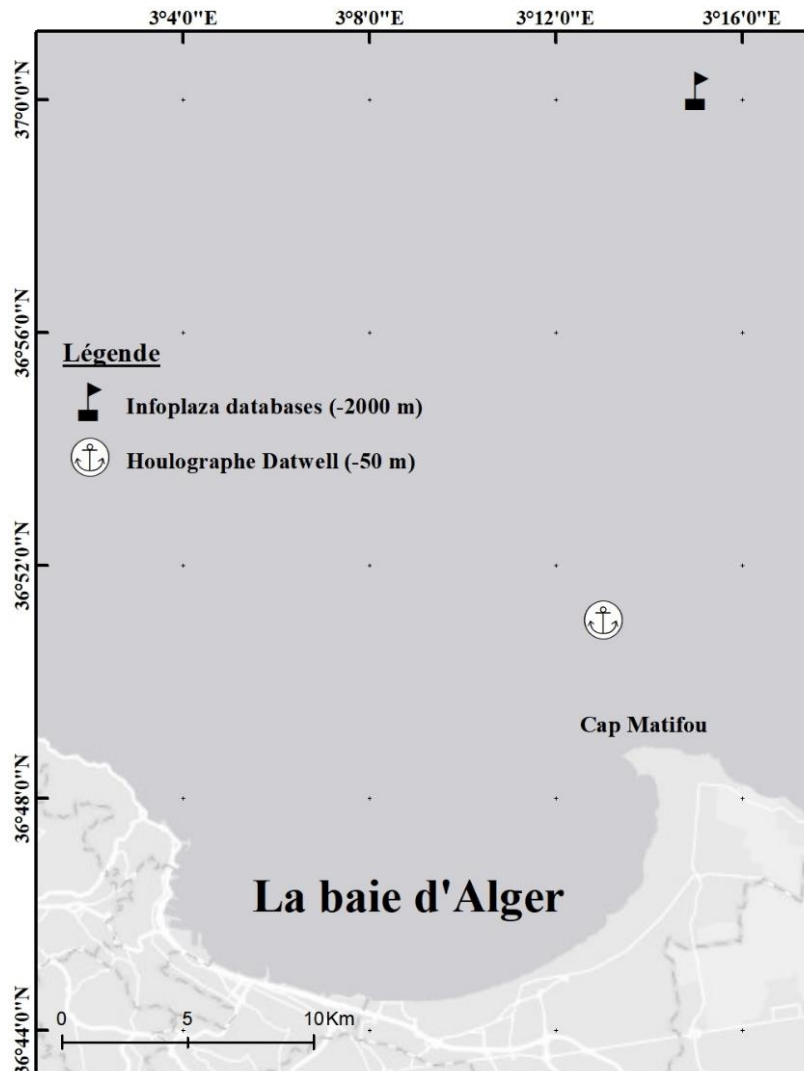
On retrouve des paramètres de vagues dont ceux utilisés dans cette thèse :

- La hauteur significative ( $m$ ),
- La fréquence pic ( $s^{-1}$ ) qui est l'inverse de la période pic ( $s$ ) utilisée ensuite,
- La direction moyenne de la houle ( $^{\circ}$ ),

Certaines variables météorologiques ont aussi été utilisées comme la vitesse ( $m/s$ ) et la direction du vent ( $^{\circ}$ ).

Les paramètres ont été extraits pour un point situé le plus proche possible de la bouée houlographe de l'ONSM à un emplacement en eau profonde (profondeur d'eau  $\approx 2000 m$ ) aux coordonnées  $37^{\circ}N$  et  $3^{\circ}15' E$  (Figure II.1).

Bien que situé (le point d'extraction par rapport à la bouée houlographe) dans un secteur où les vagues ont déjà subi des modifications plus au moins importantes (notamment le phénomène de réfraction de la houle), seul ce dernier (le point d'extraction) a été analysé, car d'une part la longueur de la série temporelle est clairement considérable (29 années) et d'autre part elle recouvre toute la période étudiée spécifiquement dans le cadre de cette présente étude.



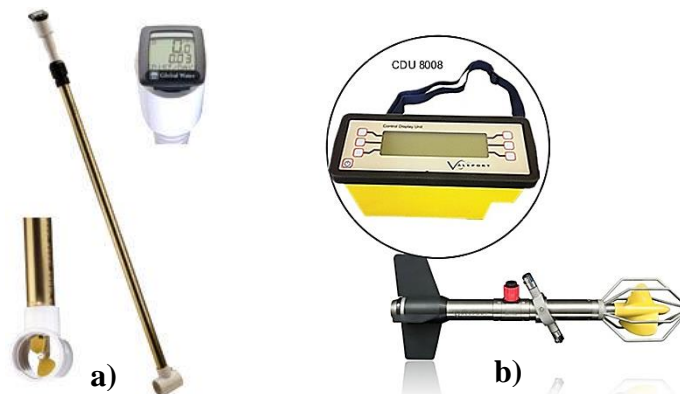
**Figure II.1** : Localisation de station et point d'extraction des données météo-marines.

### 2.1.2. Données Courantologique

Les campagnes hydrodynamiques effectuées dans cette présente étude (Figure II.6 et Tableau II.2) ont permis d'identifier et de caractériser les différents régimes hydrodynamiques présents à la baie d'Alger (notamment au niveau de la zone de déferlement).

L'objectif était aussi de tester la validité du modèle numérique *MIKE 21/3 Integrated models* et de mettre en évidence la capacité de ce modèle numérique à décrire avec précision les processus naturels dans notre zone d'étude.

Les courantomètres "Global water Fp101" et "Valeport 106" (Figure II.2), dont les caractéristiques sont décrites dans le Tableau II.1, ont été choisis comme instruments hydrographiques pour mesurer l'intensité et la direction des courants côtiers, propres à l'ENSSMAL.



**Figure II.2** : Les courantomètres : a) "Global water Fp101" et b) "Valeport 106"

Les campagnes des mesures hydrodynamiques ont été réalisées du 15 mai 2019 au 01 Juillet 2021 (Tableau II.2), pendant des conditions moyennes et un temps plus au moins calme (peu à très peu agité). Pendant toute la période de suivi, les conditions de vagues au large (hauteur, période et direction), les niveaux d'eau et les vitesses et directions du vent sont enregistrés par les instruments déjà présentés plus haut.

**Tableau II.1** : Caractéristiques des courantomètres "Global water Fp101" et "Valeport 106"

	<i>Global water Fp101</i>	<i>Valeport 106</i>
<b>Type de capteur</b>	Hélice Turbo-Prop protégée avec capteur électro-magnétique	Roue en styrène à haut impact
<b>La fourchette de la vitesse du courant (m/s)</b>	0.09 à 4.6 m/s	0.03 à 5 m/s
<b>La précision de la vitesse du courant (m/s)</b>	0.03 m/s	± 1,5% au-dessus de 0,15 m/s ± 0,004 m/s en dessous de 0,15 m/s
<b>La fourchette de la direction du courant (°)</b>	Manuel	0 à 360°
<b>La précision de la direction du courant (°)</b>	/	± 2.5°
<b>Matériaux</b>	PVC, aluminium anodisé, acier inoxydable	Titane, acétal et plastique ABS

## 2.2. Données morphologiques et sédimentologiques

Une grande variété de données aux couvertures spatiales et temporelles diverses a été utilisée dans le cadre de cette thèse. La majeure partie de ces données ont été récoltées au cours des sept ans de thèse mais certaines observations de terrain antérieures complètent l'éventail de données.

Les principes méthodologiques exposés ici sont des standards dans l'étude des fonds sous-marins. Dans cette partie, trois types de données sont exploitées : la bathymétrie, la granulométrie, et le piégeage des sédiments et leur mode de traitement ont été exposés. Ces données nous apportent des informations différentes et complémentaires pour l'étude des dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages de la baie d'Alger.

Pour comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire, il est nécessaire d'acquérir des données bathymétriques et topographiques de qualité afin d'obtenir une représentation en trois dimensions des formes actuelles du système étudié qui servira lors de la modélisation. Une bonne résolution est indispensable dans certains secteurs, notamment là où se produisent des phénomènes physiques complexes.

### 2.2.1. La bathymétrie

L'ensemble de la zone d'étude présente un jeu de données bathymétriques important. Les mesures consistent -en tout premier lieu- en plusieurs levés réalisés avec le sondeur mono-faisceau de type *Simrad Cruise 7* (Figure II.3a) tout au long de l'année 2016. Les mesures obtenues avec ce sondeur mono-faisceau consistent en une série de profils transversaux espacés en général d'une vingtaine à une cinquantaine de mètres afin de couvrir précisément toute la zone d'étude (la plus grande valeur de profondeur se trouve à près de 70 m de la limite Nord de la zone d'étude).



**Figure II.3** : Les instruments de mesures : a) *Simrad Cruise 7*, b) *Plastimo Echotest II* et c) *GPS Garmin 72H*

Toutefois, il est souvent difficile d'obtenir une continuité entre les mesures terrestres (notamment le trait de côte pour cette présente étude) et sous-marines, dans la zone de déferlement, car le bateau ne peut pas toujours s'approcher trop près de la côte. Pour cela, et afin d'avoir une précision importante près de la côte ainsi qu'une vision détaillée de l'évolution des petits fonds nous avons eu recours à l'utilisation d'un sondeur à main de type *Plastimo Echotest II* couplé avec un GPS de type *Garmin 72H* (Figure II.3b et Figure II.3c) au cours de la période comprise entre Mai 2019 et Juillet 2021.

### 2.2.2. Granulométrie

La proximité du site d'étude au laboratoire de l'ENSSMAL a rendu possible de nombreuses campagnes de terrain (Tableau II.2), permettant un diagnostic quantitatif et qualitatif de la répartition granulométrique des sédiments (terrestres et marins) qui constituent les plages de la baie d'Alger (10 plages ont été considérées).

#### 2.2.2.1. Principes

109 échantillons ont été prélevés sur l'ensemble de la zone d'étude (avec une moyenne de 11 échantillons/plage) à l'aide d'une benne *Ven-Veen* (Figure II.4) pour analyses granulométriques. Ces prélèvements ont été réalisés en deux étapes :

- I. Positionnement le plus précis possible du bateau (quant au sédiments marins) ou du préleveur (quant au sédiments terrestres) sur les coordonnées fournies à bord ;
- II. Vérification de la position suivant la dérive et descente de la benne pour prélèvement.

Suivant le substrat, la benne a dû être descendue plusieurs fois pour remonter les sédiments. La position du bateau a alors été contrôlée systématiquement entre chaque essai. Les sédiments ont ensuite été déposés dans un bac puis mis en sachet mélangés avec de l'eau de mer.



Figure II.4 : La benne *Ven-Veen* (Photo prise à *Mazela* plage)

### 2.2.2.2. Analyses

Les analyses granulométriques se sont déroulées selon le protocole suivant :

- Rinçage des échantillons à l'eau claire ;
- Séchage dans l'étuve à 105° pendant 24 h ;
- Rinçage de l'échantillon dans un tamis de 40  $\mu m$  pour soustraire les fractions fines ;
- Séchage dans l'étuve à 105° pendant 24 h ;
- Monter la série de tamis pour la fraction grossière par ordre décroissant et la placer sur la tamiseuse ;
- Verser l'échantillon dans la série de tamis ;
- Tamisage à sec avec une colonne à tamis sur tamiseuse de type AFNOR des échantillons de 150 g (25 tamis utilisés (en  $\mu m$ ) : 10 000 ; 8000 ; 6 300 ; 5 000 ; 4 000 ; 3 150 ; 2 500 ; 2 000 ; 1 600 ; 1 250 ; 1 000 ; 800 ; 630 ; 500 ; 400 ; 315 ; 250 ; 200 ; 160 ; 125 ; 100 ; 80 ; 63 ; 50 ; 40) ;
- Allumage et Lancement de la tamiseuse a une fréquence de 50 Hz, 10 min ;
- Pesée de chaque refus de tamis sur une balance de précision ;
- Report des résultats sur un Excel puis sur une feuille MATLAB pour le calcul des statistiques ;
- Paramètres calculés : poids en grammes de chaque classe, calcul des quantiles, indices granulométriques (diamètre moyen, tri, asymétrie, kurtosis, mode et médiane), texture de l'échantillon (granules > 2 mm, sables grossiers (2-0,5 mm), sables moyens (0,5-0,2 mm), sables fins (0,2-0,05 mm) et silts < 0,005 mm). Une courbe granulométrique est conjointement réalisée pour chaque échantillon.

L'analyse des prélèvements sédimentaires nous a permis d'établir une carte sédimentologique récente de la baie d'Alger. De plus, cette analyse permet aussi de mettre en évidence des gradients granulométriques sur un même site et de comparer les données entre les différentes plages.

### 2.2.3. Piégeages des sédiments

Les processus côtiers interagissent à différentes échelles spatio-temporelles (Stive et al., 2002). La compréhension des dynamiques littorales repose avant tout sur l'acquisition de mesures et d'observations fréquentes et sur le long terme (Mauff, 2019).

De nombreux systèmes de mesure ont été mis au point pour mesurer les taux de transport des sédiments le long de la côte sur un site. Ces systèmes de mesure comprennent essentiellement les traceurs fluorescents et les pièges à sédiments (Yau et al., 2021). Parmi les technologies mentionnées, le piège à sédiment est le système de mesure système le plus économique (Briggs et al., 2020).

Malgré la bonne capacité des pièges à sédiments à collecter les sédiments transportés le long de la côte, ils sont soumis à plusieurs limitations, telles que les affouillements, la perturbation de l'écoulement de fluide, et la lourdeur du piège (Yau et al., 2021).

Cette technique (Les pièges à sédiments), mis en œuvre sur de courtes périodes, permet plus aisément d'analyser les corrélations entre les débits sédimentaires et les processus hydrodynamiques (Dahmani et al., 2021).

Dans cette présente étude, une approche directe de type Eulérien, basée sur l'emploi des pièges à sédiments a été procédée (Figure II.6 et Tableau II.2), afin de quantifier le flux du transport solide le long du littoral inspecté (notamment dans la zone de déferlement).

Sur l'ensemble de la baie d'Alger, il convient de distinguer deux types d'expérimentations en fonction des objectifs prédéfinis :

- I. Sur les deux plages : *Bateau cassé* et *Stamboul*, des pièges à sédiments unidirectionnels ont été mis en œuvre pour la validation du model numérique (*Mike 21 ST*) et l'étude de transport sédimentaire dans la zone de déferlement.
- II. Sur la plage de *Tamentfoust-Est* : des pièges à sédiments multidirectionnels ont été mis en œuvre pour la validation du model numérique (*Mike 21 ST*) et pour analyser l'action de la houle, le courant de dérive et le courant de retour sur le transport sédimentaire.

### 2.2.3.1. Les pièges à sédiments unidirectionnels

Les types de pièges utilisés sont issus des recherche de (Horikawa, 1988; Kraus, 1987; Levoy, 1994). Les pièges sont constitués d'une armature métallique d'une hauteur de 1.4 m et de 0.35 m de largeur, sur laquelle sont accrochés 06 nacelles (collecteurs) formées de filets rectangulaires en polyester dont le diamètre de la maille est de 80  $\mu m$ . Les dimensions des nacelles étaient de 15 cm (largeur)  $\times$  10 cm (hauteur)  $\times$  70 cm (longueur), et elle était située (la nacelle inférieure) à 10 cm au-dessus du fond marin tandis que la nacelle supérieure se situe à 110 cm de hauteur.

Ce concept proposé a été déployés pendant 10 minutes suivant des profils cross-shore perpendiculaires à la côte (Cartier and Héquette, 2015). 04 profils ont été retenus, 02 profils pour chaque plage et 02 réseaux de pièges successifs sur chaque profil espacé de 05 à 10 m ont été considérés (Figure II.5a).

L'ouverture des pièges est orientée de manière opposée au courant *longshore* en premier lieu, puis contre la direction dominante de la houle incidente.

L'efficacité hydraulique  $E_h$ , exprimant le ratio entre la vitesse du courant avec le piège et la vitesse perturbé sans le piège, a été étudiée en canal à houle par (Emmett, 1980; Helley and Smith, 1971; Hubbell et al., 1985; Rosati and Kraus, 1989) afin de valider les mesures effectuées. les travaux réalisés ont tous montré que l'efficacité hydraulique de ces pièges est bonne, les valeurs de  $E_h$  se rapprochent toujours de 01 même si certains pièges viennent perturber fortement les trajectoires des filets d'eau, accélérant ou réduisant leur vitesse en fonction de l'intensité de fluide et de la géométrie de piège (Levoy, 1994).

Quant à l'efficacité sédimentaire  $E_q$  de ces pièges, elle reste relativement moins bonne notamment à proximité du fond ou des affouillements apparaissent à cause des effets de la structure sur le fond marin (Levoy, 1994).

Les nacelles qui sont en bas du piège sont moins hauts et comportent une avancée métallique de 05 cm par rapport au cadre du collecteur afin d'améliorer leur efficacité sédimentaire  $E_q$  de 0.13 à 0.68 (Levoy, 1994) tandis que les nacelles supérieurs ont une efficacité sédimentaire de 0.86 (Kraus, 1987).

### 2.2.3.2. Les pièges à sédiments multidirectionnels

La conception de ces pièges à sédiments multidirectionnels sont issus des travaux de (Levoy, 1994) en s'inspirant à la fois des systèmes *japonais* de pièges multidirectionnels pour mesurer les flux en suspension (Horikawa, 1988) et des pièges utilisés par le *CERC* (Coastal Engineering Research Center) de l'armée *Américaine*, adaptés en version *offshore* (Crowson et al., 1988).

Ces pièges, fabriqués en acier galvanisé, d'une hauteur de  $\approx 1.6\text{ m}$  et de  $\approx 0.9\text{ m}$  de diamètre permettent la fixation des nacelles dans 08 directions (Figure II.5b). Trois niveaux de nacelles sont installés sur le piège, à proximité du fond pour mesurer les débits de charriage, à  $45\text{ cm}$  et  $70\text{ cm}$  pour apprécier le transport en suspension.

Un suivi régulier (par un plongeur) a permis de visualiser le comportement des filets in situ dans la partie sous-marine. Quand le courant est faible, les filets ont tendance à se positionner verticalement, fermant l'ouverture des nacelles, ce qui rend l'intervention manuelle indispensable. Les suspensions les plus fines, ainsi que la matière organique ne sont donc pas recueillies. Quand le courant est établi, les filets s'alignent correctement dans le sens de l'écoulement. Le fonctionnement observé est donc satisfaisant afin de piéger correctement le flux charrié.



**Figure II.5** : Les pièges à sédiments : a) unidirectionnels, b) multidirectionnels

Tableau II.2 : Synthèse des données utilisées dans le cadre de la thèse

<i>Site</i>	<i>Instrument</i>	<i>Mesure</i>	<i>Unité de mesure</i>	<i>Période</i>
<i>La baie d'Alger</i>	<i>Simrad Cruise 7</i>	Bathymétrie globale	<i>Mètre</i>	2016 et 2017
	<i>La benne Ven-Veen</i>	La granulométrie	<i>Millimètre</i>	
	<i>Bouée houlographe type : DATWELL</i>	$H_s$ et $T_m$	<i>Mètre et seconde</i>	De 01/10/1998 à 31/03/1999
<i>Tamentfoust-Est</i>	<i>Plastimo Echotest II</i>	Bathymétrie côtière	<i>Mètre</i>	06/10/2020
	<i>Global water Fp101</i>	Hydrodynamique	<i>m/s</i>	
	<i>Pièges à sédiments multidirectionnels</i>	Transport sédimentaire	$m^3/m/s$	
<i>Ondines Nord</i>	<i>Plastimo Echotest II</i>	Bathymétrie côtière	<i>Mètre</i>	01/07/2021
	<i>Global water Fp101</i>	Hydrodynamique	<i>m/s</i>	
<i>Ondines Sud</i>	<i>Plastimo Echotest II</i>	Bathymétrie côtière	<i>Mètre</i>	01/07/2021
	<i>Global water Fp101</i>	Hydrodynamique	<i>m/s</i>	
<i>Alger plage</i>	<i>Plastimo Echotest II</i>	Bathymétrie côtière	<i>Mètre</i>	01/07/2021
	<i>Global water Fp101</i>	Hydrodynamique	<i>m/s</i>	
<i>La Frégate</i>	<i>Plastimo Echotest II</i>	Bathymétrie côtière	<i>Mètre</i>	01/07/2021
	<i>Global water Fp101</i>	Hydrodynamique	<i>m/s</i>	
<i>Stamboul</i>	<i>Plastimo Echotest II</i>	Bathymétrie côtière	<i>Mètre</i>	15/05/2019
	<i>Global water Fp101</i>	Hydrodynamique	<i>m/s</i>	
	<i>Pièges à sédiments unidirectionnels</i>	Transport sédimentaire	$m^3/m/s$	
<i>Bateau cassé</i>	<i>Plastimo Echotest II</i>	Bathymétrie côtière	<i>Mètre</i>	15/05/2019
	<i>Global water Fp101</i>	Hydrodynamique	<i>m/s</i>	
	<i>Pièges à sédiments unidirectionnels</i>	Transport sédimentaire	$m^3/m/s$	
<i>Verte rive</i>	<i>Plastimo Echotest II</i>	Bathymétrie côtière	<i>Mètre</i>	25/10/2020
<i>Sirène II</i>	<i>Plastimo Echotest II</i>	Bathymétrie côtière	<i>Mètre</i>	25/10/2020
<i>Mazela</i>	<i>Plastimo Echotest II</i>	Bathymétrie côtière	<i>Mètre</i>	27/08/2020
	<i>Valeport 106</i>	Hydrodynamique	<i>m/s</i>	

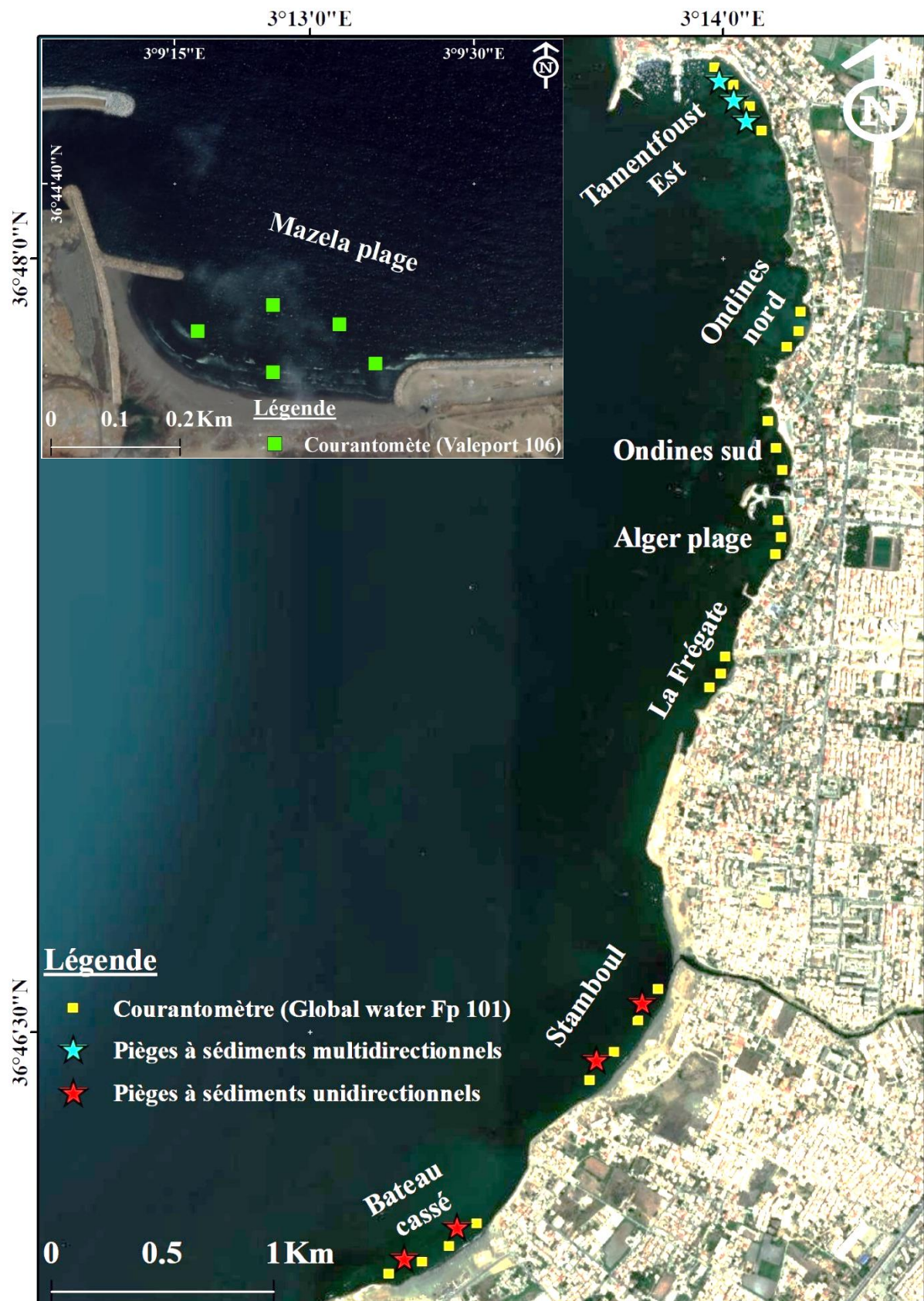


Figure II.6 : Localisation des campagnes des mesures hydrodynamiques et sédimentaires

## 2.3. Cinématique du trait de côte

La localisation, la cartographie d'un trait de côte est l'un des indicateurs de référence du suivi de la morphodynamique des littoraux même si sa définition reste problématique (Mahabot, 2016).

Les services de l'APPL (Agence de Promotion et de Protection du Littoral) et les travaux de (Otmani et al., 2020) ont fourni de précieuses informations sur la chronologie et l'évolution passée (entre 1959 et 2018) de trait de côte tout au long des plages sableuses de la baie d'Alger.

Les nombreuses images satellitaires disponibles sur *Google Earth pro* (la version *open-source*) pour le site d'étude, prises en 2022 (Tableau II.3), ont permis de compléter les informations des campagnes de terrain quant à l'évolution de la position du trait de côte. Le trait de côte a été digitalisé sur ces documents, à l'aide du système d'information géographique *Arcgis* sous le system de projection *WGS84 UTM zone 31 N*.

### 2.3.1. Concepts et définitions

Pour une étude à moyen terme de la position du rivage, la matérialisation par une ligne du « trait de côte » sur une carte est largement utilisée car elle permet une vision générale et une reconstitution de l'évolution passée simple (Smith and Zarillo, 1990). Cependant, si la définition du trait de côte marquant la limite entre le domaine marin et terrestre (Dolan et al., 1980) semble simple, dans les faits sa caractérisation ne l'est pas. Le littoral s'apparente en effet plus à une interface aux limites floues. Cela explique pourquoi encore à l'heure actuelle aucun arbitrage scientifique n'a permis d'aboutir à une définition unique du trait de côte (Mahabot, 2016).

L'inventaire établi par (Boak and Turner, 2005) recensait 45 exemples d'indicateurs de trait de côte dans la littérature. La diversité des lignes de référence est liée à plusieurs facteurs : la diversité des morphologies, la diversité des conditions hydrodynamiques (type de marnage, surcôtes), la diversité des thématiques dans lequel elles sont mobilisées (géomorphologie, droit/juridique ...etc.) et la diversité des compétences/organismes qui sont sollicités (Mahabot, 2016).

D'un point de vu général, l'indicateur le plus utilisé dans la littérature pour les plages sableuses est le niveau des hautes mers (*High Water Line (HWL)*) (Boak and Turner, 2005; Crowell et al., 1991; Kraus and Rosati, 1997; Paris et al., 2013). En pratique le choix de l'indicateur est le plus souvent dicté par la disponibilité des données (Boak and Turner, 2005).

### 2.3.2. Techniques d'extraction et de cartographie

La littérature scientifique est riche concernant les techniques d'extraction et de cartographie du trait de côte. Aujourd'hui, il existe diverses méthodes d'extraction de la ligne de référence à partir d'une image géoréférencée (photo aérienne, image satellitaire). Elles sont de type (Boak and Turner, 2005; Faye, 2010) :

- Manuelles : *photo-interprétation* et numérisation interactive à l'écran dans un contexte de système d'information géographique ;
- Automatiques : *traitement d'image* optique par classification, traitement d'images radar, imagerie vidéo.

La *photo-interprétation* sur images à très haute résolution (*THRS*) reste souvent le plus utilisé car la plus maîtrisée par les géomorphologues. L'extraction d'une information « ligne de rivage » par des méthodes de *traitement d'image* abouti inmanquablement à la création de lignes crénelées peu réalistes qu'il faut lisser par la suite avec une perte d'information tout aussi importante que l'erreur de position du curseur par un expert géomorphologue. La *photo-interprétation* manuelle est de ce fait toujours largement utilisée (Mahabot, 2016).

### 2.3.2.1. Identification des images

Les images utilisées, les périodes d'acquisition et les résolutions spatiales sont résumées ci-dessous (Tableau II.3).

**Tableau II.3** : Récapitulatif des caractéristiques des photos aériennes et des images satellitaires

<i>Année</i>	<i>Résolution spatiale</i>	<i>Échelle</i>	<i>Sources</i>
1959	Métrique	1/25000	APPL (Photographie arienne)
1972	Métrique	1/20000	APPL (Photographie arienne)
1980	Métrique	1/10000	APPL (Photographie arienne)
1999	Métrique	1/10000	APPL (Photographie arienne)
2003	Métrique	1/10000	APPL (Photographie arienne)
2014	Métrique	/	APPL (Photographie arienne)
2015	Centimétrique	/	APPL (DGPS)/(Otmani et al., 2020)
2016	Centimétrique	/	APPL (DGPS)/(Otmani et al., 2020)
2017	Centimétrique	/	APPL (DGPS)/(Otmani et al., 2020)
2018	Centimétrique	/	APPL (DGPS)/(Otmani et al., 2020)
2022	Centimétrique/ Métrique	/	Google Earth Pro

Ça devrait être noté que l'analyse diachronique de trait de côte durant la période comprise entre 1959 et 2018 a été faite par (Otmani et al., 2020), et que cette présente étude vise à actualiser cette évolution notamment pour les quatre dernières années (2019, 2020, 2021 et 2022) caractérisées par une forte artificialisation du littoral (urbanisation, activité anthropique, ouvrage de protection...etc.).

Quant à la précision des images satellitaires fournis par Google Earth Pro, (Goudarzi and Landry, 2017) ont constaté que la précision positionnelle varie entre  $\approx 10$  cm et  $\approx 2,7$  m.

### 2.3.2.2. Digitalisation/numérisation interactive à l'écran

La méthode retenue pour la numérisation des traits de côte est la *photo-interprétation* assistée par ordinateur. La digitalisation a été effectuée grâce au logiciel *Arcgis* 10.4.

L'échelle de numérisation a été fixée à 1/1000 pour tous les clichés. Chaque trait de côte est matérialisé par une couche vectrice de type « ligne ».

### 2.3.2.3. Analyse diachronique des traits de côte

L'analyse diachronique fournit des informations sur l'évolution de l'environnement côtier en terme d'érosion (ou recul), d'accrétion (ou avancée) ou de stabilité (Mahabot, 2016). Cette analyse est facilitée par l'existence d'outils numériques dédiés (ex : *MobiTC*, *DSAS*). L'analyse de la mobilité du trait de côte a été effectuée sous *Arcgis* par le biais de l'extension *Digital Shoreline Analysis System (DSAS version 4.3)* (Thieler et al., 2009; Thieler and Danforth, 1994). Cet outil développé par l'*USGS (United State Geological Survey)* permet de réaliser des calculs statistiques des taux d'évolution à partir des différentes positions numérisées du trait de côte. Les calculs reposent sur une analyse par transects orthogonaux et équidistants générés automatiquement à partir d'une ligne de base virtuelle définie par l'opérateur.

## Chapitre 2 :

# Traitement et analyse des données

*« Un scientifique dans son laboratoire est non seulement un technicien : il est aussi un enfant placé devant des phénomènes naturels qui l'impressionnent comme des contes de fées. »*

*Marie Curie*

## 2.4. Traitements des données hydrodynamiques

### 2.4.1. La boîte à outils AMEVA

Le traitement statistique du climat de la houle au large de la zone d'étude a été effectué majoritairement à l'aide de la boîte à outils *AMEVA*, développée par l'université de *Cantabria* (Castellanos et al., 2013).

*AMEVA* est un logiciel constitué d'un ensemble de fonctions développées en *Matlab* qui intègre les différentes méthodologies d'analyse statistique mises en œuvre par les chercheurs de l'Institut d'hydraulique environnementale de *Cantabria*, dans le but d'étudier et de caractériser les variables environnementales, tout en étant un outil convivial dans son utilisation et sa conception.

Cet outil est conçu de manière modulaire afin que chacune de ses parties puisse être utilisée indépendamment. La version actuelle comprend les modules suivants : statistiques descriptives, tableau d'occurrences, classification, maxima temporels, persistances, calibrage, modèle hétéroscédastique, ajustement des distributions, analyse des extrêmes : *GEV* et *POT*, *Pareto-Poisson*.

### 2.4.2. Analyse des valeurs extrêmes

Les zones côtières sont relativement dynamiques par rapport au reste des régions en raison de nombreuses activités naturelles et anthropiques. Des événements tels que des vagues extrêmes, des ondes de tempête et des inondations côtières provoquent de grandes catastrophes dans les régions côtières (Naseef and Kumar, 2017).

On qualifie de vagues extrêmes des vagues d'une ampleur inhabituelle. Même si les occurrences de ces vagues extrêmes sont rares, elles causent de graves impacts sur les structures côtières et offshore, le transport des sédiments et l'érosion des plages, en particulier dans les zones côtières de faible élévation (Hemer et al., 2012; Izaguirre et al., 2013; Mori et al., 2010; Thevasiyani and Perera, 2014). De ce fait, la prédiction de l'amplitude maximale de la crête que l'on peut prévoir à un endroit en mer lors de conditions de tempête sévères représente un sujet d'intérêt permanent dans le domaine du génie côtier et océanique.

En général, la théorie des valeurs extrêmes (*TVE*) est utilisée pour la détermination des niveaux de retour en adoptant une analyse statistique des séries chronologiques historiques de hauteurs de vagues obtenues à partir de diverses sources telles que les mesures in situ des bouées (Méndez et al., 2008; Soares and Scotto, 2004; Viselli et al., 2015), des données satellitaires (Alves and Young, 2003; Izaguirre et al., 2010), et des données rétrospectives ou de réanalyse par des modèles numériques (Caires and Sterl, 2005; Goda et al., 1993; Jonathan et al., 2014; Teena et al., 2012).

L'approche habituelle consiste à estimer la valeur de la vitesse du vent ou de la hauteur des vagues pour une période de retour de 50 ou 100 ans sur la base d'une série temporelle mesurée de durée limitée. Ici, par exemple, la hauteur de vague de la période de retour de 100 ans est la hauteur de vague qui serait dépassée en moyenne une fois tous les 100 ans. Comme les données mesurées ne sont pas disponibles pour 50 ou 100 ans, l'approche normale consiste à ajuster une distribution de probabilité aux données enregistrées et à l'extrapoler au niveau de probabilité requis (période de retour) (Vinoth and Young, 2011).

Évidemment, la précision d'une telle approche est limitée par des facteurs tels que la longueur de la série chronologique enregistrée et la capacité de la distribution de probabilité choisie à représenter la queue extrême (faible probabilité d'occurrence) de la distribution (Vinoth and Young, 2011).

Cependant, il existe de grandes incertitudes associées aux analyses de valeurs extrêmes, et les incertitudes augmentent généralement pour les périodes de retour plus élevées. Idéalement, des séries chronologiques longues par rapport aux périodes de retour souhaitées devraient être disponibles pour extraire de manière fiable les valeurs de retour. En pratique, toutefois, c'est le contraire qui se produit et des valeurs de retour correspondant à des périodes de retour beaucoup plus longues que la longueur des données enregistrées sont nécessaires. Intuitivement, plus on doit extrapoler loin des données, plus les incertitudes des estimations résultantes seront grandes (Vanem, 2015).

En règle générale, la norme *ISO 19901-1* (ISO, 2005) recommande de ne pas utiliser des périodes de retour dépassant d'un facteur *quatre* la longueur de l'ensemble de données lors de la dérivation des valeurs de retour pour la conception des structures offshore. Par conséquent, pour les ensembles de données analysés dans ce document, couvrant une période de 29 ans (de 1992 à 2020), les périodes de retour les plus longues qui devraient être étudiées sont de 116 ans.

Il existe un certain nombre d'approches différentes d'analyse des valeurs extrêmes et d'estimation de la valeur de retour, qui reposent toutes sur un ensemble d'hypothèses. Certaines des approches classiques d'analyse des valeurs extrêmes reposent sur des hypothèses concernant le comportement asymptotique des extrêmes lorsque le nombre d'observations approche de l'infini. Ces méthodes supposent également que les données sont *i.i.d* (indépendant et identiquement distribué), c'est-à-dire que les observations sont des réalisations du même processus stationnaire et peuvent être considérées comme des échantillons indépendants tirés de la même distribution de probabilité (OMM, 2014a) et que les observations successives ne doivent pas être corrélées entre elles (Vinoth and Young, 2011).

Deux approches couramment utilisées pour l'analyse des valeurs extrêmes sont l'approche des *maximas annuel* (MA) (Aussi appelé *blocks maxima* (BM)) et l'approche des *pics au-dessus du seuil* (POT). Une introduction à ces méthodes, ainsi qu'une introduction générale sur la théorie de l'analyse de la valeur extrême, se trouve dans (Coles, 2001).

#### 2.4.2.1. L'approche des maximas annuels (MA)

La série des maximums annuels est la plus communément utilisée en analyse fréquentielle, et cela pour deux raisons. D'abord, pour une raison pratique. En effet, la plupart des données sont traitées de telle sorte qu'il est facile de disposer d'une série annuelle. En second lieu, une base théorique simple permet d'extrapoler la fréquence des données d'une série annuelle au-delà de l'intervalle d'observation (OMM, 2014a).

Un inconvénient majeur de cette méthode est qu'elle entraîne un gaspillage flagrant et n'exploite qu'un petit sous-ensemble de toutes les données disponibles (Vanem, 2015). Autrement dit, une des limites des données des séries des *maximas annuelles* (MA) réside dans le fait que chaque année n'est représentée que par un seul évènement. En effet, le deuxième

évènement par ordre d'importance au cours d'une année déterminée peut dépasser en importance l'évènement le plus marquant d'une autre année, mais il n'en sera pas tenu compte (OMM, 2014a).

Une approche courante d'analyse des valeurs extrêmes consiste à ajuster un modèle paramétrique tel que le modèle des *valeurs extrêmes généralisées* (*GEV*) aux maxima des blocs (Coles, 2001).

Une taille de bloc d'un *an* est typique, mais les résultats peuvent être sensibles à la taille du bloc. Dans ce document, la tailles de bloc  $N = 29$ , En outre, on suppose implicitement que les maxima sont indépendants et identiquement distribués (*i.i.d*).

La fonction de distribution cumulative (*CDF*) de la distribution *GEV* est la suivante ( $F(x)$ ), avec le paramètre de localisation  $\mu \in R$ , le paramètre d'échelle  $\sigma > 0$  et le paramètre de forme  $\zeta \in R$  (Équation II.1):

$$F(x) = \exp \left\{ - \left[ \mathbf{1} + \zeta \left( \frac{x-\mu}{\sigma} \right) \right]^{-\frac{1}{\zeta}} \right\} \quad \text{Avec, } \mathbf{1} + \zeta \left( \frac{x-\mu}{\sigma} \right) > \mathbf{0} \quad \text{Équation II.1}$$

La deuxième distribution considérée dans ce travail est celle de *Gumbel* (Aussi appelé *Fisher Tippett* type I (*FT I*)). La distribution de *Gumbel* est un cas particulier de la distribution *GEV* où le paramètre de forme  $\zeta = 0$  (une distribution à deux paramètres). La fonction de distribution cumulative (*CDF*) de la distribution de *Gumbel* est la suivante (Équation II.2):

$$F(x) = \exp \left\{ - \exp \left( - \frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right\} \quad \text{Équation II.2}$$

Les paramètres de ces distributions ( $\mu$ ,  $\sigma$  et  $\zeta$ ) sont généralement déterminés en ajustant la *CDF* du modèle à la distribution cumulative empirique, soit par la méthode des *moindres carrés*, la méthode des *moments* ou la méthode du *maximum de vraisemblance* (Holthuijsen, 2007). Là encore, il n'existe pas de moyen théorique de choisir entre ces méthodes d'ajustement (Vinoth and Young, 2011). Tous les ajustements (dans ce travail, y compris l'approche *POT*) sont obtenus par la méthode du *maximum de vraisemblance* (the *maximum likelihood* method).

#### 2.4.2.2. L'approche des pics au-dessus du seuil (POT)

L'utilisation de séries de dépassement au-dessus du seuil permet de surmonter le problème majeur de l'approche des *maximas annuel* (*MA*), parce que tous les pics supérieurs au seuil fixe sont pris en considération.

Parmi les autres problèmes propres à ce type de série figurent la succession éventuelle d'évènements qui ne peuvent plus alors être considérés comme indépendants, de même que les effets saisonniers (OMM, 2014a).

D'après la théorie des valeurs extrêmes (Castillo, 1988; Coles, 2001) la distribution des maxima dans une telle séquence de valeurs supérieures à un seuil suit la distribution de *Pareto généralisée* (*GPD*) (Équation II.3) :

$$F(x) = \mathbf{1} - \left[ \mathbf{1} + \zeta \left( \frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-\frac{1}{\zeta}} \quad \text{Équation II.3}$$

Le raisonnement qui sous-tend cette approche est que, si le seuil est correctement choisi, la valeur maximale associée à chaque tempête (un événement extrême) sera enregistrée. Bien que la base théorique du *POT* soit convaincante, le problème majeur réside dans le choix de la valeur du seuil (Vinoth and Young, 2011).

Comme l'a souligné (Coles, 2001), il n'existe aucune base théorique pour la sélection d'une telle valeur (le seuil). Une approche plus directe a été proposée par (Caires and Sterl, 2005; Challenor et al., 2005) qui proposent simplement de considérer toutes les données supérieures à une valeur percentile. Les 90<sup>ème</sup> et 93<sup>ème</sup> percentiles ont été suggérés comme des limites raisonnables. Le graphique de *la durée de vie résiduelle moyenne* (*Mean residual life plot*) a été suggéré par (Stansell, 2004) pour sélectionner la valeur seuil spécifique. Selon la théorie statistique, l'estimateur du *maximum de vraisemblance* (*MLE*) est considéré comme la meilleure méthode d'estimation des paramètres (Thevasiyani and Perera, 2014).

Peu importe la méthode de choix du seuil, il faut également veiller à éviter les données dépendantes, par exemple en utilisant deux extrêmes d'une même tempête. On peut s'en assurer en appliquant de manière adéquate les techniques de *de-clustering*, où la durée d'un *cluster* (groupe) doit être spécifiée. Après avoir sélectionné un seuil de dépassement et une séparation minimale des groupes, les maxima des groupes peuvent être modélisés selon la distribution de *Pareto généralisée* (*GPD*) en estimant les paramètres d'échelle et de forme (Vanem, 2015).

**N.B. :** Dans la littérature, il est fait état de nombreuses distributions de probabilités servant à modéliser des phénomènes hydrologiques, côtiers et océaniques tels que les événements extrêmes. En dépit de recherches et d'études approfondies, et selon (OMM, 2014a) aucun modèle ne peut être considéré comme supérieur aux autres pour l'ensemble des applications. L'utilisateur doit donc évaluer les modèles disponibles sur la base du problème à résoudre et de la nature des données disponibles. Pour cela, le choix d'une distribution doit se fonder sur une comparaison de la pertinence des diverses distributions possibles.

#### 2.4.2.3. Traitement et analyse fréquentielle

Nous avons utilisé les packages « *extRemes* » (Gilleland et al., 2013; Gilleland and Katz, 2016) et « *nsRFA* » (Viglione, 2018) sur le *logiciel libre R* pour produire les différents graphiques et extraire les séries de *POT's* pour la base des données considérée. « *extRemes* » et « *nsRFA* » sont des packages dédiés à l'analyse des extrêmes qui permet d'analyser aussi bien les *maximums annuels* que les *POT's*. Ils ont été développés sur la base de la théorie décrite par (Coles, 2001) et sont accompagnés d'un tutoriel complet avec des exemples réels. Une interface graphique, appelée « *in2extRemes* », y est également associée. Celle-ci est plus facile d'utilisation et ne nécessite pas de connaissance en *R*, mais n'inclut pas toutes les fonctions d'« *extRemes* » (Gilleland et al., 2013; Gilleland and Katz, 2016). La communauté d'utilisateurs de ce package, et de *R* en général, est assez grande, ce qui permet de trouver assez facilement de l'aide sur internet (Grandry et al., 2018a).

## 2.5. Quantification du flux sédimentaire

### 2.5.1. Les pièges à sédiments unidirectionnels

Les échantillons des sédiments piégés dans chaque nacelle ont été rincés, séchés et pesés au laboratoire, afin de définir le poids net des sédiments recueillis. La quantification totale a été effectuée par extrapolation sur la verticale et l'horizontale des valeurs piégées afin de déterminer le transport longitudinal total dans la zone de déferlement. Le flux de sédiments entre deux nacelles adjacentes a été déterminé par intégration linéaire (Kraus, 1987; Wang et al., 1998) (Équation II.4):

$$F = \Delta h \sum_{k=1}^n F(k) + \sum_{k=1}^{n-1} \Delta a(k) \times FE(k) \quad \text{Équation II.4}$$

$F$  : le flux intégré en profondeur ( $kg/s/m$ ) ;  $F(k)$  : le flux à travers une nacelle ( $kg/m^2s$ ) ;  $n$  : le nombre total de collecteur.

Contrairement aux capteurs optiques qui mesurent des concentrations, les pièges à sédiments mesurent des flux de sable. Le poids de sédiments récupérés dans un collecteur ( $k$ ) d'un piège est noté  $S(k)$  avec  $k$  variant de 1 à  $n$ . La quantité de sédiments piégés peut être exprimé par (Équation II.5) :

$$F(k) = \frac{S(k)}{\Delta h \times \Delta w \times \Delta t} \quad \text{Équation II.5}$$

Le flux de sable entre deux nacelles adjacentes  $FE(k)$  peut être approché par interpolation linéaire (Équation II.6) :

$$FE(k) = \frac{F(k) + F(k+1)}{2} \quad \text{Équation II.6}$$

$FE(k)$  : le flux entre deux nacelles ( $kg/m^2s$ )

$S(k)$  : poids de l'échantillon collecté dans une seule nacelle ( $kg$ ) ;  $\Delta h$  : hauteur de nacelle ( $m$ ) ;  $\Delta w$  : largeur de nacelle ( $m$ ) ;  $\Delta t$  : durée d'immersion ( $s$ ).

Pour l'estimation du taux intégral de transport des sédiments dans la zone d'étude, nous avons supposé que le flux entre deux réseaux adjacents peut être représenté par le flux moyen entre les deux réseaux de pièges (Wang et al., 1998) et ensuite calculé par l'équation ci-dessous (Équation II.7) :

$$Q_{total} = \sum \frac{F_i + F_{i+1}}{2} A_i \quad \text{Équation II.7}$$

Où  $F_i$  est le flux de sédiments mesuré au niveau du réseau de pièges  $i$ , tandis que  $A_i$  est la distance transversale au rivage entre le réseau de pièges  $i$  et  $i+1$ .

### 2.5.2. Les pièges à sédiments multidirectionnels

La durée d'expérimentation et la technique de récupération des sédiments sont identiques à celle des pièges à sédiments unidirectionnels. La variation verticale des flux entre les nacelles est toujours supposée linéaire sur la hauteur de la colonne d'eau. Quant au flux résiduel, celui-ci est pris égal à la somme vectorielle des différents flux dans les 08 directions du transport, si nécessaire.

# Chapitre 3 :

# Modélisation morphodynamique des plages

*« Tout grand progrès scientifique est né  
d'une nouvelle audace de l'imagination. »*

*John Dewey*

## Introduction

La modélisation numérique connaît un essor grandissant, lié à l'accroissement des moyens de calcul et l'amélioration des méthodes numériques. Très fortement basée sur des approches multi et transdisciplinaires, la modélisation numérique permet d'aborder de manière holistique les sciences de l'environnement (Huguet, 2019) et représente un outil performant pour comprendre pourquoi la côte change et ainsi estimer comment elle pourrait évoluer dans le futur (Mauff, 2019). Ces derniers permettent aussi d'évaluer la sensibilité des variables prises en compte en effectuant plusieurs simulations avec des conditions aux limites différentes (Mauff, 2019). Ce genre d'expérimentation est rarement possible sur le terrain.

Ainsi, la mise en équation des processus côtiers peut être empirique pour isoler certaines relations et déterminer un mécanisme d'évolution (O'Brien, 1969; P., 1962). En outre, la mise en place de ce type de modèle nécessite la collecte de données bathymétriques et de forçages pour représenter fidèlement les spécificités du secteur étudié (Mauff, 2019).

Autrement dit, si les observations sont essentielles et restent un point clef à tout début d'investigation, l'amélioration de la compréhension des processus hydro-sédimentaires contrôlant l'évolution des littoraux sableux doit également associer la modélisation numérique, notamment afin de permettre l'identification des processus moteurs ou l'anticipation des dynamiques sédimentaires (Bouvier, 2019). La compréhension et la modélisation de la dynamique des vagues, des courants et tout particulièrement de l'évolution de la morphologie des littoraux sableux représentent encore un véritable défi scientifique.

Enfin, il faut garder à l'esprit que le caractère stochastique et non linéaire des processus simulés rend extrêmement difficile des prédictions précises sur l'évolution des systèmes côtiers (Castelle and Coco, 2012).

## 2.6. Stratégie de modélisation

Les processus côtiers dans les milieux océaniques semi-fermés sont des phénomènes complexes (Huguet, 2019). Il nous apparaissait donc primordial de recourir à la modélisation comme moyen d'étude privilégié pour mener à bien ce projet de thèse. D'un point de vue méthodologique, notre projet consiste en une approche instrumentale in situ couplée à une modélisation numérique opérationnelle. De nombreux paramètres y sont impliqués : transport par les différents processus hydrodynamiques (marée, vent, houle...), dépôt/érosion, et impact anthropique. La modélisation nous a ensuite permis d'identifier et hiérarchiser l'impact des différents processus mis en jeu sur la morphodynamique côtière.

A l'heure actuelle pour les plages sableuses dominées par l'action de la houle, les modèles morphodynamiques *2DH* (les modèles bidimensionnels dans le plan horizontal) présentent le meilleur compromis (Bouvier, 2019), pour cela, la stratégie de modélisation utilisée dans ces travaux de thèse s'inscrit donc dans une approche *2DH* basée sur l'hypothèse des milieux peu profonds qui considère que la vitesse du courant est relativement homogène sur la colonne d'eau. Comparativement aux modèles numériques *3D*, cette approche permet de simuler les courants moyens induits par les vagues et la marée avec des temps de calcul plus raisonnables (Mauff, 2019).

Notre stratégie de simulation repose aussi sur la capacité du modèle numérique de simuler la propagation des vagues depuis le large jusqu'à la rive en tenant compte des courants et de la marée. À partir des simulations hydrodynamiques, nous pouvons calculer les flux sédimentaires sur le même domaine de calcul ainsi que l'évolution du fond marin. En revanche, les flux sédimentaires calculés n'influencent pas en retour la bathymétrie. Afin d'évaluer la sensibilité des processus côtiers évoqués, la stratégie de modélisation adoptée vise à tester différentes conditions aux frontières du modèle.

## 2.7. Implémentation du modèle

Notre zone d'étude étant essentiellement localisée dans la zone côtière, nous avons donc configuré notre modèle pour le domaine côtier.

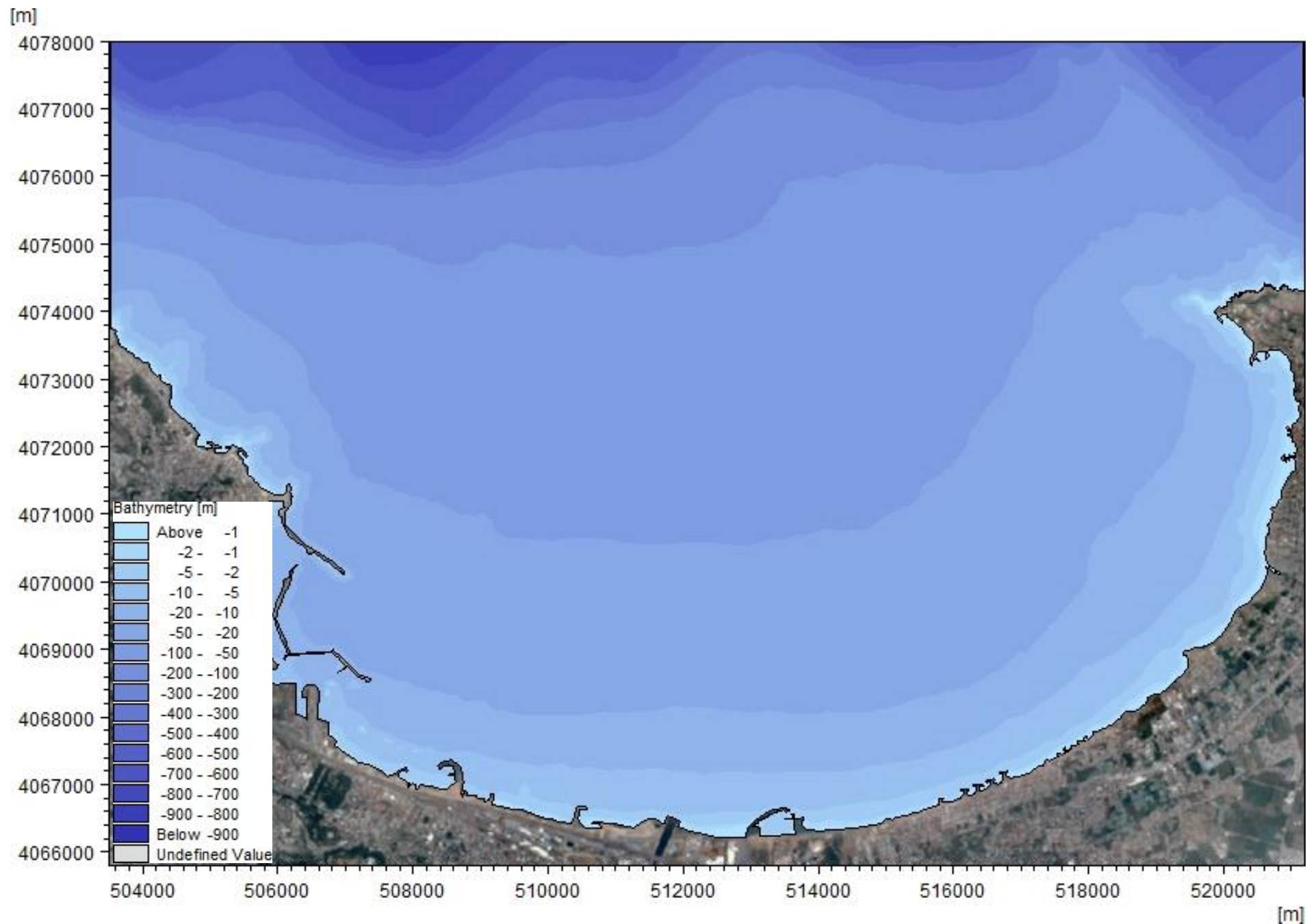
L'implémentation du modèle sur le domaine d'étude a nécessité la création d'un maillage triangulaire non-structuré réalisé à l'aide du module *Mike Zero*. Ce maillage a été affiné près des côtes pour obtenir une bonne précision et pour pouvoir prendre en compte correctement les estrans. Sa résolution varie de 100 m au large de la baie d'Alger (et donc au niveau de la frontière ouverte) à près de 10 m dans la zone de déferlement. L'ensemble totalise 17 794 nœuds et 33 698 éléments, dont la moitié sont définis dans la zone côtière. Les nombres de nœuds choisis représentent un bon compromis entre une résolution spatiale suffisamment fine et un temps de calcul acceptable. Le maillage est interpolé sur la carte bathymétrique présentée dans la Figure II.7.

## 2.8. Présentation et paramétrisations du modèle (*MIKE 21/3 FM*)

Afin d'étudier la circulation des masses d'eaux, la propagation des vagues, les flux sédimentaires et l'évolution du fond dans la baie d'Alger, nous avons utilisé le modèle numérique *MIKE 21/3 Integrated model FM* (*FM = Flexible Mesh*).

Ce modèle a en effet l'avantage de proposer une interface logicielle qui permet une rapidité d'exécution favorable à la configuration de nombreux tests et scénarios. De plus, les processus pris en compte dans le modèle et la configuration possible des paramètres des simulations sont adaptés aux objectifs de cette thèse. La flexibilité du maillage non-structuré (grille triangulaire), nous permettant d'avoir une seule grille pour étudier l'ensemble des processus régionaux et côtiers, nous a convaincu aussi d'utiliser ce modèle numérique.

Ce modèle couplé a été développé par *DHI Water and Environment*<sup>®</sup>, et simule les vitesses d'écoulement, les vagues, les variations du niveau d'eau et le transport des sédiments en réponse à des fonctions de forçage (DHI, 2017). *Mike 21* et *Mike 3* ont été appliqués dans diverses études hydrodynamiques de systèmes côtiers, estuariens et de baies (Ali et al., 2009; Chen et al., 2012; Dahmani et al., 2021; Hassannezhad et al., 2011; Johnson and Kofoed-Hansen, 2000; Miller and Meselhe, 2008; Ranasinghe et al., 2010; Rasmussen et al., 2009; Waeles et al., 2016).



**Figure II.7** : Carte bathymétrique de la baie d'Algier réalisée à partir des prélèvements sur site.

Le *MIKE 21/3 Integrated model FM* est composé de plusieurs modules qui peuvent éventuellement fonctionner de manière couplée avec une rétroaction complète des changements de niveau du fond sur les vagues et les calculs de flux. Dans le cadre de ces travaux, trois modules ont été utilisés (voire couplés) :

- *Mike 21 HD (Hydro-Dynamic)*;
- *Mike 21 SW (Spectral Wave)*;
- *Mike 21 ST (Sand Transport)*.

### 2.8.1. Le module hydrodynamique : *Mike 21 HD*

Le modèle hydrodynamique *Mike 21 HD* résout les équations classiques 2-D de Saint Venant sous l'hypothèse de Boussinesq par la méthode des volumes finis sur une grille à maille flexible et par la méthode des différences finies sur une grille à maille rectangulaire (DHI, 2014). Il permet de simuler les courants côtiers dus à l'action des vagues dans la zone de déferlement. Le module intègre également les contraintes de radiation dues aux vagues (calculées à l'aide du module *SW* - voir la section suivante 2.8.2), qui permettent de superposer les courants côtiers aux courants de marée. Les équations suivantes, de la conservation de la masse et la dynamique intégrée verticalement, décrivent l'écoulement et les variations de niveau de la surface de la mer (Équation II.8, Équation II.9 et Équation II.10) :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial d}{\partial t} \quad \text{Équation II.8}$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{p^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{pq}{h} \right) + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{gp\sqrt{p^2+q^2}}{c^2 \cdot h^2} - \frac{1}{\rho_w} \left[ \frac{\partial}{\partial x} (h\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (h\tau_{xy}) \right] - \Omega_q - fVV_x + \frac{h}{\rho_w} \frac{\partial}{\partial x} (p_\alpha) = 0 \quad \text{Équation II.9}$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{q^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{pq}{h} \right) + gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{gp\sqrt{p^2+q^2}}{c^2 \cdot h^2} - \frac{1}{\rho_w} \left[ \frac{\partial}{\partial y} (h\tau_{yy}) + \frac{\partial}{\partial x} (h\tau_{xy}) \right] + \Omega_p - fVV_y + \frac{h}{\rho_w} \frac{\partial}{\partial y} (p_\alpha) = 0 \quad \text{Équation II.10}$$

Les symboles suivants sont utilisés dans ces équations (DHI, 2014):

$h(x, y, t)$  : Profondeur d'eau (m) ;

$d(x, y, t)$  : Variation temporelle de la profondeur d'eau (m) ;

$\zeta(x, y, t)$  : Elévation de la surface (m) ;

$p, q(x, y, t)$  : Densités d'écoulement dans les directions x et y ( $m^3/s/m$ ) ;

$C(x, y)$  : Coefficient de Chezy ( $m^{(1/2)}/s$ ) ;

$g$  : L'accélération de la gravité ( $m/s^2$ ) ;

$f(V)$ : Le facteur de friction du vent ;

$V, V_x, V_y(x, y, t)$  : Composantes de vitesse du vent et dans les directions x et y (m/s) ;

$\Omega(x, y)$  : Paramètre de Coriolis ( $s^{-1}$ ) ;

$P_a(x, y, t)$  : Pression atmosphérique ( $kg/m/s^2$ ) ;

$\rho_w$  : Densité d'eau ( $kg/m^3$ ) ;

$\tau_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{yy}$  : Composantes de la contrainte de cisaillement effective.

### 2.8.2. Le module de vague spectrale : *Mike 21 SW*

Le module *SW* intègre les derniers développements pour la simulation de la génération et de la transformation des vagues en eaux profondes et peu profondes. Les simulations peuvent être

utilisées pour reproduire la réfraction, la dissipation par les vagues et/ou la friction du fond, la génération de vagues par le vent, l'interaction non linéaire des vagues et l'interaction vague-courant. Le module permet d'utiliser des données de vagues offshore préétablies, qui doivent ensuite être connues à partir de mesures ou d'autres données externes, ou de générer des vagues par le vent (DHI, 2014).

L'équation de base de ce modèle est l'équation de conservation de l'action des vagues. (Komen et al., 1994) peut être écrite comme suit (Équation II.11):

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{v}N) = \frac{S}{\sigma} \quad \text{Équation II.11}$$

Avec :  $N(\vec{x}, \sigma, \theta, t)$  la densité d'action,  $t$  le temps,  $\vec{x} = (x, y)$  les coordonnées cartésiennes,  $\vec{v} = (c_x, c_y, c_\sigma, c_\theta)$  est la vitesse de propagation d'un groupe d'ondes dans l'espace des phases à quatre dimensions, et  $S$  est le terme source de l'équation d'énergie.  $\nabla$  est l'opérateur différentiel en quatre dimensions dans l'espace  $x, y, \sigma, \theta$ . Les quatre vitesses de propagation caractéristiques sont données par (DHI, 2014) (Équation II.12, Équation II.13 et Équation II.14):

$$(c_x, c_y) = \frac{d\vec{x}}{dt} = \vec{c}_g + \vec{U} \quad \text{Équation II.12}$$

$$c_\sigma = \frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \left[ \frac{\partial d}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla_{\vec{x}} d \right] - c_g \vec{k} \cdot \frac{\partial \vec{U}}{\partial s} \quad \text{Équation II.13}$$

$$c_\theta = \frac{d\theta}{dt} = -\frac{1}{k} \left[ \frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \vec{k} \cdot \frac{\partial \vec{U}}{\partial m} \right] \quad \text{Équation II.14}$$

Ici,  $s$  est la coordonnée d'espace dans la direction d'onde (la vague)  $\theta$ , et  $m$  est une coordonnée perpendiculaire à  $s$ .  $\nabla_{\vec{x}}$  est l'opérateur différentiel bidimensionnel dans l'espace  $x, y$ .

Le terme source d'énergie,  $S$ , représente la superposition des fonctions sources décrivant divers phénomènes physiques (Équation II.15) :

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{surf} \quad \text{Équation II.15}$$

Ici,  $S_{in}$  représente la génération d'énergie par le vent,  $S_{nl}$ , est le transfert d'énergie des vagues dû à l'interaction non linéaire entre les vagues,  $S_{ds}$ , est la dissipation d'énergie des vagues due au *whitecapping*,  $S_{bot}$ , est la dissipation due à la friction du fond et  $S_{surf}$ , est la dissipation de l'énergie des vagues due au déferlement induit par la profondeur.

### 2.8.3. Le module de transport des sédiments non cohésifs : *Mike 21 ST*

Le modèle *Mike 21 ST* est un modèle numérique qui calcule les taux de transport de sédiments non cohésifs (Sable) sur le fond et en suspension sous l'action combinée des courants et des vagues. Ce modèle utilise uniquement le modèle *STPQ3D* en cas de vagues pour les courants et les vagues combinés. Le transport du sable est déterminé par interpolation dans les tables de transport. Elles doivent intégrer toute condition de bathymétrie, de courant, de vagues ou de sédiments prédite par le module intégré. Deux modes de transport des sédiments sont décrits : le transport par charriage et le transport par suspension. Cette équation de transport-

diffusion est utilisée pour résoudre la concentration des sédiments transportés (DHI, 2014) (Équation II.16) :

$$\partial C \partial t + \text{div}((U^{\rightarrow} + Ws^{\rightarrow})C) = \text{div}(\gamma t * \nabla^{\rightarrow} C) \quad \text{Équation II.16}$$

Avec :

$U^{\rightarrow}$  : Étant le champ de vitesse 3D ;

$Ws^{\rightarrow}$  : Le vecteur vitesse de chute de la particule dirigé vers le bas (m/s) ;

$\gamma t$  : Le coefficient de diffusivité turbulente des sédiments.

Concernant le transport par charriage, il est calculé à partir du paramètre *Shields* instantané basé sur le modèle proposé par (Engelund and Fredsoe, 1976).

Le transport des sédiments en suspension résulte du produit de la vitesse d'écoulement instantanée moyenne dans le temps  $u$  et de la concentration instantanée  $c$  des sédiments en intégrant la profondeur locale  $D$  de la colonne d'eau (Équation II.17):

$$q_s = \frac{1}{T} \int_0^T \int_{2d}^D (uc) dz dt, \quad \text{Équation II.17}$$

Où  $d$  est le diamètre caractéristique du grain, généralement égal au diamètre médian  $d_{50}$ .

La détermination de la variation du niveau du fond à chaque élément est basée sur l'équation d'*Exner* (équation de continuité des sédiments) qui s'exprime (en coordonnées cartésiennes horizontales) comme suit (Équation II.18):

$$-(1 - n) \frac{\partial Z_b}{\partial t} = \frac{\partial S_x^{ST}}{\partial x} + \frac{\partial S_y^{ST}}{\partial y} - \Delta S^{ST} \quad \text{Équation II.18}$$

Où  $n$  est la porosité du fond,  $z_b$  est le niveau du fond,  $t$  est le temps,  $\partial S_x^{ST}$  et  $\partial S_y^{ST}$  sont le transport total dans les directions  $x$  et  $y$ , respectivement, et  $S^{ST}$  est le rapport source/puits de sédiments. Pour une description à l'équilibre, le terme source/puits est fixé à zéro, sauf lorsque l'apport latéral de sédiments est pris en compte. L'approche de la quantité de mouvement intégrée (Fredsoe, 1984) est utilisée pour l'intégration temporelle de la couche limite.

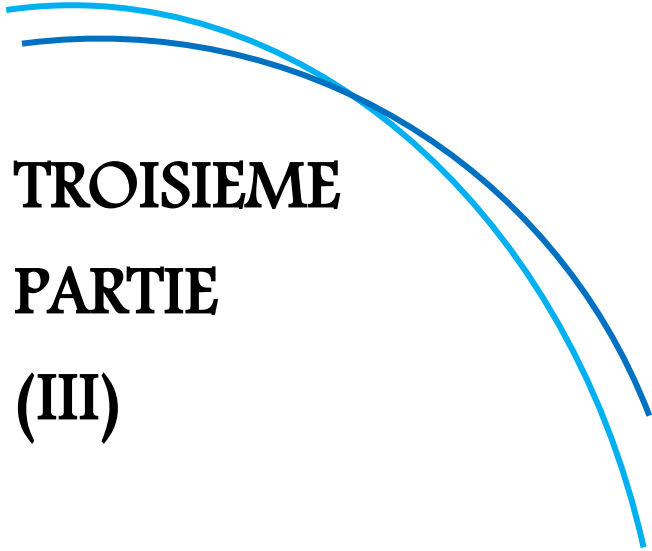
## 2.9. Calibration et validation du modèle

Afin de valider notre modèle, l'idéal aurait été de comparer nos résultats de modèle avec des observations réalisées dans ce secteur. La calibration et la validation du modèle à partir des mesures in situ est un processus inextricable dans le cadre de la modélisation numérique afin d'obtenir des estimations raisonnables (Simons et al., 2000), et d'améliorer la fiabilité et la capacité du modèle à prédire de tels cas (Belibassakis and Karathanasi, 2017).

À cette fin, l'accord optimal entre les mesures in situ et les résultats du modèle a été déterminé après avoir appliqué plusieurs mesures statistiques supplémentaires pour l'évaluation du modèle ( $RMSE$ ,  $r$ ,  $r^2$ ). L'erreur quadratique moyenne ( $RMSE$ ) a été calculée selon la formule suivante (Équation II.19) :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [X_{obs,i} - X_{model,i}]^2}{N}}, \quad \text{Équation II.19}$$

Où  $X_{obs}$  désigne les valeurs observées,  $X_{model}$  sont les valeurs modélisées.



**TROISIEME  
PARTIE  
(III)**

**Compréhension du  
fonctionnement  
hydro-  
sédimentaire de la  
*baie d'Alger***

# Chapitre 1 :

## Validation et analyse numérique/statistique des données

*« Pour ce qui est de l'avenir, il ne  
s'agit pas de le prévoir, mais de le  
rendre possible ! »*

*Antoine de Saint Exupéry,  
Citadelle, 1948*

### 3.1. Comparaison des données d'état de mer

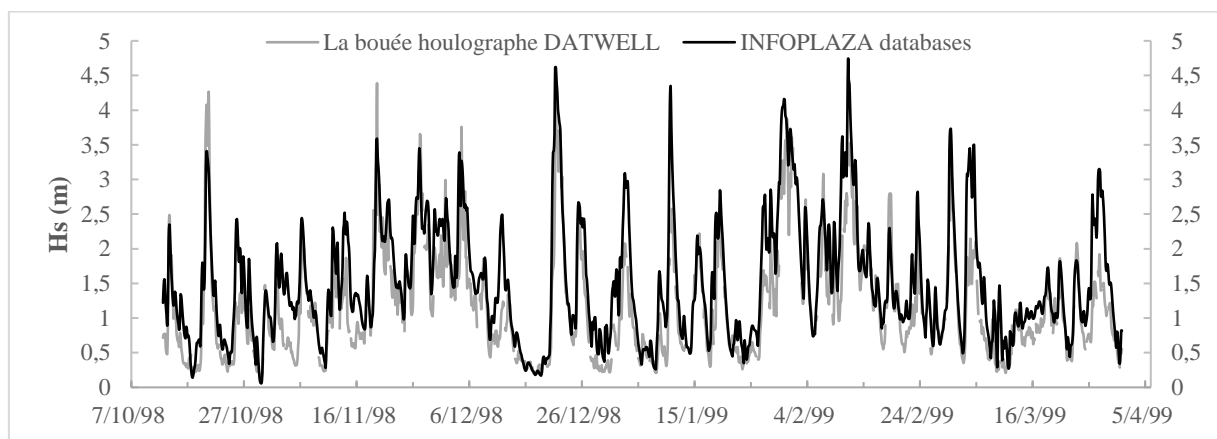
#### 3.1.1. Validation des données de la hauteur significative des vagues ( $H_s$ )

Les paramètres des vagues utilisés pour étalonner les données d'état de mer des réanalyses numériques d'*INFOPLAZA* par les enregistrements de la bouée houlographe *DATWELL*, étaient la hauteur significative des vagues ( $H_s$ ) et la période *zero-crossing* des vagues ( $T_z$ ) comprise entre le 01 octobre 1998 et le 31 mars 1999.

Il est à souligner aussi que les données d'état de la mer simulées par *Infoplaza Marine Weather* (y compris toute la série temporelle considérée dans cette thèse) sont déjà validées par des mesures altimétriques (*INFOPLAZA*, 2021).

Pour confronter les réanalyses numériques d'*INFOPLAZA* et les mesures de la bouée houlographe *DATWELL* dans le cadre de nos travaux, la même période a été considérée. Une fois les données homogénéisées en temps et rapportées à la même référence, la dernière phase de traitement consiste à vérifier et valider la série (Figure III.1, Figure III.2, Figure III.3 et Figure III.4).

Dans la Figure III.1, la série chronologique des hauteurs significatives des vagues simulées (la ligne noire correspond aux résultats du modèle numérique) et mesurées (la ligne grise correspond aux records des bouées) sont présentées.



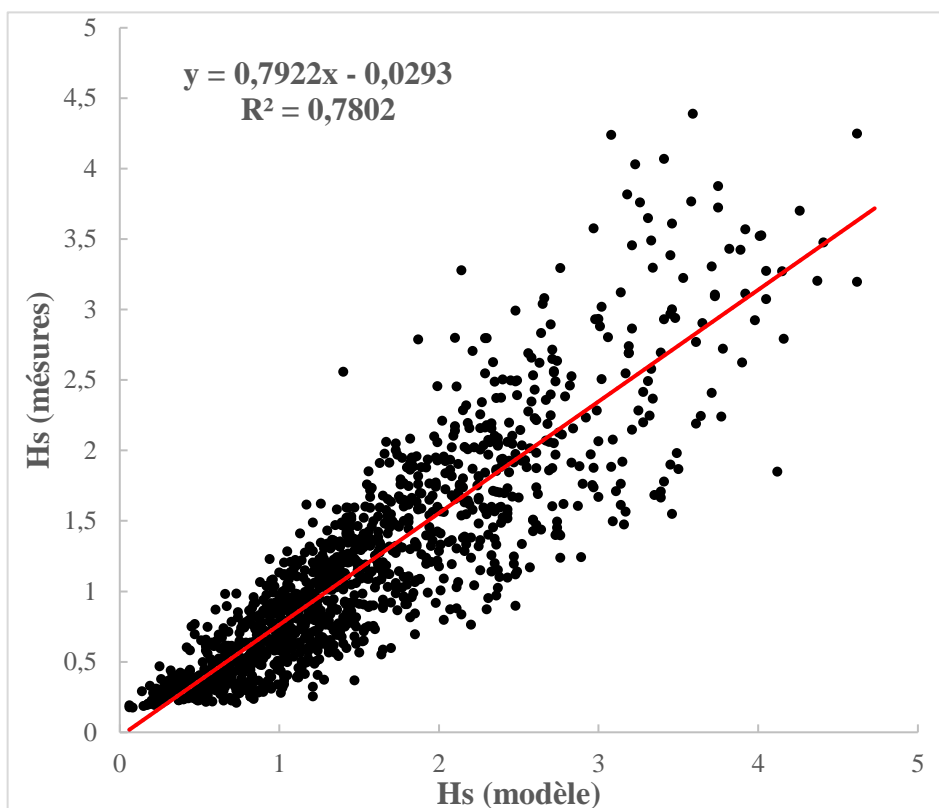
**Figure III.1** : Séries chronologiques des données de mesure «La bouée houlographe *DATWELL*» avec les réanalyses numériques d'*INFOPLAZA* pour la hauteur significative « $H_s$ ».

La superposition des deux courbes (Figure III.1), nous a permis de constater que les résultats montrent des fortes similitudes (les différences ont été très peu notables).

Afin d'expliquer précisément le degré de concordances entre les deux séries temporelles, une droite de régression a été établie (Figure III.2) tout en calculant le *coefficient de détermination* (un indicateur de précision du modèle) entre les deux dernières.

Dans l'ensemble, les réanalyses numériques d'*INFOPLAZA* sont cohérentes avec les mesures in situ de la bouée houlographe *DATWELL*, avec notamment un très bon coefficient de détermination ( $R^2 \approx 78\%$ ).

La Figure III.2 indique aussi des valeurs de régression linéaire avec une pente ( $a = 0.79$ ) proche de 1 et une ordonnée à l'origine ( $b = - 0.02$ ) proche de 0, confirmant la capacité du modèle *WW3* utilisé par *INFOPLAZA* à reproduire les hauteurs significatives des vagues.



**Figure III.2 :** Représentation graphique de la droite de régression linéaire entre les deux variables ;  $H_s$  mesures et  $H_s$  modèle

Pour plus de précision, on peut pareillement diviser notre graphe à deux parties : la première partie caractérisée par des valeurs de  $H_s = [0\text{ m} - 2\text{ m}]$ , et une deuxième partie caractérisée par des valeurs de  $H_s = [2\text{ m} - 5\text{ m}]$  pour les deux axes.

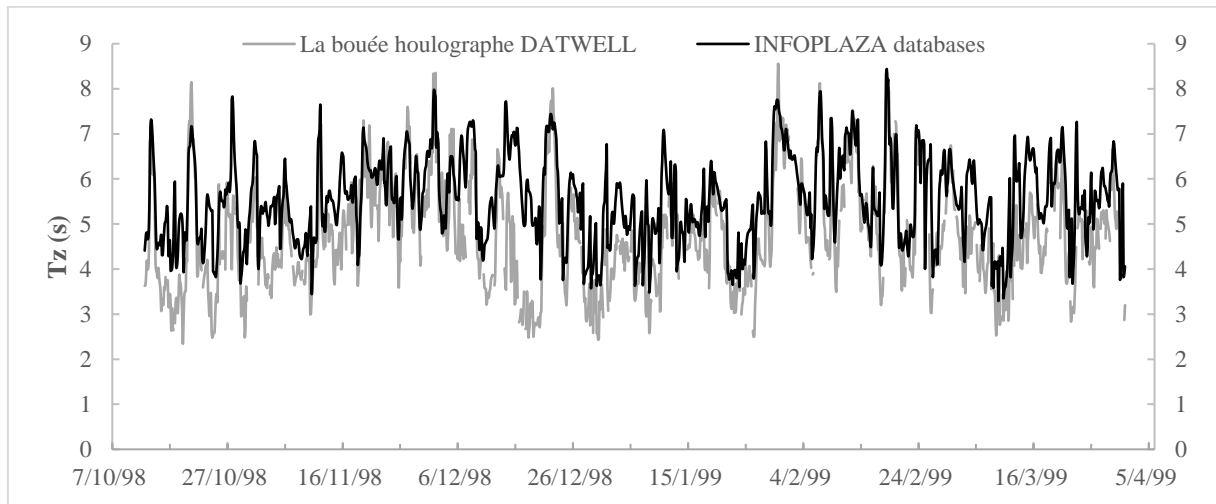
Une grande concentration des points a été observée dans la première partie de ce graphe par rapport à une deuxième partie marquée par des points plus moins éparpillés au-dessus et en dessous de la droite de régression, ceci est pourrait être expliquer par le fait que le modèle numérique (*WW3*) a -très probablement- une forte capacité de prédire des faibles hauteurs significatives des vagues mais au-delà d'un seuil (pour cette série temporelle, cette limite se situe approximativement aux alentours de la valeurs de  $H_s \approx 02\text{ m}$ ) ledit modèle tend à sous-estimer ou bien surestimer les valeurs réelles de la hauteur significative des vagues.

### 3.1.2. Validation des données de la période *zero-crossing* des vagues ( $T_z$ )

Quant à la validation des valeurs de la période *zero-crossing* ( $T_z$ ) issues des réanalyses numériques d'*INFOPLAZA* par la bouée houlographe *DATWELL*, la même méthodologie a été envisagée.

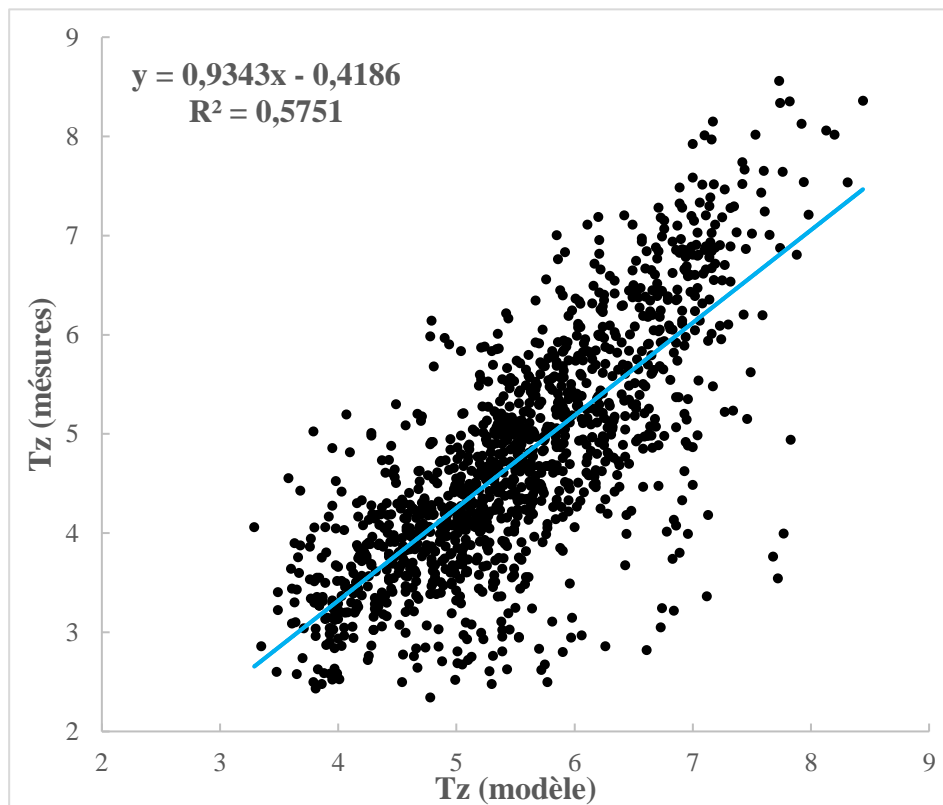
À partir des résultats obtenus (Figure III.3), il s'est avéré que les réanalyses numériques d'*INFOPLAZA* et les mesures de la bouée houlographe *DATWELL* le plus proche se recouvrent.

On constate aussi une bonne concordance entre les deux séries temporelles de la période *zero crossing* ( $T_z$ ) avec une sous-estimation plus au moins notable des réanalyses numériques d'INFOPLAZA.



**Figure III.3 :** Séries chronologiques des données de mesure « La bouée houlographe DATWELL » avec les réanalyses numériques d'INFOPLAZA databases pour la période *zero-crossing* «  $T_z$  ».

D'après la Figure III.4, les résultats obtenus montrent que le modèle numérique WW3 utilisé par INFOPLAZA reproduit avec une bonne précision de la périodes *zero-crossing* ( $T_z$ ) des vagues ( $R^2 \approx 58\%$ , une pente  $a = 0.93$  et une ordonnée à l'origine  $b = -0.41$ ).



**Figure III.4 :** Représentation graphique de la droite de régression linéaire entre les deux variables ;  $T_z$  mesurés et  $T_z$  modèle.

Il est à noter que ces résultats (Figure III.4), bien que satisfaisants, sont par conséquent moins importants que ceux de  $H_s$  ( $R^2 \approx 78 \%$ , une pente  $a = 0.79$  et une ordonnée à l'origine  $b = -0.02$ ).

### 3.1.3. Conclusion

Globalement, les résultats de comparaison des données d'état de mer ( $H_s$  et  $T_p$ ) entre la bouée houlographe *DATWELL* et les réanalyses numériques d'*INFOPLAZA* sont majoritairement satisfaisants et permettent de valider - voire de considérer - la série temporelle des réanalyses numérique d'*INFOPLAZA* (29 ans de données).

Après cette étape de validation des données d'état de mer, une analyse statistique est réalisée permettant de caractériser la variabilité saisonnière et interannuelle du climat de houle auquel les plages sont exposées.

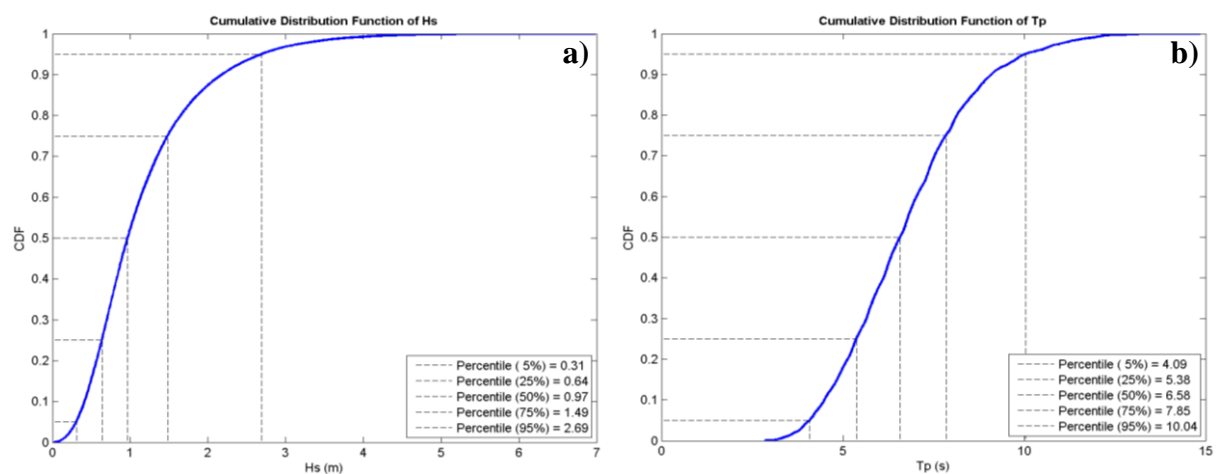
## 3.2. Analyse statistique

### 3.2.1. Description générale du climat de vague

Au sein de la baie d'Alger - où le climat méditerranéen prévaut - nous pouvons distinguer deux régimes de vagues différents, la saison hivernale, qui s'étend de décembre à février et la saison estivale, principalement représentée en juin, juillet et août (Figure I.29 et Figure I.30).

Le lido de la baie d'Alger est un environnement micro-tidal soumis à un climat de vagues modérées, mais pouvant donc être caractérisé par de sévères épisodes de tempêtes. La courbe de la fonction de distribution cumulative (Figure III.5a) montre que  $H_s$  était supérieur à 1,49 m pendant 25 % du temps et supérieur à 2,69 m dans seulement 5 % des événements de la période considérée (29 ans), avec une moyenne annuelle totale de 0,97 m ( $\approx 01$  m). Lors des événements extrêmes, la houle peut toutefois excéder 3.5 m ( $H_{s, 99\%} \approx 3.6$  m).

Quant aux variations de la période pic des vagues ( $T_p$ ), notre analyse a fait ressortir que les valeurs de  $T_p$  varient principalement entre 4,1 et 9,9 s (Figure III.5b). De plus, cette période était supérieure à 5,38 s pendant 75% du temps et à 9,9 s dans seulement 5% des événements, avec une moyenne annuelle totale de 6,58 s. Comme pour  $H_s$ , la période pic des vagues peut cependant dépasser 11.5 s ( $T_{p, 99\%} \approx 11.6$  s).



**Figure III.5 :** La courbe de la fonction de distribution cumulative globale (de 1992 à 2020) de  $H_s$  en m (a) et de  $T_p$  en s (b).

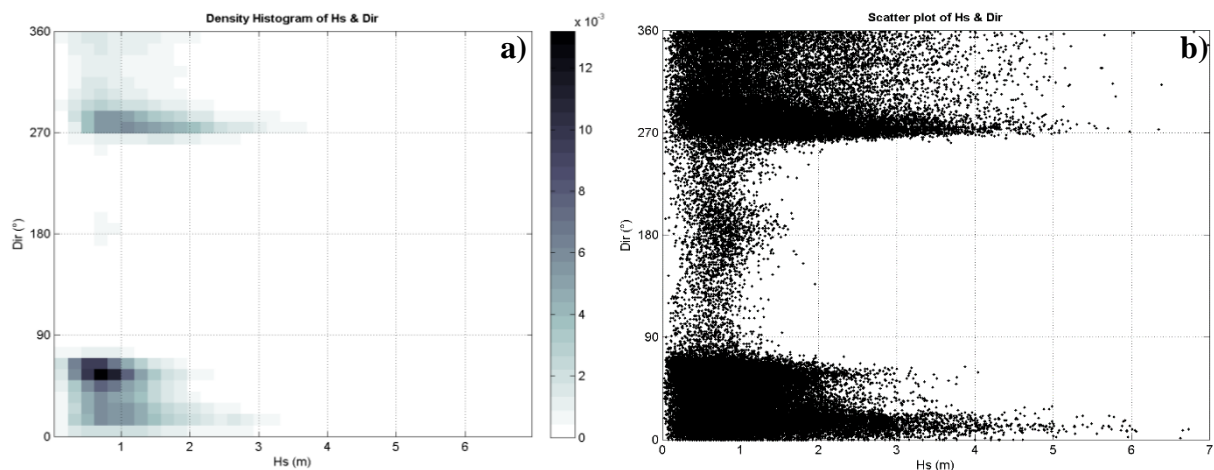
Bien qu'informatif, l'avantage majeur de cette analyse est que ces résultats reposent sur une période assez considérable (29 ans) qui est forcément représentative du climat de vague année après année.

### 3.2.2. Régime et directions des houles

La figure ci-contre montre l'histogramme de densité (Figure III.6a) et le diagramme de dispersion (Figure III.6b) de la hauteur significative des vagues en fonction de la direction moyenne des vagues.

Tout d'abord, on constate que la plupart des événements de vagues oscillatoires - particulièrement les plus énergétiques - ont une très faible variabilité directionnelle. Toutes les observations montrent une concentration d'événements à  $45^\circ$  (NE) avec un écart de  $30^\circ$  de part et d'autre, ainsi que d'autres événements concentrés entre  $270^\circ$  et  $300^\circ$  (Ouest).

Deux modèles différents de climat de vagues ont été observés : le flux Nord-Est ( $22,5^\circ$ - $67,5^\circ$ ) caractérisé par des vagues de faible à moyenne énergie, et le flux Ouest ( $270^\circ$ - $300^\circ$ ) presque similaire au premier hormis l'occurrence notable d'événements extrêmes en dehors de la période estivale. Il est à noter que cette répartition est en accord avec les roses des houles précédemment présentées (Figure I.29 et Figure I.30).



**Figure III.6** : L'histogramme de densité (a) et le diagramme de dispersion (b) de la hauteur significative des vagues en fonction de la direction moyenne des vagues.

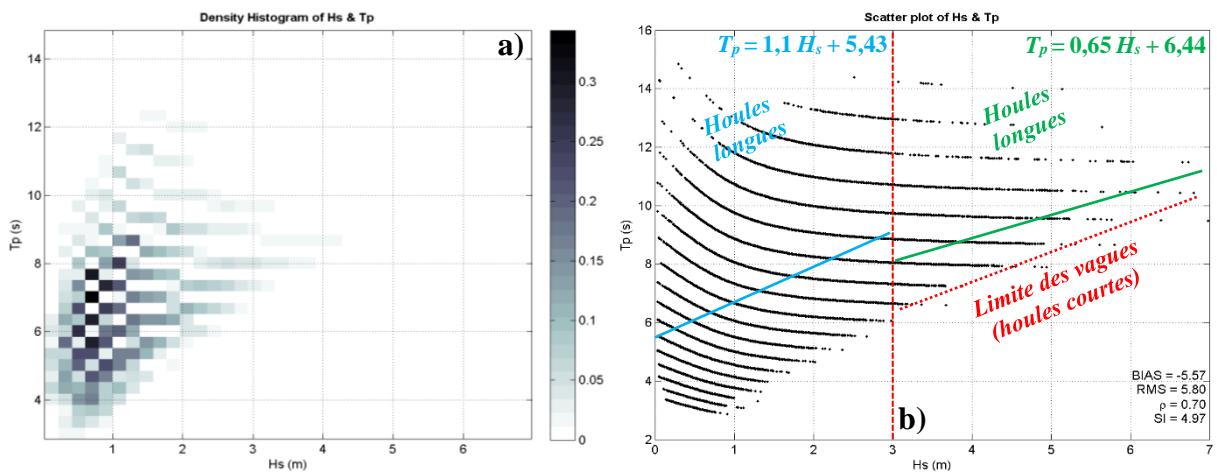
### 3.2.3. Analyse de la période/origine de la houle

D'après la Figure III.7, deux groupes des vagues différents peuvent être notés, le premier avec une mer pleinement développée avec des valeurs de  $H_s$  modérées (entre  $0,5\text{ m}$  et  $1,25\text{ m}$ ) et des périodes courtes (entre  $4\text{ s}$  et  $6\text{ s}$ ). Selon les formules de *Pierson-Moskowitz* (*PM*) ce groupe est composé d'états de mer intermédiaires entre les mers de vent et les houles (Butel et al., 2002). Le second groupe est caractérisé par des vagues plus énergétiques (plus de  $1,5\text{ m}$  de  $H_s$ ) avec des périodes plus longues (entre  $7\text{ s}$  et  $13\text{ s}$ ) qui correspondent à un état de mer intermédiaire dominé par des houles réelles.

De plus, la valeur maximale de  $T_p$  a été observée pendant la saison hivernale à raison de  $15,56\text{ s}$ , pour une moyenne hivernale de  $7,3\text{ s}$ , tandis que les deux valeurs de  $T_p$  - maximale et moyenne - pour la saison estivale sont de  $13,19\text{ s}$  et  $6,06\text{ s}$ , respectivement.

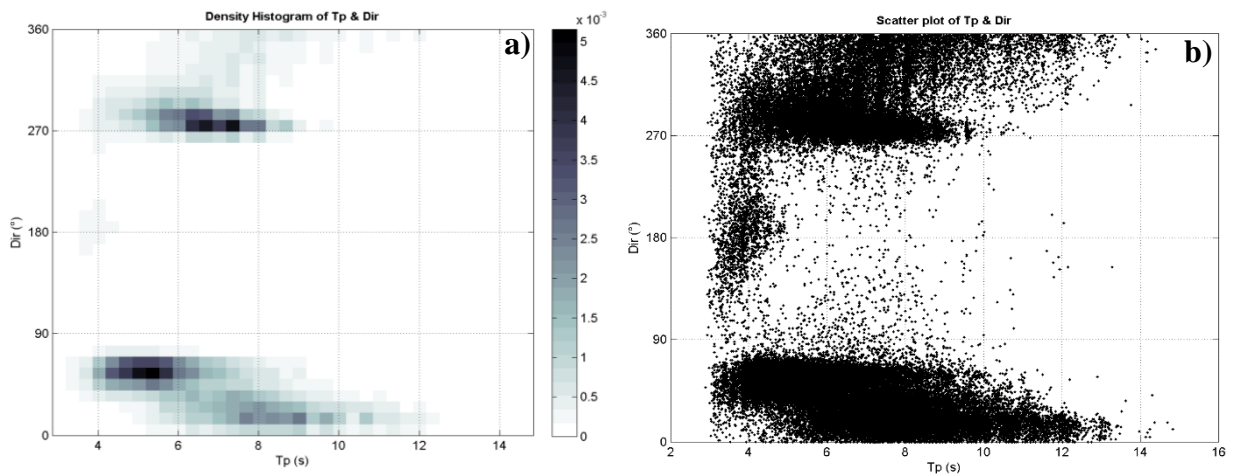
En ce qui concerne l'asymétrie, ces deux groupes présentent une asymétrie positive, ce qui signifie que les hauteurs  $H_s$  ont tendance à augmenter progressivement au fur et à mesure que la période pic augmente, le plus souvent dans le cadre de l'intensification des champs de vent au large et a pour effet d'augmenter l'espacement et la vitesse de la houle en eaux profondes.

Une relation quasi-linéaire relie alors  $H_s$  et  $T_p$ , puisque pour  $H_s$  donnée, une valeur minimale de  $T_p$  semble clairement exister. Cette limite symbolise une limite physique dans les processus de formation de la houle, et correspond ainsi aux conditions exclusives d'une vague, qui sont celles de la zone de génération de ces ondes de gravités, à l'endroit où souffle le vent (Gervais, 2012).



**Figure III.7** : L'histogramme de densité (a) et le diagramme de dispersion (b) de la hauteur significative des vagues en fonction de la période pic des vagues.

La relation limite entre  $H_s$  et  $T_p$  paraît augmenter de manière plus rapide pour les faibles  $H_s$  (inférieures à 03 m), ce qui est éclairci par l'équation de la courbe d'ajustement linéaire :  $T_p = 1,1 H_s + 5,43$  (Figure III.7b). Au-dessus de 03 m de vagues, cette limite suit une hausse légèrement plus faible et surtout relativement linéaire. Au-delà de ces 03 m de  $H_s$ , la courbe d'ajustement linéaire des données est la suivante :  $T_p = 0,65 H_s + 6,44$  (Figure III.7b).



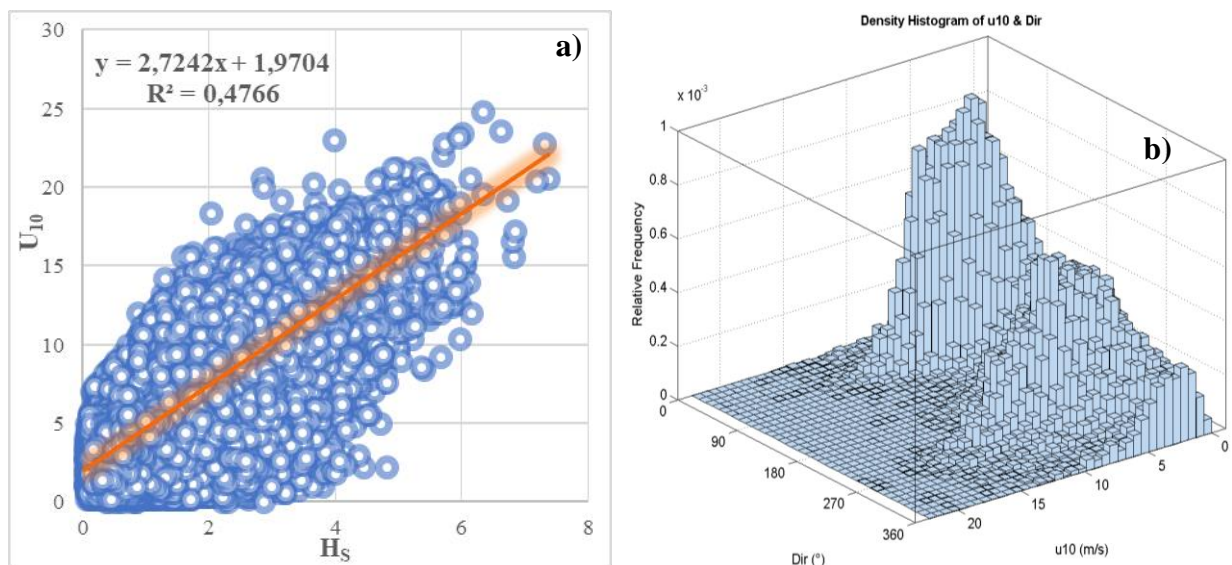
**Figure III.8** : L'histogramme de densité (a) et le diagramme de dispersion (b) de la période pic des vagues en fonction de la direction moyenne des vagues.

On note également que cette courbe est relativement proche des conditions limites-basses d'une vague, ce qui montre que la majorité du temps, les houles importantes d'origines marines qui atteignent les plages de la baie d'Alger sont des houles dites « courtes ». Elles sont donc d'aspect très proche d'une vague, et sont donc de provenance locale.

Un état de mer intermédiaire parfois dominé par de véritables épisodes de houle apparaît clairement dans la direction Nord ( $337^\circ$  et  $22,5^\circ$ ) caractérisé par de courtes à moyennes périodes, qui peuvent atteindre jusqu'à 15 s dans des conditions météorologiques spécifiques (Figure III.8).

### 3.2.4. La météorologie (vents) et le climat des vagues

Vu que la plupart des tempêtes relève de conditions de houles courtes, formées par des coups de vents marins proches de la côte, il n'est pas étonnant d'observer un certain lien entre  $H_s$  des vagues et la vitesse du vent marin  $U_{10}$  observé au même moment sur le littoral, même si les conditions de vent n'étant pas toujours bien corrélées avec la hauteur des vague (Figure III.9a). Pourtant, cette relation ne peut définir le vent « sur site », à un instant donné, comme un critère toujours très juste pour l'estimation de la taille des vagues (Gervais, 2012). En effet, on relève dans le domaine des véritables houles  $> 1,5$  m de  $H_s$  (Figure III.9a) que des vents marins faibles peuvent coexister avec des houles même très hautes (ex :  $H_s > H_{s, 99\%} \approx 3.6$  m).



**Figure III.9** : Nuage de points des variations de  $H_s$  en fonction de  $U_{10}$  (a) et l'histogramme de densité en 3d des variations de  $U_{10}$  et  $U_{10d}$  en fonction de la fréquence relative (b).

Quant au climat global des vents marin, la Figure III.9b montre un caractère climatique bimodal marqué par une dominance des deux directions principales issues de secteur *ENE* (en été) représentant environ 36 % des observations et le secteur *W* (en hiver) représentant environ 33,5 % des observations. Le reste de l'année est partagé principalement entre ces deux secteurs.

### 3.2.5. Variabilité saisonnière et interannuelle

#### 3.2.5.1. La variabilité saisonnière

La variabilité saisonnière des conditions de vagues apparaît très nettement sur toute la gamme des figures de cette analyse statistique. Les vagues présentent des caractéristiques similaires chaque année entre juin et août, illustrées par des hauteurs significatives moyennes comprises entre 0.8 à 0.9 *m*. De décembre à février, les hauteurs significatives moyennes sont nettement plus élevées ( $\approx$  facteur 02) et varient entre 1.5 et 1.6 *m*. Il convient également de noter que pour le reste de l'année (la saison printanière et automnale) des valeurs moyennes de  $H_s$  comprises entre 1.1 à 1.2 *m* ont été enregistrées.

De manière similaire, la variabilité saisonnière de l'occurrence des événements tempétueux est clairement illustrée sur la Figure III.10a qui fait apparaître une majorité écrasante des tempêtes (au-delà de la percentile 95 %,  $H_{s, 95\%} \approx 2.69$  *m*) capturées entre octobre et avril généralement et entre décembre et février (période hivernale) particulièrement.

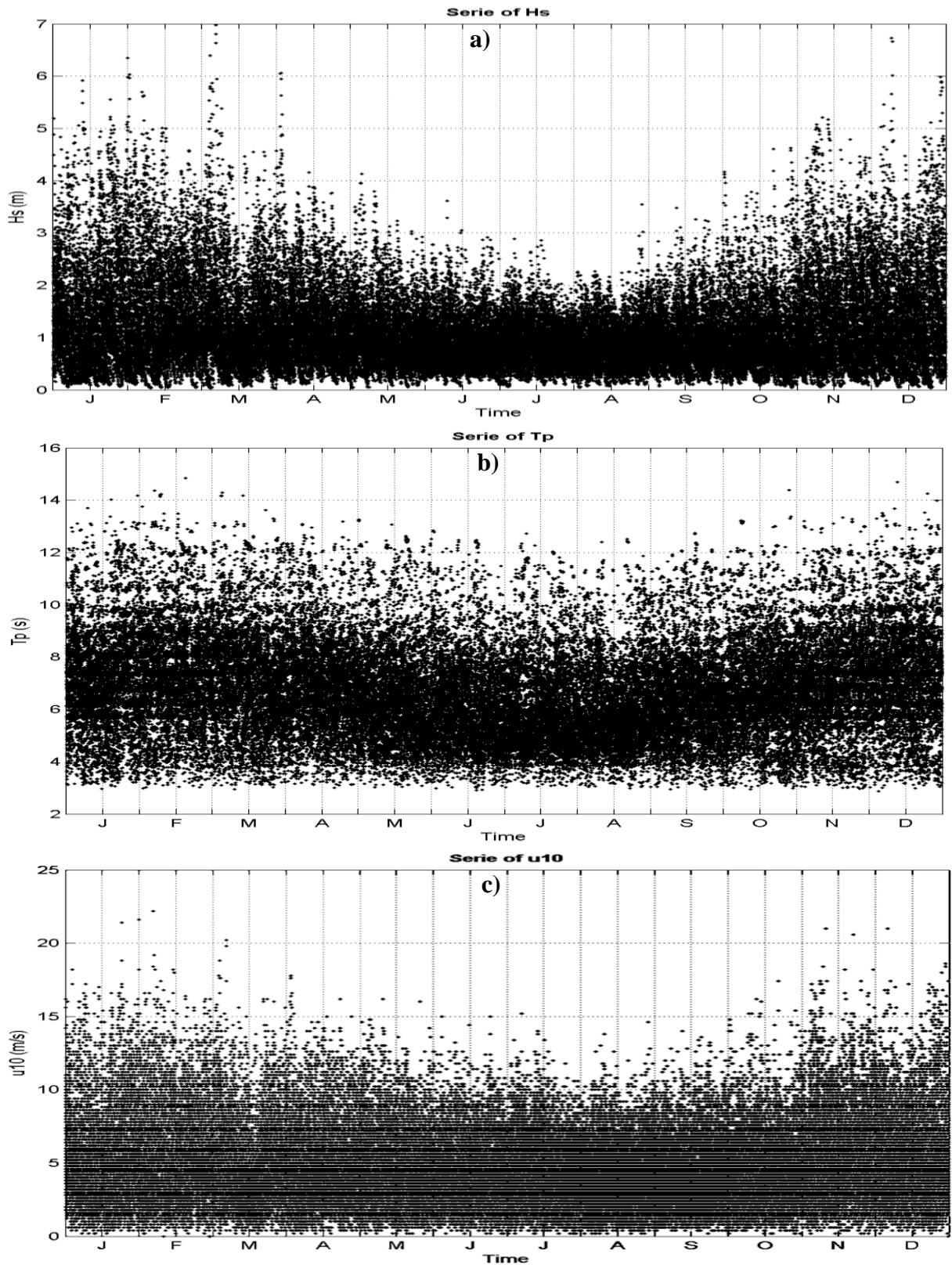
Ces événements extrêmes ont plutôt tendance à provenir de la bande Nord-Est et la bande Ouest. Quelques tempêtes peuvent avoir lieu au mois de septembre au cours desquelles la hauteur significative peut atteindre 04 *m*. En été, quelques coups de mer ( $H_s < H_{s, 99\%} \approx 3.6$  *m*) sont observés.

#### 3.2.5.2. La variabilité interannuelle

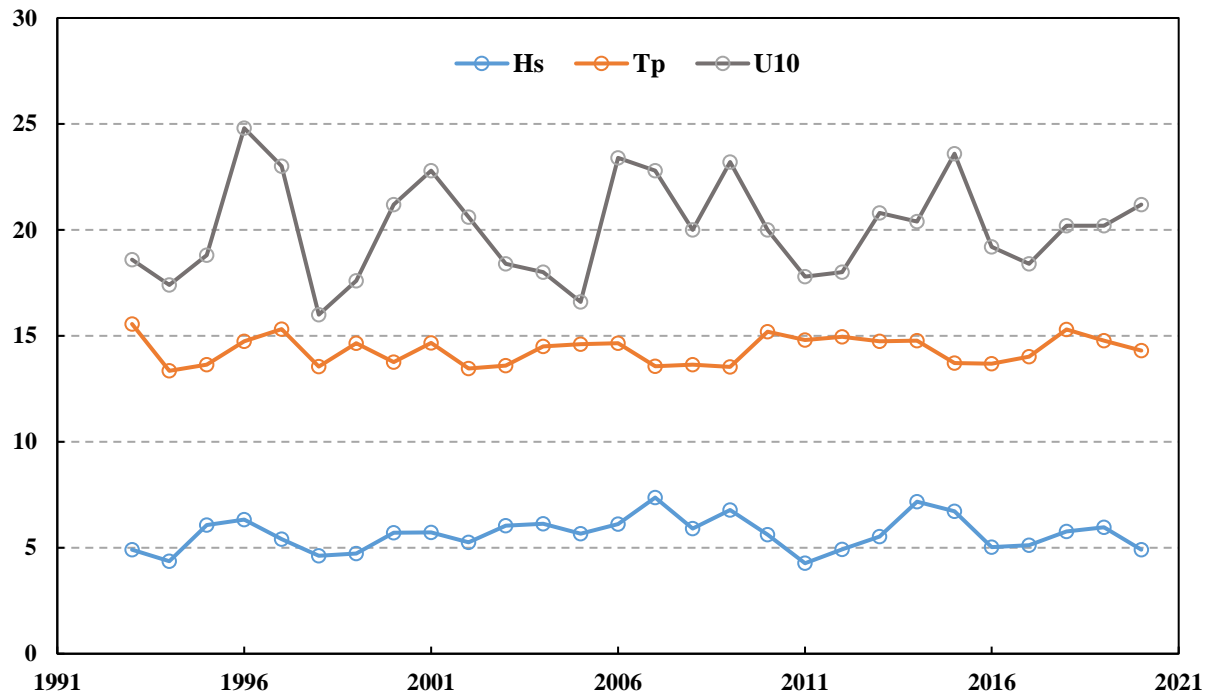
Afin de caractériser la variabilité interannuelle du climat de vagues, la même analyse des événements extrêmes (la plus grande valeur annuelle) et du moyen annuel est réalisée par année pour toute la période considérée (29 ans). (Sachant que les valeurs des moyennes annuelles étaient très proches, nous avons jugé que la figure en question n'était pas prise en compte).

Alors que les hauteurs significatives moyennes (le moyen annuel) sont approximativement les mêmes chaque année (1.1 à 1.4 *m*), on observe une importante variabilité interannuelle des valeurs maximales des événements de tempête (Figure III.11). La baie d'Alger apparaît moins exposée à de fortes vagues au cours de l'hiver de l'année 2011-2012 avec  $H_{s, \max} = 4.27$  *m*. Au contraire, l'hiver 2006-2007 fut marqué par la grande valeur de  $H_s$  de toute la base de données considérées avec  $H_{s, \max} = 7.37$  *m*. Cela pourrait être dû aux conditions atmosphériques sévères enregistrées durant toute la saison hivernale de l'année 2006-2007 caractérisée par une intensité du vent  $U_{10, \max} = 22.8$  *m/s*, tandis que  $U_{10, \max}$  d'hiver 2011-2012 n'a pas dépassée les 17.8 *m/s*. il est à noter que la plus grande valeur maximale annuelle de  $U_{10}$  au cours de la période inspecté (29 ans) a été enregistrée en hiver 1995-1996 avec  $U_{10, \max} = 24.8$  *m/s*.

Quant aux variations de la période pic des vagues, les moyennes annuelles de  $T_p$  varient très légèrement chaque année (6.6 à 6.9 *s*). Une variation plus au moins remarquable chaque année pour qui est des valeurs maximales annuelles de  $T_p$  avec un  $T_{p, \max}$  enregistrés en hiver 1993-1994 égale à 15.56 *s*, tandis que la plus petite valeur des maximums annuels a été enregistrée en hiver 2001-2002 avec  $T_{p, \max} = 13.35$  *s*.



**Figure III.10** : Variations saisonnières et interannuelles de  $H_s$  (a),  $T_p$  (b) et  $U_{10}$  (c) entre 1992 et 2020.



**Figure III.11** : Variations des maximums annuels de  $H_s$  (en bleu),  $T_p$  (en orange) et  $U_{10}$  (en gris) entre 1992 et 2020.

Ces variations annuelles de  $T_p$  sont très difficiles à expliquer (de même pour apercevoir les mécanismes d'évolution de ce paramètre) pour la simple raison qu'on ne dispose pas assez d'informations sur le fetch au large de la baie d'Alger - précisément au point d'extraction ( $37^\circ N$  et  $3^\circ 15' E$ ) -, car la zone de génération des vagues (*fetch*) est toujours en étroite relation avec l'évolution du couple  $H_s / T_p$ .

### 3.2.6. Analyse des tempêtes

Comme il a été décrit plus en détail dans ce chapitre, les conditions météo-marines sont en moyenne calmes dans la baie d'Alger. Le régime d'agitation est en majeure partie influencé par de brefs épisodes de houles, et des tempêtes parfois très violentes ayant lieu tout au long de l'hiver en raison des coups de vent marin (Tableau III.1).

**Tableau III.1** : Classement décroissant de la hauteur significative des vagues lors des événements extrêmes (tempêtes) au cours des 30 dernières années.

<i>Date</i>	$H_s$ (m)	$H_{sd}$ (°)	$T_p$ (s)	$U_{10}$ (m/s)	$U_{10a}$ (°)
08/03/2007	7.37	04	10.82	20.6	08
10/12/2014	7.18	11	10.82	20.4	08
06/03/2009	6.79	314	9.85	16.6	310
31/01/2015	6.72	270	10.83	19.2	264
06/02/1996	6.33	271	9.86	24.8	266

Lors des épisodes de fortes vagues, la houle est le plus souvent courte (Tableau III.1). Elle se rapproche d'une vague, avec une faible période significative des vagues en rapport à sa  $H_s$ . Ceci montre que les champs de vents marins générateurs sont le plus souvent relativement proches des côtes de la région. Pourtant certaines rares situations de tempêtes, provenant essentiellement du Nord, créent des vagues très importantes avec des périodes beaucoup plus élevées. On peut observer également dans le Tableau III.2 plusieurs exemples de houles, que l'on peut classer comme longues, même avec de très fortes hauteurs de vagues (ex. :  $T_p$  de 13.16 à 14.55 s pour des  $H_s$  entre 4.05 et 5.47 m). En ce qui concerne les tempêtes « historiques », au-delà de 06 m de  $H_s$ , la houle est toujours courte, et du type d'une très grosse vague.

**Tableau III.2** : Classement décroissant de la hauteur significative des vagues les plus longues lors des événements extrêmes (tempêtes) au cours des 30 dernières années.

<i>Date</i>	<i>H<sub>s</sub> (m)</i>	<i>H<sub>sd</sub> (°)</i>	<i>T<sub>p</sub> (s)</i>	<i>U<sub>10</sub> (m/s)</i>	<i>U<sub>10d</sub> (°)</i>
29/12/2004	5.47	13	13.16	12	352
08/11/2002	4.47	09	13.22	6.4	322
11/11/2013	4.39	20	14.55	7.4	344
19/01/2005	4.33	354	14.55	11.2	300
22/02/2002	4.05	10	13.25	05	354

Il est à noter aussi que la proximité des coups de vent de tempête fait qu'une très bonne relation relie souvent la vitesse des vents marins sur le littoral et la  $H_s$  des vagues. On confirme donc l'idée que « de forts vents marins équivalent à de fortes vagues » (Tableau III.1), tout en sachant que la relation en sens inverse n'est pas toujours vérifiée (Tableau III.2).

## Chapitre 2 :

# Modélisation statistique des valeurs extrêmes

*« Quand un bateau est dans la tempête  
et qu'il y a des rochers pas loin,  
il est peu courant qu'il soit  
dirigé par un comité. »  
Jean-Paul Getty*

Afin de mener à bien notre objectif, plusieurs tests et analyses statistiques ont été entrepris.

### 3.3. Détection des points aberrants

Un point aberrant est une donnée d'une valeur très différente de celle de l'essentiel des autres données. La présence de points aberrants dans un échantillon peut entraîner des difficultés lorsque l'on tente d'ajuster une distribution à cet échantillon (OMM, 2014b). Il peut y avoir des points aberrants de valeur particulièrement grande ou faible, voire les deux à la fois, dans un échantillon, et ceux-ci peuvent avoir des incidences différentes sur l'analyse de fréquence (Sevruk and Geiger, 1981; USWRC, 1981).

Le test de Grubbs et Beck pour la détection des points aberrants est recommandé par (USWRC, 1981). Pour réaliser le test de Grubbs et Beck, on calcule les deux quantiles suivants (Équation III.1 et Équation III.2) :

$$X_H = \exp(\bar{x} + K_N S) \quad \text{Équation III.1}$$

$$X_L = \exp(\bar{x} - K_N S) \quad \text{Équation III.2}$$

$\bar{x}$  et  $s$  étant respectivement la moyenne et l'écart type des logarithmes naturels des éléments de la série, et  $K_N$  la statistique de Grubbs et Beck.

Les points aberrants hauts sont considérés comme des données historiques si l'information disponible montre qu'il ne s'agit pas d'erreurs de mesure. Un changement d'appareils de mesure ou des modifications de l'environnement de la station peuvent affecter l'homogénéité des séries chronologiques.

L'application de test de Grubbs et Beck sur notre jeu de données a considéré la plus haute valeur de  $H_s$  ( $H_{s, \max} = 7.34 \text{ m}$  de l'année 2007) et la plus faible valeur  $H_s$  ( $H_{s, \min} = 0.03 \text{ m}$ ) comme des valeurs aberrantes. D'un point de vue océanographique - et au contraire de contexte hydraulique et fluvial - on ne peut pas compter sur ces résultats car l'application de ce test sur des bases de données de la houle au large (y compris les paramètres météo-marins) fait encore l'objet de débats au sein de la communauté scientifique. De plus, et de point de vue scientifique, il n'est pas de tout étrange d'enregistrer des valeurs de  $H_s$  comprise entre  $7.34 \text{ m}$  et  $0.03 \text{ m}$  au bassin méditerranéen occidental.

Selon (OMM, 2014b), Il faut s'assurer que la plus grande valeur ou les deux plus grandes valeurs de la série annuelle concordent avec les autres valeurs de la série. Si, par exemple, la valeur maximale sur une période de 30 ans est deux fois plus élevée que la deuxième valeur par ordre de grandeur, il s'agit clairement d'un point aberrant. D'après ce dernier critère qui semble très logique à appliquer sur notre jeu de données, la valeur de  $H_s = 7.34 \text{ m}$  est très loin d'être considérée comme une valeur aberrante puisque la deuxième valeur par ordre de grandeur de ladite série est de  $7.18 \text{ m}$ .

### 3.4. Analyse fréquentielle

Puisqu'on s'intéresse à la fois à l'amplitude et à la fréquence des événements tempétueux extrêmes, nous avons procédé à une analyse fréquentielle des maximums annuels et des POT's. Celle-ci consiste à ajuster une distribution statistique aux données, ce qui permet ensuite de calculer, par exemple, la période de retour d'un événement donné.

Il convient de signaler que le présent document ne s'intéresse qu'aux extrêmes de la hauteur significative des vagues, qui est un paramètre décrivant un état de la mer à court terme plutôt que des vagues individuelles.

### 3.4.1. Extraction des *POT's*

Le principal avantage des *POT's* est qu'on ne se limite pas à la valeur la plus élevée par année mais on sélectionne toutes les valeurs dépassant un certain seuil. De cette manière, on ne perd pas l'information liée aux deuxième, troisième, quatrième ... pics les plus grands dans l'année qui sont parfois plus élevés que les maximums d'autres années. Cette méthode est donc particulièrement intéressante pour les séries chronologiques courtes (Grandry et al., 2018b).

Par contre, en tenant compte de plus de données, les *POT's* seraient relativement moins impactés que les maximums annuels par l'extrapolation, étant donné que le nombre de valeurs dépassant la hauteur significative maximale est plus petit.

La procédure d'extraction des *POT's* est toutefois complexe et chronophage. La première étape consiste à choisir le seuil : celui-ci doit être assez bas pour que le nombre de *POT's* extraits soit suffisant mais suffisamment élevé pour que les pics sélectionnés soient indépendants. Parmi les différentes méthodes et règles de choix de seuil existent dans la littérature, nous avons utilisé ce qui suit :

- 1) Le percentile 97% (Alves and Young, 2003; Caires and Sterl, 2005; Challenor et al., 2005; Salcedo-Castro et al., 2018) ---»  $3\text{ m}$  ;
- 2) Le plus petit maximum annuel de la série (Bezak et al., 2014; Langbein, 1949) ---»  $4.27\text{ m} \approx 4.3\text{ m}$  ;
- 3) Le percentile 99.5% (Vanem, 2015)---»  $4.3\text{ m}$  ;
- 4) De façon à sélectionner, d'au moins, 15 pics par an (Naseef and Kumar, 2017). Afin de mieux exploiter notre jeu de données nous avons considéré 17 pics par an, par ailleurs 495 points obtenus. ---»  $4.3\text{ m}$ .

Afin de simplifier le traitement des résultats de la « *TVE* », 02 seuils ont été considérés dans les calculs des périodes de retour. Le premier est celui de percentile 97% qui est de  $3\text{ m}$ , tandis que le deuxième seuil - selon les tirets '2', '3' et '4' - est fixé à  $4.3\text{ m}$ .

L'autre défi de la méthode de *POT* est d'assurer l'indépendance entre les pics (l'exigence d'indépendance signifie que les observations successives ne doivent pas être corrélées entre elles). Pour cela, un intervalle de 48 h (Martzikos et al., 2021) entre les pics de notre jeu de données a été appliqué qui correspond à la durée maximale des tempêtes dans le bassin méditerranéen.

### 3.4.2. Comparaison graphique « maximums annuels – *POT's* »

Nous avons tout d'abord comparé visuellement les ajustements des lois aux données (pour rappel, *GEV* et Gumbel aux maximums annuels et *GPD* aux *POT's*) à l'aide des graphiques hauteurs significatives-période de retour (Figure III.12).

Pour 80% des graphiques -à l'exception du graphique de *GPD* (03 m) - les ajustements sont similaires voire très similaires (Figure III.12). En dépit de cette similitude, il est à souligner que les ajustements aux maximums annuels sont généralement meilleurs pour les grandes périodes de retour (vingtennale, cinquantennale et centennale), tandis que les *POT's* étant nettement meilleurs pour les faibles périodes de retour (événements annuels, biannuels et quinquennaux).

Nous avons également calculé la différence entre les hauteurs significatives de toutes les périodes de retour estimées par les deux méthodes. En moyenne, ces hauteurs significatives diffèrent de 19% au-delà des événements quinquennaux jusqu'aux événements centennaux. Cette différence était nettement considérable quant aux périodes de retour annuelles et biannuelles avec une différence de l'ordre de 26 % et 31 %, respectivement. Il est à noter aussi que les maximums annuels donnant des estimations plus élevées dans 100 % des cas.

### 3.4.3. L'intervalle de confiance

En ce qui concerne l'utilisation des *POT's* pour l'analyse des extrêmes, nous n'avons pas observé d'avantages nets par rapport à l'approche des maximums annuels, à part le fait qu'on peut étudier la fréquence des événements extrêmes en utilisant le nombre de *POT's* par an.

Des intervalles de confiance ont été calculés ( $IC = 95\%$ ) pour les hauteurs significatives estimées. Les résultats obtenus montrent que les limites d'intervalle de confiance calculé par l'approche des maximums annuels sont nettement larges par rapport aux *POT's*, ce qu'indique davantage d'incertitudes des résultats des maximums annuels en raison de nombre très réduits des échantillons considérés dans cette approche (voir également la discussion sur les incertitudes en fonction de la taille de l'échantillon dans (Wang et al., 2013)).

Il faudra toutefois être prudent et tenir compte de l'intervalle de confiance pour les hauteurs significatives estimées. Cet intervalle de confiance ne prend cependant pas en compte les erreurs de mesure, ni celles liées à l'extrapolation des hauteurs significatives au-delà du maximum mesuré, qui peuvent être assez élevées pour les événements extrêmes. En revanche, il est important d'en tenir compte lorsqu'on utilise ces estimations dans le dimensionnement des ouvrages de protection ou les risques de submersion par exemple.

### 3.4.4. Choix de distribution (*the spread parameter*)

Dans la mesure où les trois distributions sont adéquates, le paramètre qui permet de juger de la meilleure méthode à choisir est le paramètre d'étalement (*the spread parameter*) qui estime le degré d'efficacité de la densité de probabilité de la fonction.

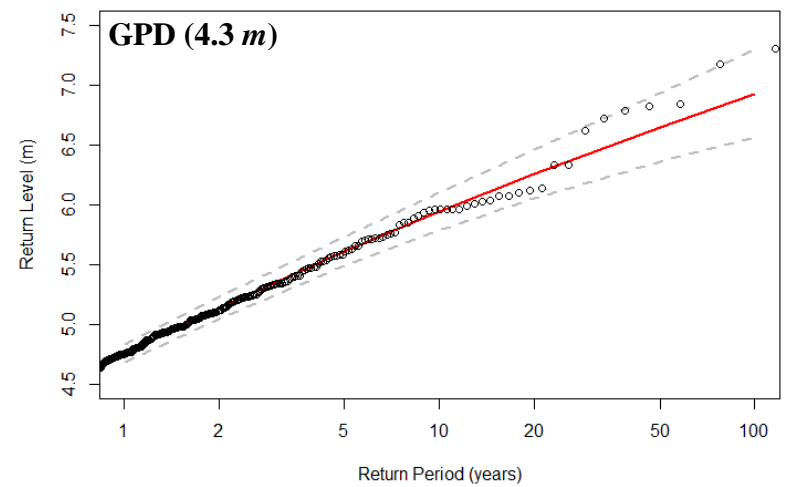
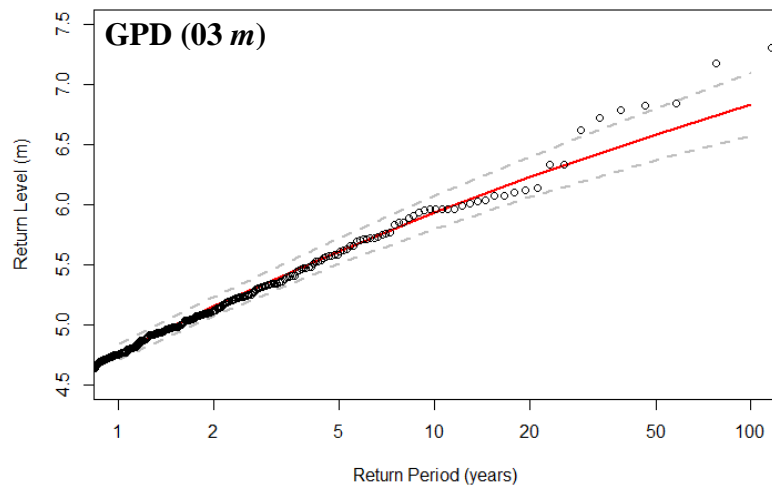
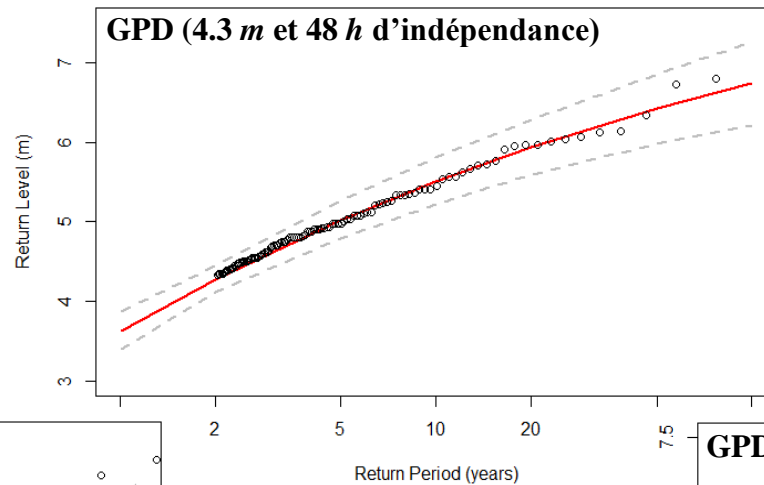
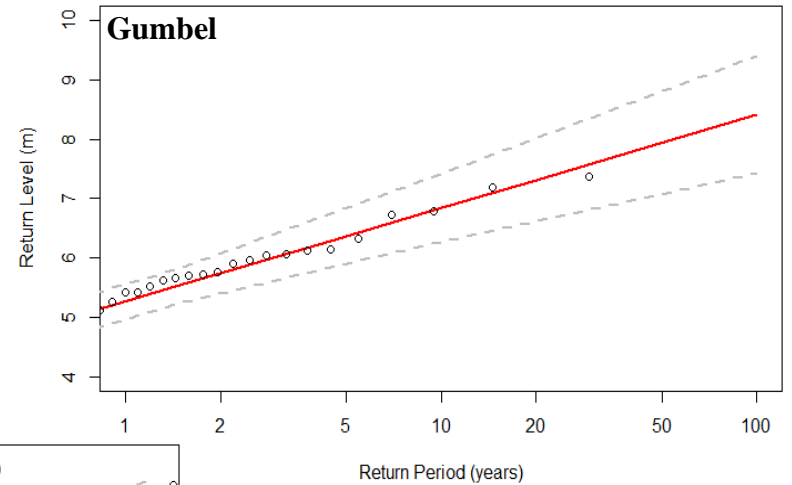
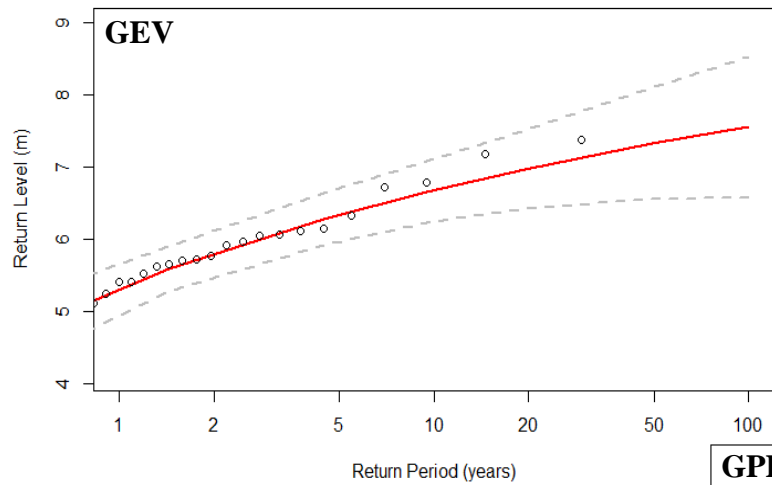
Selon (Goda, 2004), le paramètre d'étalement est défini comme le ratio entre la hauteur de période de retour de 50 ans sur celle de 10 ans (Équation III.3) :

$$\gamma_{50} = \frac{H_{50}}{H_{10}} \quad \text{Équation III.3}$$

**N.B.** La formule originale développée du paramètre d'étalement (Équation III.3) est mentionnée dans (Goda, 2004).

**Tableau III.3** : Présentation des résultats de paramètre d'étalement.

<i>Méthode</i>	<i>Distributions</i>	<i>Seuil (m)</i>	<i>Indépendance (Heure)</i>	<i>Le paramètre d'étalement « <math>\gamma_{50}</math> »</i>
Maximas Annuel (MA)	<i>GEV</i>	/	/	1,097
	<i>Gumbel</i>	/	/	1,157
Pics au-dessus du seuil (POT)	<i>GPD</i>	3	03	1,111
		4.3	03	1,119
			48	1,167



**Figure III.12 :** Représentation graphique des hauteurs significatives des vagues ( $H_s$ ) pour différentes périodes de retour par les modèles *GEV*, *Gumbel* et *GPD*.

### 3.5. Discussions des résultats

Le point d'extraction des paramètres météo-marins étant situé au large de la zone d'étude (baie d'Alger), le climat des vagues présente une variabilité annuelle et interannuelle distincte tout au long de la période examinée. Ici, nous avons considéré des séries de données sur une année entière sans tenir compte de la saisonnalité.

Comme on pouvait s'y attendre, la variabilité des estimations est plus élevée pour les valeurs de retour cinquantennales et centennales que pour les valeurs de retour décennales car il s'agit d'extrapolation. Il est à noter aussi, que la valeur de retour annuel est également obtenue sur la base d'une extrapolation vu que le paramètre d'échelle  $\sigma$  doit être plus grand que 0 ( $\sigma > 0$ ).

Tout d'abord, on constate qu'il existe de grandes variabilités selon l'approche choisie pour l'analyse des valeurs extrêmes. Il est intéressant d'observer qu'il n'y a pas de biais systématique concernant les méthodes.

L'approche des *POT's* sous-estime -relativement- les niveaux de retour de telle sorte que même le niveau de retour centennal ne franchit pas l'observation la plus élevée ( $H_s = 7,37 m$ ) dans les données et le plus grand niveau de retour centennal est signalé comme étant de  $6,93 m$  lorsqu'on ajuste notre série de données avec la distribution *GPD* avec un seuil de  $4,3 m$  et  $03 h$  d'indépendance (Tableau III.4).

Il est montré aussi que l'inclusion d'intervalle d'indépendance de  $48 h$  dans le modèle *GPD* a permis d'obtenir des niveaux de retour plus faible que le modèle *GPD* avec un intervalle d'indépendance de  $03 h$  (100% des cas), avec  $6,74$  et  $6,93 m$  pour la période de retour centennale, respectivement.

Concernant l'influence du choix du seuil des *POT's*, il a été constaté que les deux seuils  $03$  et  $4,3 m$  étaient correctement établis, ceci s'explique par la très grande convergence des résultats obtenus à la base de ces deux derniers.

Le grand nombre d'observations ayant un  $H_s$  plus au moins faible que les maximums annuels dans les séries de données utilisées dans l'analyse conduit à une sous-estimation dans la méthode des *POT's*, alors que le modèle *GEV* et *GUM* ont estimé  $7,54$  et  $8,41 m$  comme niveaux de retour de 100 ans respectivement.

L'estimation *GEV* tend à bien reproduire la valeur centennale mais présente les mêmes caractéristiques de sous-estimation de la valeur cinquantennale puisque cette dernière ( $7,31 m$ ) ne franchit pas l'observation la plus élevée ( $7,37 m$ ) de notre série de 29 ans.

Pour la période de retour décennale, *GUM* projette une valeur de  $6,84 m$  qui est presque comparable à l'estimation correspondante de *GPD* pour la période de 100 ans.

Quant aux niveaux de retour annuels, biannuels et quinquennaux, les résultats issus de l'approche *AM* (pour les deux distributions : *GEV* et *GUM*) montrent une surestimation évidente par rapport aux données maximales mesurées de même à l'approche, ce qui pourrait être dû au grand nombre d'observations ayant des valeurs  $H_s$  très élevées des *AM*.

**Tableau III.4** : Statistiques sommaires des valeurs extrêmes et intervalles de confiance.

<i>Période de retour (ans)</i>	<i>Méthode</i>	<i>Distributions</i>	<i>Seuil (m)</i>	<i>Indépendance (Heure)</i>	<i>Hs (m)</i>	<i>Intervalle de confiance (95%)</i>
1	Maximas Annuel (MA)	<i>GEV</i>	/	/	5.28	4.91-5.63
		<i>Gumbel</i>	/	/	5.26	4.98-5.56
	Pics au-dessus du seuil (POT)	<i>GPD</i>	3	03	4.75	4.7-4.85
			4.3	03	4.75	4.67-4.84
			48	<b>3.63</b>	3.4-3.87	
2	Maximas Annuel (MA)	<i>GEV</i>	/	/	5.77	5.44-6.1
		<i>Gumbel</i>	/	/	5.72	5.4-6.05
	Pics au-dessus du seuil (POT)	<i>GPD</i>	3	03	5.11	5.05-5.24
			4.3	03	5.11	5.04-5.24
			48	<b>4.27</b>	4.1-4.44	
5	Maximas Annuel (MA)	<i>GEV</i>	/	/	6.31	5.98-6.68
		<i>Gumbel</i>	/	/	6.35	5.89-6.82
	Pics au-dessus du seuil (POT)	<i>GPD</i>	3	03	5.6	5.49-5.73
			4.3	03	5.6	5.47-5.74
			48	<b>5.02</b>	4.79-5.26	
10	Maximas Annuel (MA)	<i>GEV</i>	/	/	6.66	6.24-7.1
		<i>Gumbel</i>	/	/	6.84	6.24-7.4
	Pics au-dessus du seuil (POT)	<i>GPD</i>	3	03	5.93	5.78-6.07
			4.3	03	5.94	5.77-6.1
			48	<b>5.5</b>	5.22-5.81	
20	Maximas Annuel (MA)	<i>GEV</i>	/	/	6.96	6.42-7.52
		<i>Gumbel</i>	/	/	7.31	6.59-8.01
	Pics au-dessus du seuil (POT)	<i>GPD</i>	3	03	6.22	6.06-6.41
			4.3	03	6.26	6.05-6.47
			48	<b>5.93</b>	5.58-6.26	
50	Maximas Annuel (MA)	<i>GEV</i>	/	/	7.31	6.56-8.08
		<i>Gumbel</i>	/	/	7.92	7.05-8.8
	Pics au-dessus du seuil (POT)	<i>GPD</i>	3	03	6.59	6.35-6.81
			4.3	03	6.65	6.35-6.95
			48	<b>6.42</b>	5.98-6.84	
100	Maximas Annuel (MA)	<i>GEV</i>	/	/	7.54	6.59-8.52
		<i>Gumbel</i>	/	/	8.41	7.4-9.39
	Pics au-dessus du seuil (POT)	<i>GPD</i>	3	03	6.83	6.56-7.09
			4.3	03	6.93	6.55-7.29
			48	<b>6.74</b>	6.19-7.25	

Dans cette étude, la sensibilité au choix exact de l'intervalle d'indépendance (03 et 48 h) semble être plus grand que la sensibilité à la valeur seuil.

Dans le cas le plus extrême, les estimations de la même valeur de retour utilisant le même ensemble de données diffèrent de 1,67 m (valeur de retour centennale). Cette situation est troublante et il est jugé difficile d'établir quelles sont les estimations les plus précises sans des enregistrements de données beaucoup plus longs.

Quant aux résultats du paramètre d'étalement «  $\gamma_{50}$  », (Gencarelli et al., 2007) a conclu que -sur la mer méditerranée- ce dernier varie entre 1.1 et 1.27, ce qui est le cas de toutes nos observations (Tableau III.3). De plus, et même si nous ne nous sommes pas appuyés sur " $\gamma_{50}$ " dans le choix de la meilleure distribution, nos valeurs de «  $\gamma_{50}$  » pour toutes les distributions considérées démontrent l'exactitude des calculs des valeurs de retour.

En récapitulant, et hormis les estimations des valeurs de retour cinquantennales et centennales qui ont été bien reproduites par le modèle *AM*, la méthode *POT* donne des estimations de la hauteur extrême des vagues un peu plus raisonnable que la méthode *AM* (notamment avec un seuil de 4.3 m et 48 heures d'intervalle d'indépendance entre les échantillons), c'est la raison pour laquelle nous allons préconiser les résultats répertoriés dans le Tableau III.10 (qui sont issus des deux approches *AM* et *POT*) dans la suite de ce manuscrit.

## **Chapitre 3 :**

# **Action des agents hydrodynamiques sur les sédiments**

*“Les eaux ont beau couler dans tous les  
sens le sable restera toujours au fond.”*

*Proverbe géorgien*

### 3.6. Granulométrie des plages

La carte sédimentologique établie (Figure III.13) montre une couverture sédimentaire de la baie d'Alger variant du sable très fin au grossier (grains médians variant entre 63 et 2000  $\mu m$ ). Il convient également de signaler la présence des massifs rocheux dans la partie Nord-Est de ladite baie qui sont répertoriés également sur la Figure III.13.

**Tableau III.5** : Granulométrie des différentes plages de la baie d'Alger.

Plages	Commune	$d_{50}$ de la partie terrestre (en mm)	$d_{50}$ de la partie marine (en mm)
<i>Tamentfoust-Est</i>	El Marsa	0.21	0.26
<i>Ondines Nord</i>	Bordj El Bahri	0.36	0.3
<i>Ondines Sud</i>	Bordj El Bahri	0.47 (Nord-Ouest)	0.37 (Nord-Ouest)
		1.49 (Sud-Est)	1.86 (Sud-Est)
<i>Alger plage</i>	Bordj El Bahri	0.49	1.77
<i>La Frégate</i>	Bordj El Bahri	0.58	0.55
<i>Stamboul</i>	Bordj El Kiffan	0.43	1.91
<i>Bateau cassé</i>	Bordj El Kiffan	0.68	1.95
<i>Verte rive</i>	Bordj El Kiffan	0.23 (Ouest)	0.28 (Ouest)
		0.33 (Est)	0.4 (Est)
<i>Sirène II</i>	Bordj El Kiffan	0.29	0.35
<i>Mazela</i>	El Mohammadia	0.23	0.26

À ce titre, il existe la première tentative de réalisation d'une carte sédimentologique de la baie d'Alger et de ses abords, par (Leclaire, 1972). Puis (Bachari et al., 2011) a effectué un travail de synthèse harmonisant les données géologiques et sédimentologiques disponibles sur mer. Ces deux travaux ont permis de fournir une approche globale sur la nature et la morphologie de la plage sous-marine de la baie d'Alger mais surtout pas sur la répartition granulométrique des sédiments marins dans les eaux côtières très peu profondes (la zone de déferlement).

Enfin, à compter de 2016 et 2021, et dans le cadre de ce présent travail, des prélèvements de sédiments ont été effectués à l'aide d'une benne de type *Van Veen* couvrant toutes les plages sableuses de la baie d'Alger afin d'établir la carte sédimentologique ci-dessous (Figure III.13).

En comparant la nature sédimentaire des échantillons prélevés avec les deux cartes de (Leclaire, 1972), Puis (Bachari et al., 2011), et nos prélèvements sédimentaires effectués, on constate que la nature du fond sous-marin dans ladite baie n'a probablement que très peu évolué.

Sur la base des résultats obtenus (Figure III.13 et Tableau III.5), la baie d'Alger apparaît donc comme un ensemble granulométriquement homogène au-delà de la zone déferlement tout en étant relativement hétérogène en haut de plage et sur la plage intertidale. Les sables y sont majoritairement fins à moyen ( $d_{50}$  entre 0.26 et 0.55 mm) hormis les deux plages de la commune de *Bordj El Kiffan* (*Stamboul* et *Bateau cassé*), *Alger* plage (commune de *Bordj El Bahri*) et la partie Sud-Est de la plage des *Ondines Sud* (commune de *Bordj El Bahri*) où nous rencontrons des sables très grossiers ( $d_{50}$  entre 1.77 et 1.95 mm).

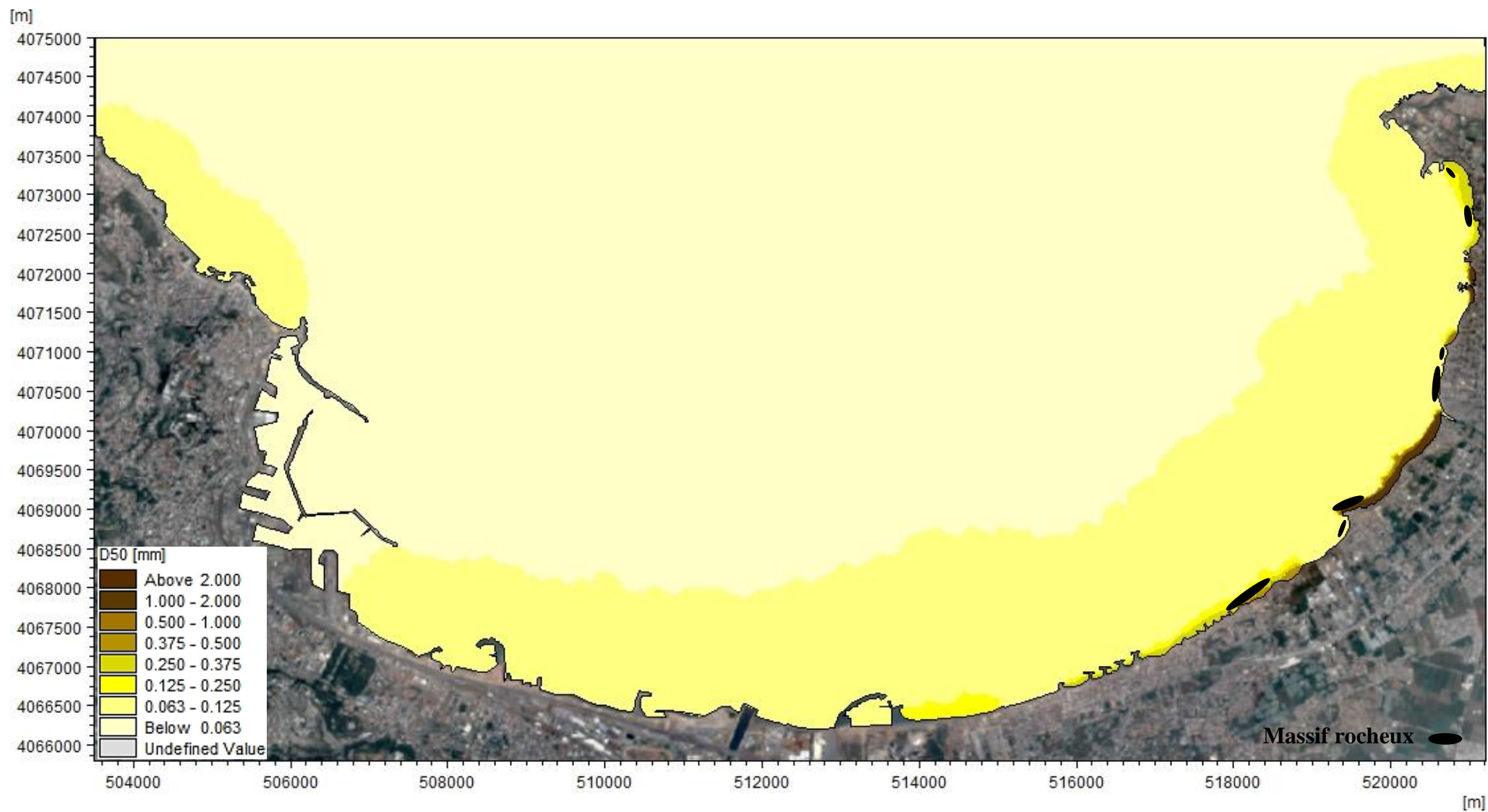
Il est à noter également que les analyses sédimentologiques au niveau de la zone d'étude mettent en évidence un gradient net de la côte vers le large, la granulométrie s'affine en allant vers le large. Par ailleurs, les massifs rocheux existant dans la baie d'Alger ont été répertoriés (Figure III.13) à titre indicatif et il se peut que leurs localisations comportent quelques inexactitudes pour la bonne et simple raison que ces entités ne font pas l'objet de notre étude.

## 3.7. Seuils de mouvement des sédiments

### 3.7.1. Contrainte critique de cisaillement du fond

L'érosion et le transport du sable ont été étudiés pendant des décennies et des formules pour les taux de transport du sable ainsi que les contraintes de cisaillement critiques pour le mouvement du sable ont été développées, dans une certaine mesure sur la base d'expériences (Henry et al., 2012).

Un préalable à la prédiction quantitative et à la compréhension du comportement des sédiments est toutefois de connaître la contrainte de cisaillement critique associée à l'érosion et au dépôt (Shi et al., 2015). La contrainte de cisaillement du fond est donc un paramètre crucial qui relie les forces hydrodynamiques à l'évolution morphologique (Zhang et al., 2018) et son estimation est très importante pour déterminer les taux de transport des sédiments et la stabilité des structures côtières, ainsi que pour la modélisation des ondes de tempête et des vagues (Seelam et al., 2011). Par définition la contrainte de cisaillement du fond, qui est la force de friction exercée par l'écoulement par unité de surface du fond. Elle est également étroitement liée au niveau de turbulence de l'écoulement, qui contrôle, par exemple, la suspension des sédiments (Soulsby and Clarke, 2005). Il est relativement simple de déterminer la contrainte de cisaillement critique des fonds de sable et de gravier lorsque la granulométrie et le triage sont connus (Salehi and Strom, 2012). La contrainte de cisaillement du fond est non seulement un paramètre hydrodynamique représentatif, mais aussi un paramètre d'entrée commun dans les relations empiriques du transport de sédiments (Hu et al., 2020b, 2020a, 2015; W. Li et al., 2017). De ce fait L'intérêt de ces contraintes a motivé un certain nombre de travaux expérimentaux supplémentaires (Sumer et al., 2013).



**Figure III.13 :** Carte sédimentologique de la baie d'Algier réalisée à partir des prélèvements sur site.

Il est à noter aussi, que l'initiation du mouvement du sable est le résultat de la contrainte de cisaillement maximale du fond qui dépasse la contrainte de cisaillement critique ( $\tau_{cr}$ ) (Tanaka and Thu, 1994). Les contraintes de cisaillement critiques peuvent être obtenues par le diagramme de *Shields*. Pour les vagues aléatoires, le paramètre de *Shields* est souvent basé sur la hauteur significative de la vague et sur la période du pic spectral (Soulsby, 1997). Il est évident que la contrainte de cisaillement dans une tempête donnée peut fréquemment dépasser le paramètre critique de *Shields* en raison de la variation des vagues irrégulières, même si le paramètre de *Shields* calculé ne dépasse pas le seuil de mouvement des sédiments, basé sur l'utilisation de la vague monochromatique équivalente (Henry et al., 2012).

Le nombre critique de Shields ' $\theta_{cr}$ ' (voir Tableau III.6) est défini par la formule optimisée de (Soulsby and Whitehouse, 1997) comme suit (Équation III.4) :

$$\theta_{cr} = \frac{0.3}{1 + 1.2D_*} + 0.055[1 - \exp(-0.02D_*)] \quad \text{Équation III.4}$$

Il est possible de tracer ' $\theta_{cr}$ ' en fonction de la taille de grain sans dimension ' $D_*$ ' donnée par (voir la figure 20, dans (Soulsby, 1997)) l'équation (Équation III.5) :

$$D_* = \left[ \frac{g(s-1)}{v^2} \right]^{1/3} d \quad \text{Équation III.5}$$

Où :

- $g$  = accélération due à la gravité =  $9.81 \text{ (m.s}^{-2}\text{)}$
- $s$  = le ratio des densités du grain et de l'eau  $\rho_s / \rho$  (-)
- $\rho_s$  = densité du grain ( $\text{kg.m}^{-3}$ )
- $\rho$  = densité de l'eau ( $\text{kg.m}^{-3}$ )
- $d$  = diamètre du grain ( $\text{m}$ )
- $v$  = viscosité cinématique de l'eau ( $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ )

En termes de calcul de ' $\tau_{cr}$ ', plusieurs modèles sont disponibles, tels que ceux proposés par (Grant and Madsen, 1979; Soulsby, 1997; Soulsby and Clarke, 2005; van Rijn, 1993). Dans la présente étude, le modèles de (Soulsby, 1997) a été utilisés pour calculer ' $\tau_{cr}$ ' (Équation III.6) :

$$\tau_{cr} = \theta_{cr} * [g(\rho_s - \rho)d] \quad \text{Équation III.6}$$

(Soulsby and Clarke, 2005) a affirmé que son nouveau modèle de prédiction de ' $\tau_{cr}$ ' pour les fonds rugueux donne des résultats largement similaires à son ancien modèle (Soulsby, 1997) précédemment considéré dans cette étude (Équation III.4, Équation III.5 et Équation III.6).

Outre la simplicité d'application de l'ancien modèle de (Soulsby, 1997) pour la détermination de ' $\tau_{cr}$ ', la nouvelle méthode de (Soulsby and Clarke, 2005) repose sur le fait que le courant moyen en profondeur est déjà connu, (cette approche n'est pas cohérente avec l'objectif de la présente étude qui vise secondairement à déterminer la valeur critique - inconnue jusqu'à présent- de la vitesse de courant) ce qui explique notre choix.

Les résultats obtenus (Tableau III.6) montrent clairement que la contrainte critique de cisaillement ' $\tau_{cr}$ ' augmente à mesure que le diamètre de sédiment ' $d_{50}$ ' augmente, en atteignant  $1.162 N/m^2$  pour la plus grande valeur de diamètre de sédiment constituant la plage de *bateau cassé* à savoir  $d_{50} = 1.95 mm$ .

(Vollmer and Kleinhans, 2008) ont rapporté que le nombre critique de Shields ' $\theta_{cr}$ ' a une valeur d'environ 0,057 pour le sable fin et le gravier, une valeur un peu plus faible pour le sable moyen et une valeur croissante pour les sédiments plus fins, ce qui correspond manifestement à nos résultats.

**Tableau III.6** : Approches employées dans la détermination de "Dimensionless grain size ( $D^*$ )", "Threshold Shields parameter ( $\theta_{cr}$ )" et "Threshold shear-stress ( $\tau_{cr}$ )".

Plages	Commune	D <sub>50</sub> (en mm)	Dimensionless grain size ( $D^*$ )	Threshold Shields parameter ( $\theta_{cr}$ )	Threshold shear-stress ( $\tau_{cr}$ ) (en $N/m^2$ )
<i>Tamentfoust-Est</i>	<i>El Marsa</i>	0.26	5.74	0.04399	0.182
<i>Ondines Nord</i>	<i>Bordj El Bahri</i>	0.3	6.62	0.04034	0.192
<i>Ondines Sud</i>	<i>Bordj El Bahri</i>	0.37 (NO)	8.17	0.03605	0.212
		1.86 (SE)	41.07	0.03677	1.089
<i>Alger plage</i>	<i>Bordj El Bahri</i>	1.77	39.08	0.03609	1.017
<i>La Frégate</i>	<i>Bordj El Bahri</i>	0.55	12.14	0.03112	0.272
<i>Stamboul</i>	<i>Bordj El Kiffan</i>	1.91	42.17	0.03715	1.129
<i>Bateau cassé</i>	<i>Bordj El Kiffan</i>	1.95	43.06	0.03744	1.162
<i>Verte rive</i>	<i>Bordj El Kiffan</i>	0.28 (O)	6.18	0.04203	0.187
		0.4 (E)	8.83	0.03477	0.221
<i>Sirène II</i>	<i>Bordj El Kiffan</i>	0.35	7.73	0.03707	0.206
<i>Mazela</i>	<i>El Mohamma dia</i>	0.26	5.74	0.04399	0.182

### 3.7.2. Vitesse de courant et/ou Hauteur de vague critique

La cinématique et la dynamique du mouvement des fluides dans la couche limite des vagues près du fond marin dans les eaux peu profondes et intermédiaires des zones dominées par les vagues constituent le mécanisme dominant qui régit l'écoulement et le transport des sédiments (Myrhaug and Ong, 2021). Des conditions hydrodynamiques différentes entraîneront un comportement différent des sédiments ; autrement dit, un changement des conditions hydrodynamiques pourrait affecter les processus d'érosion et de dépôt (Dai et al., 2010; Fan et al., 2006; Janssen-Stelder, 2000; Shi et al., 2012; Yan et al., 2011; Yang et al., 2008; Zhu et al., 2014). De ce fait, -et sur le plateau continental marin- la compréhension des contraintes de cisaillement moyennes et maximales du fond qui se produisent sous les vagues et les courants est importante pour les processus de propagation des vagues et de transport des sédiments (Malarkey and Davies, 2012).

Lorsque les vagues se propagent sur le plateau continental, la friction du fond qu'elles "ressentent" peut constituer un "puits" d'énergie important. Ceci, à son tour, peut influencer la force du courant moyen, en particulier dans les zones moins profondes des mers du plateau continental (Malarkey and Davies, 2012). Lorsque les vagues s'approchent des zones de *surf* et de *swash*, l'écoulement est intensifié par le déferlement des vagues, ce qui entraîne une production accrue de turbulences (Myrhaug and Ong, 2021). (Hofland, 2005; Kleinhans and Rijn, 2002; Zanke, 2003) et de nombreux autres chercheurs ont montré que la turbulence à proximité du fond augmente la mobilité. Les plus grandes contraintes de cisaillement dans le champ d'écoulement turbulent entraînent les sédiments.

Dans de nombreux cas, les courants et les vagues contribuent de manière significative à la contrainte de cisaillement du fond. La contrainte de cisaillement du fond est constituée d'une composante constante due au courant et d'une composante oscillante due aux vagues (Soulsby and Clarke, 2005). Les vagues et les courants interagissent de manière non linéaire, ce qui conduit à une contrainte de cisaillement totale du fond qui n'est pas une simple addition linéaire de la contrainte de cisaillement du fond induite par les vagues et par les courants (Grant and Madsen, 1979; Henry et al., 2012; Rosales et al., 2008; Zhu et al., 2016). En plus de la difficulté apportée par ce processus non linéaire, la définition de la contrainte de cisaillement critique s'accompagne d'une dispersion considérable car elle est basée sur des données expérimentales (Soulsby and Whitehouse, 1997). De plus, elle n'est pas triviale lorsqu'il s'agit de sable naturel, car la contrainte de cisaillement critique peut varier fortement en fonction du mélange de différentes tailles de grains (Shvidchenko et al., 2001; Wilcock, 1993). Par conséquent, la nature complexe de la transposition des mesures hydrodynamiques à la dynamique des sédiments via la contrainte de cisaillement du fond due aux courants et aux vagues a donné lieu à un certain nombre de modèles mathématiques alternatifs (modèle d'interaction vague-courant), notamment les modèles de (Christoffersen and Jonsson, 1985; Davies and Gerritsen, 1994; Fredsøe, 1984; Grant and Madsen, 1979; Huynh-Thanh and Temperville, 1991; Myrhaug and Slaattelid, 1990; O'Connor and Yoo, 1988; Shi et al., 2015; Soulsby, 1997; Soulsby and Clarke, 2005; Soulsby and Whitehouse, 1997; van Rijn, 1993; Zhu et al., 2016), en utilisant souvent une onde monochromatique équivalente pour représenter les ondes aléatoires.

### 3.7.2.1. Vitesse de courant critique ( $\bar{U}_{cr}$ )

Pour les écoulements très lents sur un fond sableux, le sable reste immobile. Si la vitesse de l'écoulement augmente lentement, on atteint une vitesse à laquelle quelques grains commencent à se déplacer. C'est ce qu'on appelle le seuil (ou l'initiation) du mouvement ou le mouvement naissant (Soulsby, 1997). Autrement dit, le mouvement des particules se produit lorsque la force instantanée du fluide sur une particule est juste plus grande que la force de résistance instantanée liée au poids de la particule immergée et au coefficient de friction (Van Rijn et al., 2013). Un processus similaire se produit sous les vagues, et sous les vagues et un courant combiné.

Pour un courant constant, la vitesse moyenne en profondeur seuil (ou critique)  $\bar{U}_{cr}$  nécessaire pour déplacer un grain de diamètre  $d$  sur un fond sableux dans une profondeur d'eau  $h$ , peut être prédite par un certain nombre de méthodes notamment la formule de (Soulsby, 1997), valable pour toutes les conditions de sédiment non cohésif et d'eau de mer pour lesquelles  $D_* > 0.1$  et valide pour toutes les unités (Équation III.7) :

$$\bar{U}_{cr} = 7 \left( \frac{h}{d_{50}} \right)^{1/7} [g(s-1)d_{50} * \theta_{cr}]^{1/2} \quad \text{avec } D_* > 0.1 \quad \text{Équation III.7}$$

Afin de montrer l'influence de la profondeur d'eau  $h$  dans la variation de la vitesse critique de courant  $\bar{U}_{cr}$  (idem pour la vitesse orbitale du fond  $U_{wcr}$ ), cinq (05) valeurs de profondeurs d'eau  $h$  ont été considérées. Ces valeurs de  $h$  sont les suivantes : 0.5, 0.75, 01, 02 et 05 m.

Il faut noter que nous sommes allés jusqu'au 05 m de  $h$  dans les calculs de  $\bar{U}_{cr}$  et  $U_{wcr}$ , du fait que cette valeur représente la limite de la profondeur de déferlement  $h_b$  (cette limite est relative par rapport à nos conditions sédimentologiques et hydrodynamiques considérés dans cette étude). Le calcul de  $h_b$  a été effectué à l'aide tout d'abord de la formule de (Le Roux, 2007), puis de la formule de (Van Rijn, 2011) (les résultats de ces deux formules convergent nettement, en donnant des valeurs qui varient peu autour de 05 m).

A. La formule de (Le Roux, 2007) :

$$h_b = L_0 / 20,0329 \quad \text{avec } L_0 = gT^2/2\pi \quad \text{Équation III. 8}$$

B. La formule de (Van Rijn, 2011) :

$$h_b = [(H_{s,0}^2 c_0 \cos\theta_0)/(\alpha \gamma^2 g^{0.5})]^{0.4} \quad \text{Équation III. 9}$$

Où :

$c_0$  = célérité (vitesse de propagation) des vagues en eau profonde =  $L_0 / T_p$  (m/s);

$\theta_0$  = angle d'incidence des vagues (par rapport à la normale au rivage) au large (°) ;

$\gamma$  = indice (coefficient) de déferlement = 0.6 à 0.8 ;

$\alpha$  = 1.8 = coefficient d'étalonnage basé sur les données d'Egmond.

Sur la base des résultats obtenus (Tableau III.7), il semble que la vitesse critique de courant  $\bar{U}_{cr}$  augmente lorsque le diamètre de sédiment  $d$  augmente. Il convient également de mettre en avant la relation proportionnelle existante entre la profondeur d'eau  $h$  et la vitesse critique de courant  $\bar{U}_{cr}$ . En moyenne, les écarts de  $\bar{U}_{cr}$  pour une profondeur  $h = 0.5$  et  $h = 05$  m peuvent

atteindre 0.2 m/s pour les sédiments grossiers et aux alentours de 0.1 m/s pour les sédiments fins.

### 3.7.2.2. Hauteur critique de vague ( $H_{Scr}$ )

Sous l'effet des vagues, le seuil de mouvement du sable dépend de l'amplitude de la vitesse orbitale du fond  $U_{wcr}$ , de la période de la vague  $T$ , ainsi que du diamètre  $d_{50}$  et de la densité  $\rho_s$  des grains (Soulsby, 1997). La vitesse orbitale seuil  $U_{wcr}$  peut être déterminée à partir des équations (Équation III.10 et Équation III.11) de (Komar and Miller, 1974) et la méthode de (Soulsby, 1997).

C. Les équations de (Komar and Miller, 1974) :

$$U_{wcr} = [0.118g(s-1)]^{2/3} d^{1/3} T^{1/3} \quad \text{pour } d_{50} < 0.5 \text{ mm} \quad \text{Équation III.10}$$

$$U_{wcr} = [1.09g(s-1)]^{4/7} d^{3/7} T^{1/7} \quad \text{pour } d_{50} > 0.5 \text{ mm} \quad \text{Équation III.11}$$

Ces équations de (Komar and Miller, 1974) sont largement utilisées, mais présentent l'inconvénient d'avoir une grande discontinuité à  $d_{50} = 0.5 \text{ mm}$ .

D. La méthode de (Soulsby, 1997) :

La méthode de *Soulsby* pour le calcul de  $U_{wcr}$  est donnée par les courbes illustrées par la Figure 19 dans (Soulsby, 1997), qui donnent l'évolution d'  $U_{wcr}$  en fonction du diamètre du grain  $d$  pour une gamme de périodes d'onde  $T$  (voir Tableau III.7). Ces données ont été calculées à chaque taille de grain  $d$  en augmentant la vitesse orbitale de l'onde  $U_w$  par petits pas, et en convertissant en contrainte de cisaillement du fond  $\tau$ . Lorsque la contrainte de cisaillement du fond calculée est égale à la valeur seuil de l'équation (Équation III.4), alors  $U_{wcr} = U_w$  (Il n'est pas possible d'écrire une formule analytique à ce sujet, en raison de la complexité de l'inclusion des flux laminaire, turbulente lisse et turbulente rugueuse pour le facteur de friction des vagues). Les données expérimentales extraites de la compilation de (van Rijn, 1993) sont présentées aussi dans les travaux de (Soulsby, 1997). Il est à noter que la valeur de la période de la houle  $T_z$  est fixée à 08 s (soit  $T_p \approx 09 \text{ s}$ ).

Quant aux estimations de  $H_{Scr}$  (Tableau III.7), la vitesse orbitale  $U_w$  peut être convertie en hauteur significative de vague  $H_s$  à l'aide de la formule suivante (Équation III.12) :

$$U_w = \frac{\pi H_s}{T \cdot \sinh(kh)} \quad \text{avec, } k = 2\pi/L \text{ (} k \text{ est le nombre d'onde)} \quad \text{Équation III.12}$$

Il faut souligner que les vagues dans des eaux suffisamment peu profondes produisent une vitesse oscillatoire au fond de la mer, qui agit sur les sédiments (Soulsby, 1997). Dans ce contexte, "suffisamment peu profond" signifie approximativement (Équation III.13):

$$h < 0.1 g.T^2 \quad \text{ou} \quad h < 10 H_s \quad \text{Équation III.13}$$

La vitesse orbitale sous la crête de la vague est dans la même direction que la propagation de la vague, et sous le creux de la vague, elle est dans la direction opposée. En pratique, les vagues les plus intéressantes pour le transport du sable auront une plus grande pente. Dans ce cas, la vitesse maximale sous la crête,  $U_{wc}$ , est toujours donnée de façon raisonnablement précise par l'équation (Équation III.12), mais la vitesse  $U_{wt}$  sous le creux est plus faible d'un facteur allant jusqu'à 1,5 ou même 2 (Soulsby, 1997).

Les résultats répertoriés sur le tableau ci-contre (Tableau III.7) montrent une augmentation de la hauteur critique des vagues  $H_{Scr}$  au fur à mesure de l'augmentation de diamètre des sédiments  $d_{50}$ .

Comme c'est le cas pour  $\bar{U}_{cr}$ , l'augmentation de la profondeur d'eau  $h$  entraîne une augmentation de  $H_{Scr}$ . En comparaison, les variations de  $H_{Scr}$  pour une profondeur  $h = 0.5 m$  et  $h = 05 m$  peuvent atteindre jusqu'à  $01 m$  pour les sédiments grossiers et environ  $0.5 m$  pour les sédiments fins.

La prise en compte d'une valeur croissante de  $T_z = 10 s$  ( $T_p \approx 11.2 s$ ) dans les calculs de  $H_{Scr}$  conduit à une très faible variation de cette dernière comparativement à la valeur initiale de  $T_z$  ( $T_z = 08 s$ ).

**Tableau III.7** : Approches employées dans la détermination de "Threshold current speed ( $\bar{U}_{cr}$ )", "Threshold orbital velocity ( $U_{wcr}$ )" et "Threshold wave height ( $H_{Scr}$ )".

Plages	$D_{50}$ (en mm)	Threshold current speed ( $\bar{U}_{cr}$ ) (en m/s) (La formule de (Soulsby, 1997))	Threshold orbital velocity ( $U_{wcr}$ ) (en m/s)		Threshold wave height ( $H_{Scr}$ ) (en m)	
			La formule de Soulsby (1997)	La formule de Komar and Miller (1974)	La formule de Soulsby (1997)	La formule de Komar and Miller (1974)
<i>Tamentfoust-Est</i>	0.26	0.381	0.181	0.19	0.574	0.605
		0.334*			0.34*	0.359*
		0.303**			0.236**	0.25**
		0.291***			0.204***	0.215***
		0.274****			0.166****	0.175****
<i>Ondines Nord</i>	0.3	0.384	0.183	0.2	0.58	0.635
		0.337*			0.344*	0.376*
		0.305**			0.239**	0.262**
		0.293***			0.206***	0.226***
		0.276****			0.167****	0.183****
<i>Ondines Sud</i>	0.37 (NO)	0.391	0.183	0.214	0.58	0.681
		0.343*			0.344*	0.404*
		0.311**			0.239**	0.281**
		0.298***			0.206***	0.242***
		0.281****			0.167****	0.197****
	1.86 (SE)	0.704	0.31	0.457	0.983	1.451
		0.617*			0.583*	0.86*
		0.559**			0.405**	0.598**
		0.537***			0.349***	0.516***
		0.506****			0.284****	0.419****
<i>Alger plage</i>	1.77	0.685	0.29	0.447	0.92	1.421
		0.601*			0.545*	0.842*
		0.544**			0.379**	0.586**
		0.522***			0.327***	0.505***
		0.493****			0.266****	0.411****

<i>La Frégate</i>	0.55	0.419 0.367* 0.333** 0.319*** 0.301****	0.185	0.271	0.587 0.348* 0.242** 0.208*** 0.169****	0.861 0.51* 0.355** 0.306*** 0.249****
<i>Stamboul</i>	1.91	0.714 0.626* 0.567** 0.544*** 0.514****	0.315	0.462	0.999 0.592* 0.412** 0.355*** 0.289****	1.468 0.87* 0.605** 0.522*** 0.424****
<i>Bateau cassé</i>	1.95	0.722 0.634* 0.574** 0.551*** 0.52****	0.32	0.466	1.015 0.602* 0.418** 0.361*** 0.293****	1.481 0.878* 0.61** 0.526*** 0.428****
<i>Verte rive</i>	0.28 (O)	0.382 0.335* 0.304** 0.291*** 0.275****	0.181	0.195	0.574 0.34* 0.236** 0.204*** 0.166****	0.621 0.368* 0.256** 0.22*** 0.179****
	0.4 (E)	0.395 0.347* 0.314** 0.301*** 0.284****	0.184	0.22	0.583 0.346* 0.24** 0.207*** 0.168****	0.699 0.414* 0.288** 0.248*** 0.202****
<i>Sirène II</i>	0.35	0.389 0.341* 0.309** 0.296*** 0.28****	0.183	0.21	0.58 0.344* 0.239** 0.206*** 0.167****	0.668 0.396* 0.275** 0.237*** 0.193****
<i>Mazela</i>	0.26	0.381 0.334* 0.303** 0.291*** 0.274****	0.181	0.19	0.574 0.34* 0.236** 0.204*** 0.166****	0.605 0.359* 0.25** 0.215*** 0.175****

Avec :  $T_z = 08 s$  (dans tous les cas hormis le test de sensibilité)

( )  $h = 05 m$ , (\*)  $h = 02 m$ , (\*\*)  $h = 01 m$ , (\*\*\*)  $h = 0.75 m$  et (\*\*\*\*)  $h = 0.5 m$

En résumé, les différences de  $H_{Scr}$  pour les sédiments grossiers étaient respectivement de l'ordre de 0,02 et 0,01 m pour la formule de (Komar and Miller, 1974) et la formule de (Soulsby, 1997). Pour ce qui est des sédiments fins, les différences de  $H_{Scr}$  étaient d'environ 0.015 m pour la formule de (Komar and Miller, 1974) et de 0.005 m pour la formule de (Soulsby, 1997). Par conséquent, ce test de sensibilité révèle une faible influence de la période  $T_z$  sur la variation de  $H_{Scr}$  relativement au diamètre de sédiment  $d_{50}$  et la profondeur d'eau  $h$ .

En pratique, (Soulsby, 1997) a rapporté que les effets des vagues des tempêtes extrêmes atteindront le fond marin sur la majeure partie du plateau continental. Dans le même contexte (Janssen-Stelder, 2000) a constaté que par temps calme, des dépôts se produisaient et que les vitesses de courant étaient les processus dominants, tandis que pendant les tempêtes, l'érosion

se produisait et l'activité des vagues dominait. Pour cela nous focaliserons dans notre étude principalement sur la détermination de  $H_{Scr}$  pour chaque classe granulométrique des sédiments constituant les plages de la baie d'Alger plutôt que déterminer  $\bar{U}_{cr}$ . Un autre élément scientifique qui nous a amené à faire ce choix (la détermination de  $H_{Scr}$ ) est l'incapacité de déterminer précisément qu'elle est la valeur exacte de la vitesse de courant qui peut être générée sous l'effet d'une hauteur de la houle au large  $H_0$  bien connue.

## **Chapitre 4 :**

# **Modélisation des processus hydro-sédimentaires**

*« La mer est un espace de rigueur et de liberté. »  
Victor Hugo*

### 3.8. Validation du model numérique « MIKE 21/3 FM »

Pour s'affranchir de l'évolution de la vitesse du courant marin et du taux de transport sédimentaire dans la phase de validation des mesures (section 2.9), plusieurs mesures et analyses harmoniques ont été réalisées sur différentes périodes (Tableau II.2 et Tableau II.3).

Il convient de préciser que les campagnes de validation ont toutes été effectuées dans une période relativement calme (entre le mois mai et le mois d'octobre) avec un climat de vague faiblement énergétique (ce qui correspond à un état de la mer peu à très peu agité).

#### 3.8.1. Les données de terrain vs les résultats de module HD

D'une manière générale, les valeurs de la vitesse du courant côtier indiquent un bon accord entre les valeurs mesurées sur site et les résultats modélisés ( $RMSE = 0,08$  à  $0,0568$   $m/s$ ,  $R = 0,361$  à  $0,9$  et  $R^2 = 0,13$  à  $0,81$ ). Précisons que le modèle numérique ne reproduit que les courants générés par la houle moyennés sur la profondeur, alors qu'en réalité les courants marins résultent de l'effet combiné de multiples paramètres météo-marins voire même astronomiques, ainsi que leur distribution verticale dans la colonne d'eau est loin d'être homogène pour les moyenniser en profondeur.

Quant aux plages *Tamentfoust-Est* ( $R = 0,361$  et  $R^2 = 0,13$ ) et *Mazela* plage ( $R = 0,433$  et  $R^2 = 0,18$ ), les résultats de validation n'ont pas été satisfaisants et dans une moindre mesure le cas d'*Alger* plage ( $R = 0,5$  et  $R^2 = 0,25$ ). L'explication qui pourrait être raisonnable dans le cas de ces 03 plages est que celles-ci sont situées au voisinage immédiat des ports maritimes ce qui rend celles-ci plus abritées que le reste des plages de la baie d'*Alger*, par conséquent, la prédiction numérique d'un éventuel courant est soumise à des contraintes supplémentaires par rapport aux plages totalement exposées avec des frontières ouvertes. Ce déphasage est certes important, mais n'ayant qu'une seule campagne de mesure du courant marin à cette période, il est difficile d'invalider le modèle sur seulement une campagne d'observation.

**Tableau III.8 :** Mesures statistiques relatives à la vitesse du courant entre les données observées et les résultats des modèles intégrés *MIKE 21/3 FM*.

Plages	$d_{50}$ (en mm)	Root Mean Square Error (RMSE) (m/s)	Coefficient de correlation (R) (-)	Coefficient de determination (R <sup>2</sup> ) (-)
<i>Tamentfoust-Est</i>	0.26	0,0641	0,361	0,13
<i>Ondines Nord</i>	0.3	0,0568	0,866	0,75
<i>Ondines Sud</i>	0.37 (NO) 1.86 (SE)	0,0801	0,755	0,57
<i>Alger plage</i>	1.77	0,0858	0.5	0.25
<i>La Frégate</i>	0.55	0,0888	0.654	0.42
<i>Stamboul</i>	1.91	0,0797	0.9	0.81
<i>Bateau cassé</i>	1.95	0,0896	0.665	0.44
<i>Mazela</i>	0.26	0,104	0,433	0,18

Pour le reste des plages, les résultats de la validation des données montrent une bonne à très bonne concordance entre les valeurs mesurées sur site et les résultats modélisés (Tableau III.8). Ainsi, nous considérons très probablement que ce modèle numérique représente bien les processus hydrodynamiques.

### 3.8.2. Les données de terrain vs les résultats de module ST

Comme pour la validation précédente, nous avons confronté les sorties de modèle numérique avec les mesures du taux de transport sédimentaire réalisées au niveau des plages de *Tamentfoust-Est*, *Stamboul* et *Bateau cassé* (Tableau III.9).

**Tableau III.9** : Mesures statistiques relatives au taux de transport sédimentaire entre les données observées et les résultats des modèles intégrés *MIKE 21/3 FM*.

Plages	$d_{50}$ (en mm)	Root Mean Square Error (RMSE) ( $m^3/s/m$ )	Coefficient de correlation (R) (-)	Coefficient de determination ( $R^2$ ) (-)
<i>Tamentfoust-Est</i>	0.26	0,00000426	0,434	0,18
<i>Stamboul / Bateau cassé</i>	1.91 / 1.95	0,00000122	0,748	0.56

Voir l'ensemble des sites, les résultats de la distribution verticale du taux de transport de sédiments des profils (où nous avons obtenu  $\geq 02$  échantillons de sédiments dans une seule nacelle) montrent une diminution du flux allant du fond à la couche superficielle, ce qui correspond à de nombreuses autres études antérieures similaires (Cartier and Héquette, 2015; Dahmani et al., 2021; Doronzo and Dellino, 2013; Fontoura et al., 2013; Salem Cherif et al., 2019; Wang et al., 1998).

D'autre part, et comme prévu, les valeurs simulées et celles mesurées sur le terrain pour le taux de flux sédimentaire concordent raisonnablement bien ( $RMSE = 0,0000012$  à  $0,00000426$   $m^3/s/m$ ,  $R = 0,434$  à  $0,748$  et  $R^2 = 0.18$  à  $0,56$ ).

### 3.8.3. Conclusion

Les processus élaborés lors de cette validation étaient essentiels pour permettre l'utilisation et la prise en considération des résultats de ce modèle numérique et ont donc permis de valoriser ces mesures sur cet aspect-ci.

Les travaux de (Dahmani et al., 2021) ont fait l'objet de validation des résultats de 02 plages seulement (*Stamboul* et *Bateau cassé*) en constatant que la vitesse du courant marin était quelque peu sous-estimée avec ce modèle numérique, particulièrement lorsqu'il est forcé par une vague de faible à très faible hauteur significative ( $H_{S0} \leq 01$  m). Dans le même contexte, et en élargissant la zone d'étude avec la considération de 08 autres plages, les résultats obtenus ont approuvé au-delà de tout doute que ce modèle tend à sous-estimer la vitesse du courant sous des conditions météo-marine relativement clémentes pour notre zone d'étude.

Par contre, notre modèle numérique a tendance à surestimer le taux de transport sédimentaire d'environ 02 à 06 fois en regard des résultats des pièges à sédiments multidirectionnelles.

Cependant, l'utilisation du modèle couplé *Mike 21/3 FM* a montré que le transport de sédiments est gouverné par la vitesse des courants et a clarifié sa distribution spatiale (Salem Cherif et al., 2019), pour cela, les valeurs  $R$  et  $R^2$  du flux de sédiments étaient très proches des valeurs  $R$  et  $R^2$  de la vitesse du courant.

Dans l'ensemble, les résultats de notre modèle numérique sont majoritairement satisfaisants et permettent de valider les configurations choisies.

### 3.9. Propagation de la houle

Afin de respecter la stratégie de modélisation précitée (section 2.8), et après validation de la base de données considérées (29 ans de données d'*INFOPLAZA* databases) et le modèle numérique utilisé dans les simulation numérique (*Mike 21/3 FM*), l'idéal était de commencer par une description détaillée sur l'étude de propagation de la houle du large vers la côte, même si nous avons utilisé un modèle couplé de simulation.

#### 3.9.1. Mise en place de la grille

Comme mentionné dans la section 2.7, et avant de procéder aux simulations, il est primordial de mettre en place la grille (Figure II.7) qui relie la profondeur de l'eau, extraite des données bathymétriques avec le système de référence *ZH*, en chaque point du domaine (17 794 nœuds et 33 698 éléments).

#### 3.9.2. Configuration des conditions aux limites

Dans notre secteur, les houles dominantes sont essentiellement et plus précisément de secteur NNE (0-45°) et ONO (270-315°) (Figure I.29 et Figure I.30). A partir des résultats de traitement de la base de données d'*INFOPLAZA* et des résultats de l'analyse de la théorie des valeur extrêmes, plusieurs scénarios de simulations ont été envisagés (Tableau III.10).

Par ailleurs, pour ce qui est des résultats de l'analyse de la théorie des valeurs extrêmes, il a été jugé bon de considérer les résultats des *POT's* avec un seuil de  $H_s = 4,3 \text{ m}$  et un intervalle d'indépendance de 48 *h*, puisque cette dernière nous permettait d'obtenir les plus faibles valeurs de  $H_s$  en comparaison avec toutes les autres méthodes.

Concernant le calcul de la période pic  $T_p$  de chaque valeur de  $H_s$  considérée lors des différents scénarios de simulation, la préférence était de recourir aux 02 formules (Équation III.14 et Équation III.15) obtenues à partir les résultats de la section 3.2.3 :

$$T_p = 1,1 H_s + 5,43 \text{ Pour } H_s \leq 03\text{m} \quad \text{Équation III.14}$$

$$T_p = 0,65 H_s + 6,44 \text{ Pour } H_s \geq 03\text{m} \quad \text{Équation III.15}$$

Il convient de souligner que l'application des formules de (Le Roux, 2007) et (Callaghan et al., 2008) (qui calculent  $T_p$  à partir des valeurs connues de  $H_s$ ) sur notre ensemble de données nous a permis de constater que lesdites formules tendent à sous-estimer considérablement les valeurs de  $T_p$  notamment pour les petites valeurs de  $H_s$  ( $H_s \leq 03 \text{ m}$ ).

Afin de déterminer les valeurs de  $U_{10}$  de chacune des valeurs de  $H_s$  considérées dans les différents scénarios de simulation, la même approche que celle suivie pour le calcul de  $T_p$  est appliquée. La formule obtenue à partir des résultats de la section 3.2.4 est la suivante (Équation III.16) :

$$U_{10} = 2,724 H_s + 1,97$$

**Équation III.16**

En analysant attentivement notre base de données d'INFOPLAZA, nous pouvons clairement constater que la direction de la houle dominante suit généralement la direction du vent qui la génère.

Le pas de temps était fixé à 10 800 s (03 h) afin de respecter la résolution temporelle de la base de données considérée.

**Tableau III.10** : Conditions aux limites du Forçage des vagues appliquées au module *Mike 21 SW*.

Houle de ONO (292.5°)				Houle de NNE (22.5°)			
Scénarios	$H_s$ (m)	$T_p$ (s)	$U_{10}$ (m/s)	Scénarios	$H_s$ (m)	$T_p$ (s)	$U_{10}$ (m/s)
<b>01</b> ( $H_s$ , 50%)	0.97	6.49	4.61	<b>10</b> ( $H_s$ , 50%)	0.97	6.49	4.61
<b>02</b> ( $H_s$ , 75%)	1.49	7.06	6.02	<b>11</b> ( $H_s$ , 75%)	1.49	7.06	6.02
<b>03</b> ( $H_s$ , 95%)	2.69	8.38	9.29	<b>12</b> ( $H_s$ , 95%)	2.69	8.38	9.29
<b>04</b> ( $H_s$ , 01 ans)	3.63	8.79	11.85	<b>13</b> ( $H_s$ , 01 ans)	3.63	8.79	11.85
<b>05</b> ( $H_s$ , 02 ans)	4.27	9.21	13.6	<b>14</b> ( $H_s$ , 02 ans)	4.27	9.21	13.6
<b>06</b> ( $H_s$ , 05 ans)	5.02	9.7	15.64	<b>15</b> ( $H_s$ , 05 ans)	5.02	9.7	15.64
<b>07</b> ( $H_s$ , 20 ans)	5.93	10.29	18.12	<b>16</b> ( $H_s$ , 20 ans)	5.93	10.29	18.12
<b>08</b> ( $H_s$ , 50 ans)	6.42	10.61	19.45	<b>17</b> ( $H_s$ , 50 ans)	6.42	10.61	19.45
<b>09</b> ( $H_s$ , 100 ans)	6.74	10.82	20.32	<b>18</b> ( $H_s$ , 100 ans)	6.74	10.82	20.32
Dans ce secteur la frontière Est est définie comme ' <i>lateral boundary</i> '				Dans ce secteur la frontière Ouest est définie comme ' <i>lateral boundary</i> '			

La non-considération de  $H_s$  décennale dans ce qui précède, est due principalement au fait que la valeur de  $H_s$  de cette dernière est très proche des houles quinquennales et vingtennales.

### 3.9.3. Description et interprétation des résultats

La Figure III.14 et la Figure III.15 représentent le climat des vagues dans notre zone d'étude en exposant la propagation et la transformation de ces dernières (ondes de gravité) du large à la côte. On observe une diminution de l'énergie des vagues au fur et à mesure que la vague évolue vers la côte pour toutes les plages de la baie d'Alger, et les deux directions sélectionnées (292.5° et 22.5°). Cette diminution de l'énergie de la vague est due essentiellement au phénomène de réfraction (voir Tableau III.11).

L'analyse de ces résultats, élaborés pour les deux directions des houles les plus dominantes, révèle que celles-ci influencent différemment le rivage des plages de la baie d'Alger.

En effet, compte tenu de l'étendu du site, la partie orientale de la baie d'Alger principalement représentée par les plages *Tamentfoust-Est*, *Ondines Nord*, *Ondines Sud*, *Alger* plage, *Frégate* et *Stamboul*, est abritée à la fois naturellement par le cap *Matifou* et artificiellement par le port de *Tamentfoust* des agitations provenant du secteur NNE (22.5°). Pour ces plages, les valeurs de  $H_s$  réfractées (Pour toutes les profondeurs indiquées dans le Tableau III.11) venant de secteur ONO (292,5°) sont nettement supérieures à celles provenant de secteur NNE (22.5°).

En dépit de la morphologie de la baie, les résultats de la propagation de la houle montrent également que les agitations provenant du secteur NNE (22.5°) impactent davantage la plage *Sirène II* et *Mazela* (qui se situent au centre de la baie d'Alger) plutôt que la partie orientale se trouvant quant à elle abritée des agitations venant de ce secteur.

Par ailleurs, le degré d'exposition des plages du *Bateau cassé* et de la *Verte rive* est similaire, étant donné que les valeurs  $H_s$  réfractées provenant des deux secteurs (292,5° et 22,5°) sont pratiquement identiques pour des grandes valeurs de  $H_s$ .

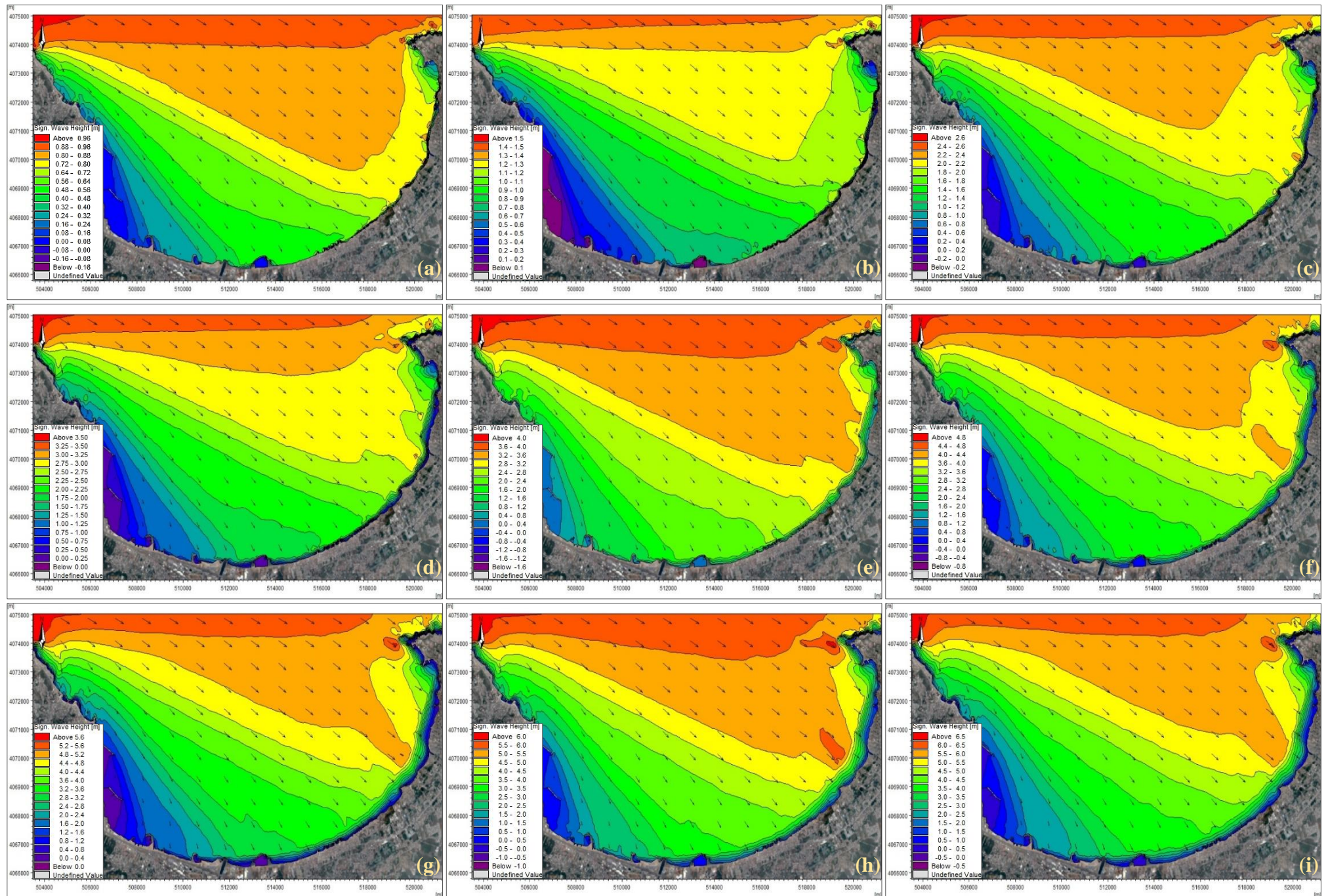
Il est à noter que la contribution des deux phénomènes de réfraction et de shoaling (présentant avec le phénomène de déferlement l'un des paramètres de dissipation des vagues les plus importants) est donnée par la formule (CERC, 1984b) ci-après (Équation III.17) :

$$K_r.K_s = H / H_0 \quad \text{Équation III.17}$$

A titre illustratif, et à la profondeur  $h = 05 \text{ m}$ , la houle annuelle venant de secteur ONO n'a perdu que 67, 40, 30, 27, 30 et 24% de son énergie au niveau des plages de *Tamentfoust-Est*, *Ondines Nord*, *Ondines Sud*, *Alger* plage, *Frégate* et *Stamboul*, respectivement (Figure III.14). Tandis que pour la même hauteur de la houle annuelle ( $H_s = 3.63 \text{ m}$ ) venant au large de secteur NNE, on note une perte d'énergie de cette dernière de l'ordre de 86, 79, 76, 74, 66 et 63 % pour les susdites plages, respectivement (Figure III.15).

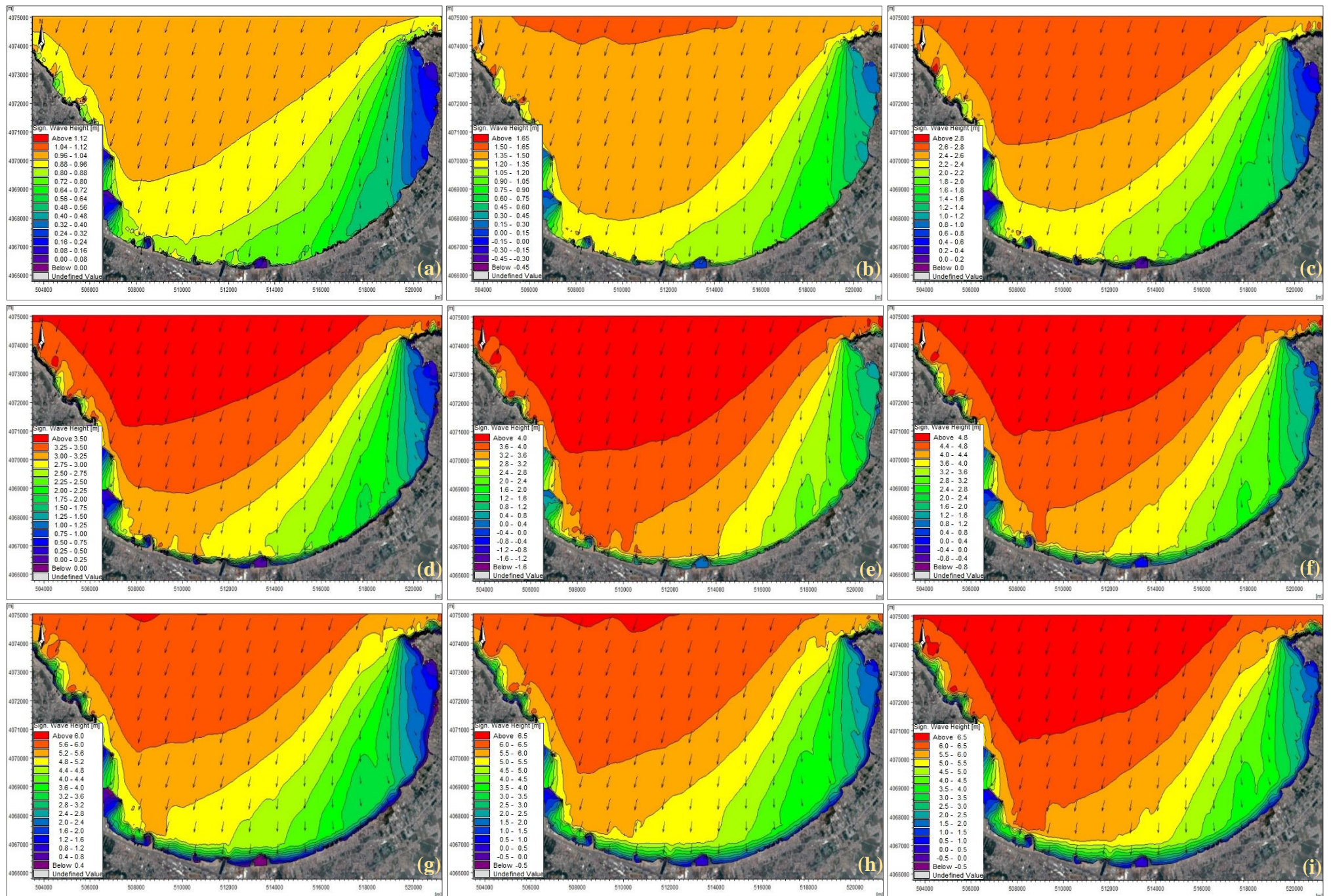
Dans le même contexte, au niveau de la plage de *Sirène II* et de *Mazela*, et en comparaison avec les 05 plages de la partie orientale de la baie d'Alger, la perte d'énergie de la houle de secteur ONO a été notable et a atteint 45 et 50 %, respectivement. En revanche, il est observé que 35 et 25% de perte d'énergie de la houle de secteur NNE pour ces deux plages, respectivement.

Il est à noter également qu'au niveau des plages de *Bateau cassé* et de *Verte rive*, la houle centennale ( $H_s = 6,74 \text{ m}$ ) a conservé presque la moitié de son énergie à  $h = 05 \text{ m}$ , et ce indépendamment de la provenance de la houle (ONO ou NNE).



**Figure III.14 :** La distribution spatiale de la hauteur significative des vagues du secteur ONO ( $292.5^\circ$ ) sur l'ensemble de la baie d'Algier.

a)  $H_s$ , 50%, b)  $H_s$ , 75%, c)  $H_s$ , 95%, d)  $H_s$ , 01 ans, e)  $H_s$ , 02 ans, f)  $H_s$ , 05 ans, g)  $H_s$ , 20 ans, h)  $H_s$ , 50 ans, i)  $H_s$ , 100 ans.



**Figure III.15 :** La distribution spatiale de la hauteur significative des vagues du secteur NNE ( $22.5^\circ$ ) sur l'ensemble de la baie d'Alger.

a)  $H_s$ , 50%, b)  $H_s$ , 75%, c)  $H_s$ , 95%, d)  $H_s$ , 01 ans, e)  $H_s$ , 02 ans, f)  $H_s$ , 05 ans, g)  $H_s$ , 20 ans, h)  $H_s$ , 50 ans, i)  $H_s$ , 100 ans.

Tableau III.11 : Sommaire des caractéristiques des hauteurs significatives des vagues pour les conditions d'essai à différentes profondeurs.

Plages	Profondeur (m)	Hauteur significative des vagues $H_s$ (m)																	
		$H_s, 50\%$		$H_s, 75\%$		$H_s, 95\%$		$H_s, 01 \text{ an}$		$H_s, 02 \text{ ans}$		$H_s, 05 \text{ ans}$		$H_s, 20 \text{ ans}$		$H_s, 50 \text{ ans}$		$H_s, 100 \text{ ans}$	
		ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°
Tamentfoust-Est	0.5	0.19	0.08	0.28	0.11	0.34	0.26	0.37	0.31	0.41	0.33	0.44	0.35	0.45	0.37	0.46	0.38	0.47	0.39
	0.75	0.22	0.09	0.31	0.13	0.44	0.29	0.46	0.34	0.47	0.38	0.49	0.44	0.51	0.46	0.5	0.48	0.51	0.49
	01	0.25	0.1	0.36	0.14	0.56	0.31	0.59	0.38	0.63	0.44	0.67	0.54	0.65	0.58	0.66	0.61	0.67	0.63
	02	0.27	0.11	0.41	0.16	0.75	0.33	0.92	0.47	1.05	0.58	1.12	0.73	1.2	0.81	1.22	0.85	1.24	0.9
	05	0.37	0.13	0.54	0.2	0.96	0.38	1.2	0.51	1.45	0.67	1.76	0.86	2.03	1.07	2.17	1.19	2.23	1.25
Ondines Nord	0.5	0.32	0.16	0.33	0.24	0.41	0.33	0.46	0.36	0.51	0.4	0.54	0.41	0.59	0.44	0.61	0.45	0.65	0.48
	0.75	0.41	0.17	0.42	0.25	0.48	0.38	0.51	0.45	0.54	0.48	0.56	0.49	0.61	0.51	0.63	0.53	0.68	0.55
	01	0.5	0.17	0.51	0.26	0.67	0.54	0.68	0.63	0.69	0.63	0.7	0.71	0.71	0.72	0.72	0.68	0.73	0.69
	02	0.61	0.18	0.99	0.27	1.21	0.55	1.22	0.76	1.26	0.94	1.29	1.13	1.33	1.25	1.29	1.27	1.31	1.29
	05	0.64	0.19	1.04	0.29	1.7	0.56	2.2	0.78	2.52	0.97	2.88	1.2	3.03	1.55	3.11	1.73	3.13	1.88
Ondines Sud	0.5	0.17	0.12	0.2	0.21	0.29	0.28	0.32	0.24	0.34	0.25	0.39	0.27	0.43	0.29	0.46	0.3	0.49	0.31
	0.75	0.39	0.16	0.39	0.29	0.42	0.39	0.43	0.41	0.44	0.42	0.47	0.43	0.48	0.44	0.49	0.44	0.58	0.45
	01	0.56	0.18	0.59	0.3	0.62	0.59	0.65	0.61	0.56	0.64	0.58	0.67	0.6	0.68	0.6	0.69	0.61	0.7
	02	0.7	0.19	1.03	0.31	1.23	0.65	1.26	0.88	1.3	1.03	1.31	1.16	1.37	1.26	1.37	1.3	1.39	1.33
	05	0.72	0.2	1.05	0.33	1.92	0.66	2.54	0.89	2.81	1.07	2.92	1.33	3.05	1.69	3.11	1.88	3.12	2
Alger plage	0.5	0.16	0.07	0.18	0.11	0.2	0.16	0.22	0.16	0.25	0.17	0.27	0.18	0.3	0.2	0.34	0.21	0.36	0.22
	0.75	0.18	0.14	0.2	0.23	0.4	0.34	0.31	0.35	0.33	0.36	0.35	0.37	0.36	0.38	0.39	0.39	0.43	0.4
	01	0.55	0.19	0.57	0.32	0.56	0.56	0.63	0.6	0.65	0.63	0.66	0.64	0.67	0.65	0.68	0.66	0.71	0.67
	02	0.72	0.2	1.07	0.34	1.2	0.7	1.21	0.95	1.24	1.1	1.27	1.18	1.33	1.28	1.34	1.29	1.36	1.3
	05	0.74	0.22	1.09	0.36	2.03	0.72	2.65	0.97	2.88	1.18	3.01	1.48	3.1	1.86	3.16	2.05	3.2	2.18
La Frégate	0.5	0.36	0.18	0.38	0.29	0.43	0.37	0.46	0.38	0.49	0.4	0.53	0.41	0.56	0.43	0.6	0.44	0.61	0.45
	0.75	0.4	0.22	0.41	0.37	0.48	0.42	0.51	0.43	0.53	0.44	0.55	0.45	0.59	0.5	0.62	0.52	0.64	0.53
	01	0.57	0.25	0.59	0.42	0.6	0.59	0.61	0.61	0.62	0.62	0.63	0.63	0.64	0.64	0.65	0.66	0.67	0.68
	02	0.76	0.27	1.09	0.45	1.21	0.92	1.25	1.12	1.26	1.18	1.28	1.25	1.3	1.29	1.28	1.32	1.29	1.33
	05	0.77	0.28	1.13	0.46	2.05	0.93	2.56	1.25	2.84	1.49	2.99	1.79	3.14	2.16	3.19	2.33	3.21	2.45
Stamboul	0.5	0.22	0.19	0.25	0.22	0.33	0.26	0.38	0.27	0.43	0.28	0.44	0.32	0.5	0.35	0.51	0.37	0.55	0.38
	0.75	0.42	0.23	0.46	0.38	0.45	0.47	0.44	0.48	0.45	0.49	0.46	0.5	0.53	0.51	0.55	0.52	0.59	0.53
	01	0.59	0.24	0.63	0.41	0.67	0.61	0.67	0.66	0.68	0.69	0.69	0.71	0.7	0.72	0.71	0.75	0.73	0.77
	02	0.75	0.25	1.14	0.42	1.27	0.87	1.28	1.11	1.32	1.23	1.4	1.33	1.43	1.34	1.45	1.48	1.46	1.49
	05	0.76	0.29	1.17	0.48	2.24	0.98	2.78	1.36	2.81	1.65	2.82	1.98	2.87	2.39	2.9	2.61	2.91	2.7
Bateau cassé	0.5	0.23	0.17	0.26	0.25	0.35	0.3	0.39	0.33	0.42	0.36	0.46	0.39	0.52	0.44	0.56	0.47	0.59	0.48
	0.75	0.46	0.38	0.47	0.45	0.51	0.48	0.52	0.52	0.53	0.53	0.54	0.54	0.59	0.55	0.61	0.56	0.65	0.57
	01	0.62	0.41	0.67	0.57	0.7	0.69	0.71	0.71	0.68	0.72	0.72	0.73	0.73	0.75	0.74	0.76	0.75	0.78
	02	0.75	0.42	1.09	0.67	1.3	1.19	1.33	1.29	1.4	1.33	1.41	1.38	1.44	1.41	1.45	1.45	1.46	1.46
	05	0.76	0.44	1.1	0.68	1.98	1.3	2.6	1.79	2.79	2.15	2.83	2.55	2.85	2.83	2.88	2.86	2.9	2.89
Verte rive	0.5	0.43	0.33	0.47	0.41	0.56	0.52	0.62	0.53	0.67	0.61	0.71	0.66	0.77	0.71	0.79	0.74	0.81	0.75
	0.75	0.46	0.35	0.52	0.43	0.59	0.61	0.74	0.62	0.79	0.66	0.81	0.69	0.89	0.86	0.9	0.88	0.93	0.89
	01	0.53	0.37	0.61	0.51	0.66	0.72	0.81	0.71	0.87	0.72	0.89	0.73	0.95	0.91	0.97	0.93	1.01	0.95
	02	0.72	0.45	1.04	0.72	1.2	1.14	1.25	1.22	1.27	1.25	1.3	1.31	1.32	1.32	1.34	1.33	1.35	1.36
	05	0.75	0.49	1.06	0.76	1.91	1.45	2.49	1.97	2.79	2.33	2.88	2.65	2.91	2.87	2.93	2.92	2.95	2.94

<i>Sirène II</i>	<b>0.5</b>	0.49	0.63	0.77	0.91	1.02	1.03	1.07	1.08	1.1	1.12	1.14	1.16	1.2	1.21	1.22	1.23	1.23	1.25
	<b>0.75</b>	0.5	0.64	0.78	0.96	1.05	1.07	1.09	1.12	1.14	1.15	1.17	1.18	1.22	1.24	1.23	1.25	1.25	1.26
	<b>01</b>	0.51	0.65	0.79	0.99	1.1	1.11	1.14	1.15	1.17	1.19	1.2	1.21	1.24	1.26	1.25	1.26	1.26	1.27
	<b>02</b>	0.52	0.66	0.8	1	1.16	1.18	1.19	1.21	1.23	1.24	1.25	1.26	1.27	1.28	1.28	1.29	1.29	1.3
	<b>05</b>	0.54	0.67	0.81	1.01	1.51	1.78	2.02	2.37	2.38	2.69	2.7	2.89	2.93	2.98	2.96	3.01	3.02	3.03
<i>Mazela</i>	<b>0.5</b>	0.38	0.6	0.53	0.68	0.68	0.75	0.71	0.8	0.74	0.85	0.76	0.87	0.82	0.94	0.83	0.97	0.84	0.99
	<b>0.75</b>	0.4	0.66	0.58	0.8	0.81	0.9	0.86	0.96	0.91	0.98	0.92	1.05	0.94	1.08	0.98	1.12	0.99	1.14
	<b>01</b>	0.42	0.69	0.62	0.88	0.89	0.99	0.96	1.07	0.97	1.08	1	1.11	1.06	1.15	1.09	1.18	1.1	1.2
	<b>02</b>	0.45	0.76	0.68	1.04	1.09	1.28	1.19	1.31	1.25	1.33	1.29	1.35	1.33	1.38	1.41	1.39	1.36	1.4
	<b>05</b>	0.51	0.77	0.75	1.16	1.37	2.16	1.83	2.74	2.15	2.88	2.48	2.95	2.8	3	2.89	3.03	2.9	3.04

### 3.10. Hydrodynamique côtière

Le forçage de module  $HD$  va permettre de calculer les courants résultants moyenné en profondeur en termes de magnitude (intensité) et direction dominante sur chacune des configurations considérées.

#### 3.10.1. Configuration des conditions aux limites

Les paramètres nécessaires introduits dans le modèle sont les suivants : *drying*, *flooding* and *wetting depth* ont été prises par défaut avec les valeurs correspondantes de 0,005 m, 0,05 m et 0,1 m respectivement, le type de densité est *barotrope*, les valeurs de viscosité tourbillonnaire sont constantes et sont égales à 0,28 (le coefficient obtenu à partir de la formulation de *Smagorinsky*). La résistance du fond marin définie par le nombre de *Manning* est égale à  $32 m^{(1/3)/S}$ , la friction du vent est considérée comme variable avec sa vitesse avec une interpolation linéaire entre les 02 valeurs de friction 0,001255 et 0,002425.

Lors des études hydrodynamiques approfondies, la contribution des marées ne peut en aucun cas être négligée, même en environnement micro-tidal. A cet effet, toutes les données relatives aux ondes de marée mentionnées dans la section 1.13.4 ont été intégrées dans le modèle.

Dans les conditions initiales nous avons considéré une élévation de surface de + 0.34 m, représentant la différence entre le zéro hydrographique 'ZH' et le nivellement général Algérien 'NGA'. En ce qui concerne les conditions aux limites, les flux spécifiés ont été forcés à zéro le long des trois limites ouvertes de notre modèle (la quatrième limite est prise telle quelle, donc comme une limite fermée) et les variations du niveau d'eau à travers les limites seront estimées pendant la simulation.

#### 3.10.2. Description et interprétation des résultats

L'influence de  $H_s$  sur l'évolution de l'intensité du courant littoral est tout à fait évidente, puisqu'une augmentation de la vitesse du courant littoral est notée au fur et à mesure que  $H_s$  évolue.

D'une manière générale, la direction du courant littoral (courant de dérive) généré par les houles de secteur ONO (Figure III.16) était clairement orientée d'Ouest vers l'Est (plus précisément du Sud-Ouest au Nord-Est si l'on tient compte de la configuration morphologique de la zone d'étude). Alors que la direction du courant littoral généré par les houles de NNE a complètement basculé et s'orienté d'Est vers l'Ouest (Figure III.17).

Une particularité a été notée au niveau des plages de *Tamentfoust-Est*, *Ondines Nord*, *Ondines Sud*, *Alger* plage, *Frégate* et *Stamboul*, où les 02 secteurs de la houle (ONO et NNE) ont généré un courant littoral ayant la même direction en étant orienté d'Est en Ouest (plus précisément du Nord-Est au Sud-Ouest compte tenu de la configuration morphologique de la zone d'étude) mais certainement pas à la même vitesse. Ainsi, sur *Ondines Nord* et à une profondeur de 0.5 m, la vitesse du courant littoral générée par une houle de secteur ONO ( $H_s$  75%) était de 0.189 m/s contre 0.053 m/s pour celui généré par une houle de secteur NNE.

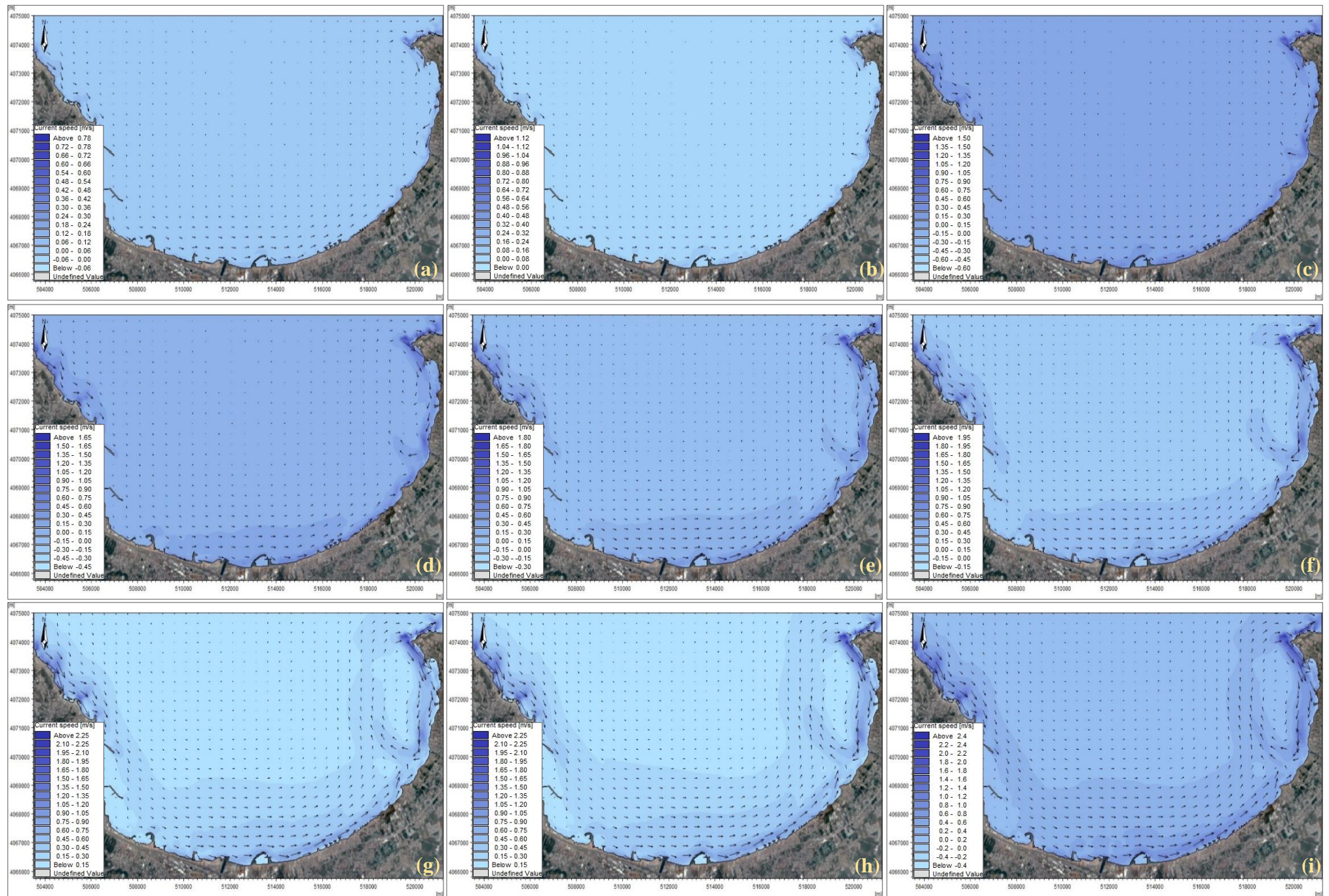
On peut également observer que pour les mêmes valeurs de  $H_s$ , les vitesses des courants côtiers (quelle que soit l'origine de la houle génératrice) n'étaient pas assez homogènes sur toutes les plages. A titre indicatif, une houle biannuelle de secteur ONO a généré un courant de dérive à 01 m de profondeur de l'ordre de 0.35 et 0.4 m/s au niveau d'Alger plage et *Bateau cassé*, respectivement, Alors que pour les mêmes dites conditions nous avons enregistré une vitesse de courant qui ne dépasse pas les 0.082 m/s pour la plage de *Frégate* (Tableau III.12).

L'activité hydrodynamique était nettement plus intense pour les courants de dérive générés par une houle de secteur ONO (Figure III.16) par rapport à ceux générés par une houle de secteur NNE (Figure III.17) au niveau des plages de *Tamentfoust-Est*, *Ondines Nord* et *Sirène II* (toutes profondeurs confondues). Sur le reste des plages nous constatons une dispersion flagrante des valeurs de la vitesse du courant littoral (sur l'ensemble la zone d'étude) est qui pourrait être due à la non-linéarité du phénomène de génération du courant littoral (en particulier le courant de dérive).

Des simulations supplémentaires ont été effectuées pour étudier l'influence des courants de marée sur l'hydrodynamique côtière (voir Figure 12 dans (Dahmani et al., 2021)), révélant ainsi qu'en raison des très faibles valeurs des vitesses de courant de marée observées, ceux-ci semblent avoir une importance mineure dans le contexte des processus hydrodynamiques côtiers dans la zone d'étude.

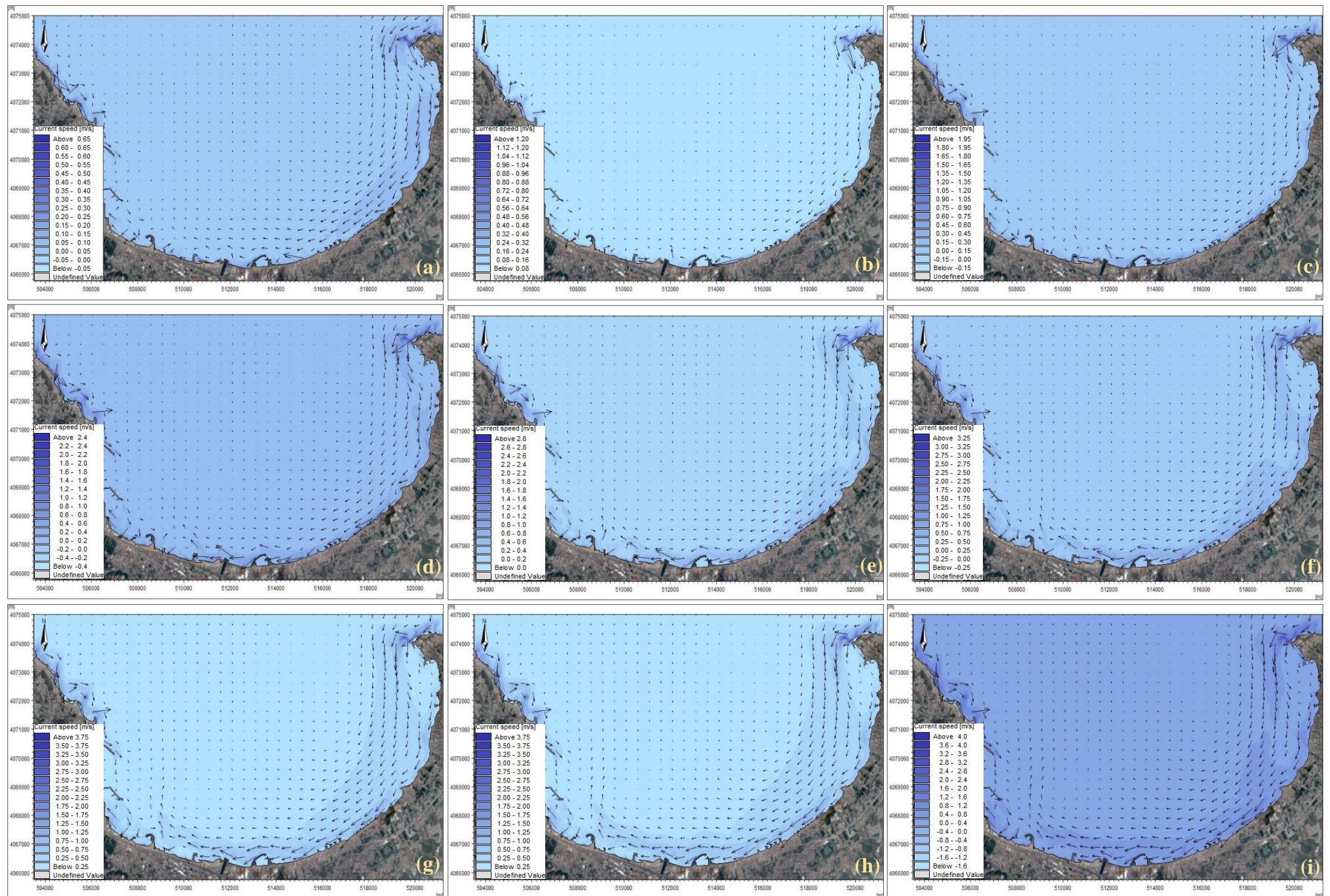
Un énorme courant giratoire est apparu dans la partie orientale de la baie, généré précisément par les houles relativement énergiques ( $H_s > H_{s, 95\%}$ ) du secteur ONO ayant une vitesse importante qui pouvait atteindre dans son ensemble 01 m/s. Sa capacité de transporter les sédiments marins était - numériquement - notable (Figure III.18) puisqu'un taux de transport de  $0.003 m^3/s/m$  a été enregistré sous forçage des houles quinquennales.

De ce point de vue, à défaut que des enquêtes de terrain puissent valider ces résultats (existence ou pas de formes morphologiques particulières dans la direction de ce courant tourbillonnaire), ces explications demeurent des hypothèses.



**Figure III.16** : La distribution spatiale de la vitesse du courant marin générée par des vagues du secteur ONO ( $292.5^\circ$ ) sur l'ensemble de la baie d'Algier.

a)  $H_s$ , 50%, b)  $H_s$ , 75%, c)  $H_s$ , 95%, d)  $H_s$ , 01 an, e)  $H_s$ , 02 ans, f)  $H_s$ , 05 ans, g)  $H_s$ , 20 ans, h)  $H_s$ , 50 ans, i)  $H_s$ , 100 ans.



**Figure III.17** : La distribution spatiale de la vitesse du courant marin générée par des vagues du secteur NNE ( $22.5^\circ$ ) sur l'ensemble de la baie d'Alger.

a)  $H_s$ , 50%, b)  $H_s$ , 75%, c)  $H_s$ , 95%, d)  $H_s$ , 01 ans, e)  $H_s$ , 02 ans, f)  $H_s$ , 05 ans, g)  $H_s$ , 20 ans, h)  $H_s$ , 50 ans, i)  $H_s$ , 100 ans.

**Tableau III.12** : Sommaire des caractéristiques de la vitesse du courant marin pour les conditions d'essai à différentes profondeurs.

Plages	Profondeur (m)	Vitesse du courant (m/s)																	
		$H_s, 50\%$		$H_s, 75\%$		$H_s, 95\%$		$H_s, 01\text{ an}$		$H_s, 02\text{ ans}$		$H_s, 05\text{ ans}$		$H_s, 20\text{ ans}$		$H_s, 50\text{ ans}$		$H_s, 100\text{ ans}$	
		ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°
<i>Tamentfoust-Est</i>	0.5	0.038	0.011	0.046	0.013	0.085	0.017	0.089	0.039	0.095	0.045	0.076	0.051	0.093	0.063	0.102	0.077	0.119	0.091
	0.75	0.036	0.011	0.049	0.017	0.087	0.027	0.107	0.043	0.119	0.059	0.087	0.071	0.089	0.073	0.096	0.086	0.114	0.095
	01	0.034	0.01	0.038	0.017	0.088	0.031	0.118	0.046	0.131	0.063	0.121	0.076	0.122	0.088	0.116	0.107	0.117	0.112
	02	0.029	0.008	0.043	0.01	0.093	0.024	0.136	0.039	0.156	0.052	0.158	0.072	0.165	0.099	0.188	0.111	0.192	0.117
	05	0.041	0.012	0.043	0.024	0.045	0.032	0.079	0.054	0.121	0.07	0.161	0.084	0.215	0.118	0.233	0.133	0.287	0.165
<i>Ondines Nord</i>	0.5	0.187	0.051	0.189	0.053	0.199	0.088	0.163	0.129	0.137	0.151	0.193	0.197	0.318	0.199	0.392	0.201	0.423	0.226
	0.75	0.193	0.036	0.196	0.046	0.197	0.122	0.184	0.159	0.202	0.178	0.207	0.186	0.33	0.167	0.423	0.206	0.431	0.238
	01	0.198	0.034	0.231	0.057	0.201	0.146	0.191	0.153	0.262	0.165	0.318	0.183	0.362	0.212	0.422	0.263	0.429	0.304
	02	0.153	0.042	0.191	0.05	0.217	0.148	0.406	0.216	0.423	0.247	0.478	0.276	0.563	0.286	0.587	0.297	0.593	0.299
	05	0.032	0.046	0.064	0.059	0.116	0.095	0.203	0.101	0.289	0.103	0.383	0.119	0.494	0.181	0.536	0.216	0.551	0.242
<i>Ondines Sud</i>	0.5	0.07	0.046	0.058	0.085	0.061	0.088	0.130	0.065	0.1	0.069	0.158	0.071	0.164	0.074	0.17	0.075	0.173	0.081
	0.75	0.12	0.052	0.165	0.084	0.155	0.109	0.127	0.117	0.137	0.14	0.149	0.129	0.157	0.122	0.151	0.084	0.155	0.098
	01	0.113	0.063	0.151	0.102	0.184	0.208	0.168	0.259	0.117	0.269	0.128	0.302	0.133	0.292	0.136	0.278	0.146	0.283
	02	0.127	0.057	0.247	0.077	0.427	0.168	0.459	0.262	0.485	0.339	0.519	0.439	0.548	0.531	0.552	0.571	0.547	0.588
	05	0.039	0.063	0.043	0.073	0.054	0.135	0.195	0.169	0.308	0.169	0.434	0.172	0.561	0.173	0.634	0.175	0.665	0.176
<i>Alger plage</i>	0.5	0.136	0.03	0.15	0.065	0.155	0.115	0.149	0.119	0.152	0.121	0.182	0.124	0.212	0.132	0.229	0.133	0.241	0.138
	0.75	0.095	0.021	0.09	0.074	0.147	0.103	0.149	0.133	0.151	0.135	0.091	0.106	0.094	0.101	0.097	0.099	0.103	0.1
	01	0.21	0.06	0.276	0.089	0.292	0.242	0.346	0.312	0.35	0.339	0.308	0.367	0.31	0.385	0.312	0.401	0.201	0.387
	02	0.055	0.065	0.176	0.081	0.372	0.146	0.386	0.234	0.426	0.33	0.481	0.428	0.546	0.508	0.581	0.545	0.596	0.56
	05	0.024	0.073	0.051	0.078	0.062	0.152	0.153	0.206	0.309	0.223	0.457	0.227	0.605	0.219	0.691	0.21	0.748	0.216
<i>La Frégate</i>	0.5	0.068	0.051	0.069	0.055	0.048	0.047	0.036	0.039	0.031	0.055	0.042	0.102	0.042	0.147	0.051	0.162	0.063	0.177
	0.75	0.081	0.048	0.072	0.073	0.063	0.058	0.071	0.051	0.051	0.069	0.057	0.135	0.068	0.183	0.079	0.197	0.083	0.216
	01	0.113	0.067	0.134	0.104	0.172	0.173	0.184	0.207	0.082	0.241	0.171	0.281	0.228	0.319	0.244	0.323	0.274	0.348
	02	0.069	0.073	0.154	0.094	0.283	0.187	0.331	0.283	0.304	0.335	0.344	0.402	0.373	0.474	0.382	0.512	0.393	0.524
	05	0.018	0.075	0.03	0.083	0.108	0.152	0.332	0.222	0.499	0.272	0.653	0.316	0.793	0.378	0.851	0.427	0.885	0.469
<i>Stamboul</i>	0.5	0.05	0.07	0.12	0.09	0.19	0.08	0.15	0.09	0.17	0.1	0.2	0.11	0.21	0.16	0.24	0.17	0.25	0.19
	0.75	0.08	0.06	0.13	0.1	0.15	0.2	0.12	0.23	0.15	0.26	0.18	0.24	0.23	0.23	0.21	0.24	0.23	0.26
	01	0.1	0.06	0.14	0.09	0.13	0.29	0.17	0.33	0.14	0.42	0.16	0.44	0.19	0.44	0.2	0.45	0.21	0.46
	02	0.09	0.04	0.12	0.05	0.13	0.19	0.4	0.36	0.4	0.47	0.4	0.57	0.38	0.63	0.39	0.67	0.4	0.68
	05	0.04	0.05	0.1	0.08	0.15	0.15	0.37	0.21	0.48	0.27	0.51	0.35	0.48	0.47	0.49	0.53	0.5	0.59
<i>Bateau cassé</i>	0.5	0.22	0.15	0.24	0.13	0.26	0.11	0.26	0.16	0.2	0.22	0.13	0.25	0.14	0.36	0.15	0.39	0.19	0.42
	0.75	0.26	0.07	0.33	0.1	0.34	0.1	0.34	0.13	0.26	0.2	0.15	0.24	0.2	0.35	0.23	0.4	0.24	0.43
	01	0.33	0.05	0.42	0.11	0.46	0.16	0.43	0.2	0.4	0.22	0.35	0.27	0.29	0.37	0.29	0.41	0.3	0.44
	02	0.08	0.04	0.28	0.06	0.55	0.18	0.62	0.22	0.67	0.27	0.6	0.32	0.62	0.42	0.6	0.47	0.59	0.51
	05	0.04	0.06	0.05	0.07	0.15	0.14	0.27	0.21	0.37	0.28	0.4	0.39	0.32	0.57	0.25	0.59	0.22	0.6
<i>Verte rive</i>	0.5	0.191	0.065	0.242	0.115	0.138	0.301	0.121	0.358	0.109	0.391	0.151	0.423	0.163	0.477	0.18	0.506	0.179	0.514
	0.75	0.203	0.058	0.255	0.097	0.144	0.29	0.14	0.364	0.153	0.428	0.178	0.442	0.192	0.489	0.199	0.52	0.202	0.54
	01	0.194	0.059	0.251	0.108	0.151	0.295	0.145	0.387	0.18	0.479	0.228	0.496	0.233	0.547	0.239	0.566	0.238	0.576
	02	0.101	0.056	0.186	0.114	0.283	0.279	0.178	0.359	0.317	0.408	0.36	0.537	0.364	0.604	0.352	0.615	0.345	0.623
	05	0.028	0.061	0.038	0.077	0.112	0.132	0.253	0.217	0.232	0.33	0.287	0.512	0.36	0.731	0.381	0.791	0.395	0.822

<i>Sirène II</i>	<b>0.5</b>	0.085	0.079	0.081	0.1	0.179	0.111	0.223	0.088	0.239	0.091	0.236	0.094	0.243	0.091	0.253	0.093	0.251	0.094
	<b>0.75</b>	0.079	0.072	0.088	0.111	0.186	0.122	0.228	0.099	0.243	0.099	0.239	0.1	0.244	0.095	0.254	0.095	0.252	0.095
	<b>01</b>	0.074	0.065	0.097	0.121	0.196	0.134	0.231	0.108	0.246	0.109	0.242	0.104	0.246	0.099	0.255	0.099	0.253	0.097
	<b>02</b>	0.065	0.056	0.106	0.134	0.21	0.151	0.237	0.13	0.251	0.121	0.251	0.111	0.253	0.107	0.261	0.103	0.254	0.105
	<b>05</b>	0.05	0.043	0.07	0.034	0.157	0.097	0.263	0.224	0.385	0.38	0.587	0.591	0.807	0.719	0.883	0.754	0.914	0.763
<i>Mazela</i>	<b>0.5</b>	0.077	0.091	0.118	0.073	0.165	0.149	0.249	0.208	0.085	0.235	0.064	0.244	0.084	0.223	0.069	0.209	0.067	0.199
	<b>0.75</b>	0.071	0.089	0.11	0.091	0.194	0.146	0.317	0.193	0.168	0.218	0.166	0.229	0.182	0.207	0.175	0.201	0.162	0.19
	<b>01</b>	0.068	0.09	0.104	0.102	0.21	0.144	0.344	0.184	0.239	0.209	0.231	0.219	0.247	0.202	0.235	0.195	0.237	0.185
	<b>02</b>	0.058	0.086	0.089	0.125	0.216	0.15	0.382	0.177	0.334	0.195	0.344	0.205	0.372	0.188	0.37	0.181	0.367	0.172
	<b>05</b>	0.045	0.052	0.064	0.115	0.131	0.277	0.206	0.403	0.279	0.467	0.408	0.501	0.584	0.529	0.713	0.552	0.773	0.56

## 3.11. Transport sédimentaire

Tout d'abord, on va utiliser le module *ST* pour la détermination de la résultante de transport sédimentaire total (suspension + charriage) moyenné en profondeur.

### 3.11.1. Configuration des conditions aux limites

La configuration de ce présent module nécessite une préparation préalable d'une *table sédimentaire* qui comprend toutes les combinaisons possibles entre les paramètres qui sont impliqués dans les processus côtiers.

Le type de modèle "*wave and current*" a été choisi comme modèle de définition afin de pouvoir établir des calculs de transport de sédiments basés conjointement sur les vagues et les courants.

La carte sédimentologique de la baie d'Alger réalisée à partir des prélèvements sur site (Figure III.13) a été intégrée dans le modèle afin de fournir les informations nécessaires sur les propriétés des sédiments de la zone d'étude.

### 3.11.2. Description et interprétation des résultats

Hormis les scénarios relatifs aux événements de  $H_s, 50\%$ ,  $H_s, 75\%$  et  $H_s, 95\%$ , la dynamique sédimentaire sur les plages de la baie d'Alger reflète l'intense activité hydrodynamique observée notamment pendant les événements tempétueux puisque le taux de transport sédimentaire devient de plus en plus important à mesure que l'intensité du courant augmente.

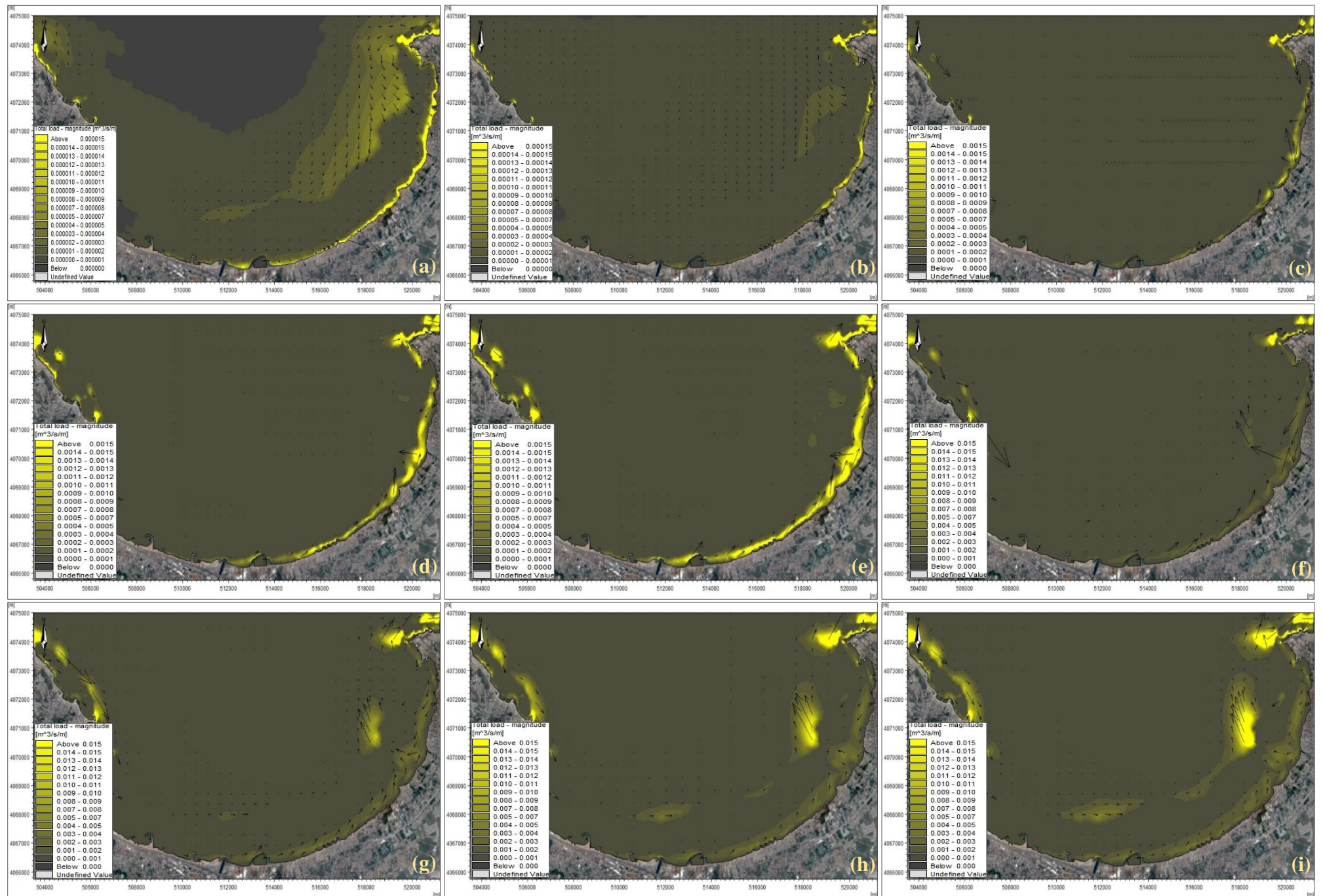
De manière générale, le taux de transport sédimentaire reflète la réponse des sédiments marins face à la vitesse orbitale des particules et au courant marin qui les transporte. Sur cette base, la direction du transport sédimentaire dominant suit majoritairement la direction du courant qui le transporte (voir la partie précédente 3.9), sauf dans le cas d'un courant de dérive de très faible intensité qui ne peuvent générer le plus souvent un transport sédimentaire longitudinal remarquable.

Comme pour les résultats de la modélisation numérique de l'hydrodynamique côtière, et face aux événements de NNE, la plage de *Tamentfoust-Est* (fortement protégée par le cap *Matifou*) fait état du plus faible taux de transport sédimentaire en restant inférieur à  $10^{-6} m^3/s/m$  pour  $H_s, 50\%$ . Dans le même contexte, mais à moindre degré, les plages protégées par des ouvrages de protection côtière (épis, brise-lames et autres) ont également enregistré un faible taux de transport sédimentaire notamment pour *Alger* plage, *Sirène II* et *Mazela*. En guise d'exemple, on note un taux de transport sédimentaire (à 0,75 m de profondeur) qui ne dépasse pas  $9.10^{-6} m^3/s/m$  pour une houle annuelle au niveau d'Alger plage (Tableau III.13).

Pour ce qui est des houles moyennes  $H_s, 50\%$  et  $H_s, 75\%$ , qui ont un rôle relativement constructif, et à l'exception de la plage de *Sirène II* et de *Mazela*, le taux de transport sédimentaire généré par une houle de secteur ONO (Figure III.18) est largement supérieur à celui qui est généré par une houle NNE (Figure III.19), ce qui pourrait très probablement être dû à la présence du cap *Matifou* qui abrite la partie orientale de la baie d'Alger. À 01 m de profondeur et au niveau de la plage *Verte rive* une houle ( $H_s, 75\%$ ) de secteur ONO a généré un taux de  $1,1.10^{-4} m^3/s/m$ , contre  $5,2.10^{-5} m^3/s/m$  pour l'autre secteur.

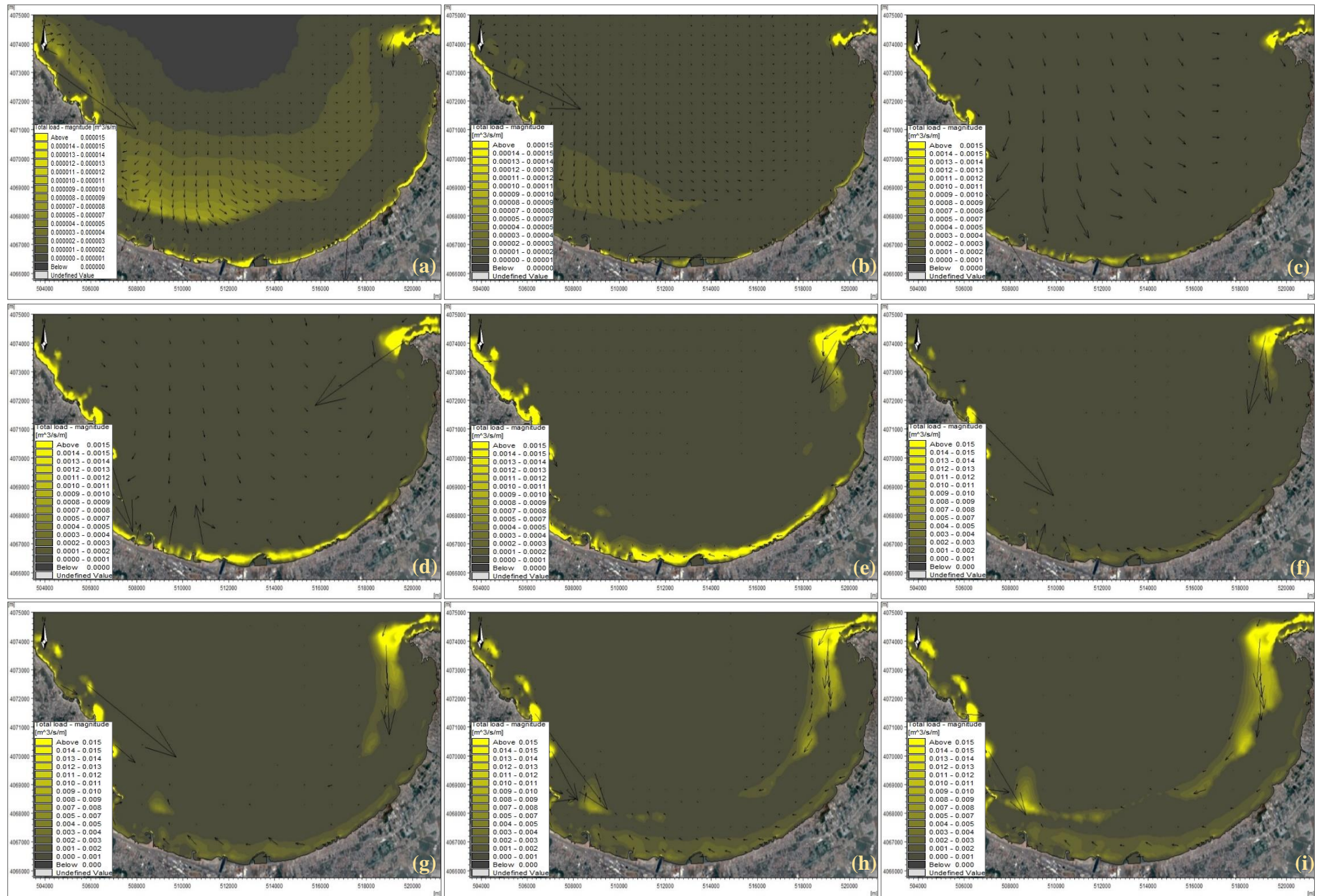
Contrairement aux évènements relativement modérés ( $H_{s, 50\%}$  et  $H_{s, 75\%}$ ), et à l'exception de la plage de *Tamentfoust-Est*, les évènements tempétueux de la houle quinquennale et vingtennale ont montré que la provenance de la houle n'était pas si influente puisque ces deux derniers ont généré un taux de transport sédimentaire convergent vu qu'un taux de  $9,4.10^{-4} m^3/s/m$  a été enregistré à 02 m de profondeur à la *Frégate* pour une houle vingtennale de secteur NNE, contre  $8.10^{-4} m^3/s/m$  pour l'autre secteur (Tableau III.13).

Enfin, et afin d'examiner l'influence de la granulométrie sur le mode de transport dominant, un test de sensibilité a été effectué au niveau des plages du *Bateau cassé* et de *Stamboul* (voir la partie discussions dans (Dahmani et al., 2021)), a révélé que le transport sédimentaire transversal (*cross-shore sediment transport*) dominant sur ces plages (caractérisées par un sable très grossier  $d_{50} > 1.9 mm$ ) est fortement susceptible d'être dominé par un transport littoral longitudinal (*longshore sediment transport*) si la valeur de  $d_{50}$  est fixée entre 0,125 et 0.25 mm (sable fin).



**Figure III.18 :** La distribution spatiale du taux de transport sédimentaire généré par des vagues du secteur ONO ( $292.5^\circ$ ) sur l'ensemble de la baie d'Alger.

a)  $H_s$ , 50%, b)  $H_s$ , 75%, c)  $H_s$ , 95%, d)  $H_s$ , 01 an, e)  $H_s$ , 02 ans, f)  $H_s$ , 05 ans, g)  $H_s$ , 20 ans, h)  $H_s$ , 50 ans, i)  $H_s$ , 100 ans.



**Figure III.19 :** La distribution spatiale du taux de transport sédimentaire généré par des vagues du secteur NNE ( $22.5^\circ$ ) sur l'ensemble de la baie d'Alger.

a)  $H_s$ , 50%, b)  $H_s$ , 75%, c)  $H_s$ , 95%, d)  $H_s$ , 01 an, e)  $H_s$ , 02 ans, f)  $H_s$ , 05 ans, g)  $H_s$ , 20 ans, h)  $H_s$ , 50 ans, i)  $H_s$ , 100 ans.

**Tableau III.13 : Sommaire des caractéristiques du taux de transport sédimentaire pour les conditions d'essai à différentes profondeurs.**

Plages	Profondeur (m)	Flux de transport sédimentaire ( $m^3/s/m$ )																	
		$H_s, 50\%$		$H_s, 75\%$		$H_s, 95\%$		$H_s, 01 \text{ an}$		$H_s, 02 \text{ ans}$		$H_s, 05 \text{ ans}$		$H_s, 20 \text{ ans}$		$H_s, 50 \text{ ans}$		$H_s, 100 \text{ ans}$	
		ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°
<i>Tamentfoust-Est</i>	0.5	$9.10^{-6}$	$<10^{-6}$	$10^{-5}$	$4.10^{-6}$	$1.1.10^{-5}$	$9.10^{-6}$	$1.3.10^{-5}$	$10^{-5}$	$1.3.10^{-5}$	$1.1.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$1.1.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$1.1.10^{-5}$	$10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$10^{-5}$	
	0.75	$7.10^{-6}$	$<10^{-6}$	$9.10^{-6}$	$3.10^{-6}$	$1.3.10^{-5}$	$8.10^{-6}$	$1.5.10^{-5}$	$10^{-5}$	$1.6.10^{-5}$	$1.1.10^{-5}$	$1.5.10^{-5}$	$1.1.10^{-5}$	$1.1.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$1.3.10^{-5}$	
	01	$5.10^{-6}$	$<10^{-6}$	$8.10^{-6}$	$10^{-6}$	$1.4.10^{-5}$	$7.10^{-6}$	$1.7.10^{-5}$	$9.10^{-6}$	$1.9.10^{-5}$	$10^{-5}$	$1.8.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$1.5.10^{-5}$	$1.4.10^{-5}$	$1.5.10^{-5}$	$1.5.10^{-5}$	$1.5.10^{-5}$	$1.6.10^{-5}$
	02	$10^{-6}$	$<10^{-6}$	$4.10^{-6}$	$<10^{-6}$	$10^{-5}$	$3.10^{-6}$	$1.3.10^{-5}$	$6.10^{-6}$	$1.7.10^{-5}$	$8.10^{-6}$	$1.6.10^{-5}$	$9.10^{-6}$	$1.6.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$1.3.10^{-5}$	$1.4.10^{-5}$	$1.4.10^{-5}$	$1.5.10^{-5}$
	05	$10^{-6}$	$<10^{-6}$	$10^{-6}$	$<10^{-6}$	$2.10^{-6}$	$10^{-6}$	$4.10^{-6}$	$2.10^{-6}$	$7.10^{-6}$	$3.10^{-6}$	$3.7.10^{-5}$	$4.10^{-6}$	$3.4.10^{-4}$	$7.10^{-6}$	$7.2.10^{-4}$	$8.10^{-6}$	$8.6.10^{-4}$	$9.10^{-6}$
<i>Ondines Nord</i>	0.5	$2.1.10^{-5}$	$10^{-5}$	$1.8.10^{-5}$	$1.1.10^{-5}$	$1.1.10^{-5}$	$1.1.10^{-5}$	$1.3.10^{-5}$	$10^{-5}$	$1.4.10^{-5}$	$9.10^{-6}$	$1.7.10^{-5}$	$9.10^{-6}$	$2.5.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$4.1.10^{-5}$	$1.9.10^{-5}$	$4.8.10^{-5}$	$2.7.10^{-5}$
	0.75	$1.9.10^{-5}$	$6.10^{-6}$	$1.7.10^{-5}$	$9.10^{-6}$	$10^{-5}$	$10^{-5}$	$1.4.10^{-5}$	$9.10^{-6}$	$1.5.10^{-5}$	$8.10^{-6}$	$1.8.10^{-5}$	$10^{-5}$	$3.8.10^{-5}$	$1.4.10^{-5}$	$6.2.10^{-5}$	$2.2.10^{-5}$	$6.9.10^{-5}$	$2.9.10^{-5}$
	01	$1.5.10^{-5}$	$3.10^{-6}$	$1.5.10^{-5}$	$6.10^{-6}$	$1.6.10^{-5}$	$8.10^{-6}$	$2.3.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$1.6.10^{-5}$	$1.6.10^{-5}$	$1.7.10^{-5}$	$2.3.10^{-5}$	$3.6.10^{-5}$	$2.9.10^{-5}$	$6.9.10^{-5}$	$3.6.10^{-5}$	$7.2.10^{-5}$	$4.10^{-5}$
	02	$6.10^{-6}$	$10^{-6}$	$3.2.10^{-5}$	$10^{-6}$	$3.7.10^{-4}$	$3.10^{-6}$	$5.4.10^{-4}$	$1.2.10^{-5}$	$5.6.10^{-4}$	$3.6.10^{-5}$	$6.7.10^{-4}$	$1.4.10^{-4}$	$6.1.10^{-4}$	$2.6.10^{-4}$	$5.4.10^{-4}$	$4.6.10^{-4}$	$4.10^{-4}$	$6.10^{-4}$
	05	$10^{-6}$	$<10^{-6}$	$2.10^{-6}$	$10^{-6}$	$9.10^{-6}$	$2.10^{-6}$	$1.8.10^{-4}$	$3.10^{-6}$	$4.10^{-4}$	$3.10^{-6}$	$10^{-3}$	$5.10^{-6}$	$1.3.10^{-3}$	$1.5.10^{-5}$	$1.3.10^{-3}$	$3.4.10^{-5}$	$1.3.10^{-3}$	$7.5.10^{-5}$
<i>Ondines Sud</i>	0.5	$2.10^{-5}$	$3.10^{-6}$	$7.9.10^{-5}$	$6.10^{-5}$	$7.9.10^{-5}$	$7.5.10^{-5}$	$7.8.10^{-5}$	$7.8.10^{-5}$	$7.7.10^{-5}$	$8.10^{-5}$	$7.7.10^{-5}$	$8.10^{-5}$	$7.4.10^{-5}$	$8.2.10^{-5}$	$7.5.10^{-5}$	$8.3.10^{-5}$	$8.5.10^{-5}$	$8.4.10^{-5}$
	0.75	$3.3.10^{-5}$	$3.10^{-6}$	$7.8.10^{-5}$	$1.4.10^{-5}$	$8.5.10^{-5}$	$3.4.10^{-5}$	$9.5.10^{-5}$	$5.10^{-5}$	$8.2.10^{-5}$	$6.4.10^{-5}$	$8.8.10^{-5}$	$6.6.10^{-5}$	$8.4.10^{-5}$	$8.3.10^{-5}$	$8.5.10^{-5}$	$8.6.10^{-5}$	$8.5.10^{-5}$	$8.7.10^{-5}$
	01	$2.10^{-5}$	$2.10^{-6}$	$4.5.10^{-5}$	$5.10^{-6}$	$7.6.10^{-5}$	$5.6.10^{-5}$	$6.7.10^{-5}$	$1.2.10^{-4}$	$3.2.10^{-5}$	$1.4.10^{-4}$	$8.5.10^{-5}$	$5.4.10^{-4}$	$9.4.10^{-5}$	$2.10^{-4}$	$9.5.10^{-5}$	$2.10^{-4}$	$10^{-4}$	$1.5.10^{-4}$
	02	$10^{-5}$	$10^{-6}$	$10^{-4}$	$3.10^{-6}$	$8.10^{-4}$	$1.2.10^{-5}$	$10^{-3}$	$7.10^{-5}$	$1.2.10^{-3}$	$2.3.10^{-4}$	$1.4.10^{-3}$	$5.4.10^{-4}$	$1.6.10^{-3}$	$10^{-3}$	$1.9.10^{-3}$	$1.2.10^{-3}$	$1.9.10^{-3}$	$1.2.10^{-3}$
	05	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$3.10^{-5}$	$4.10^{-6}$	$5.4.10^{-4}$	$7.10^{-6}$	$1.1.10^{-3}$	$8.10^{-6}$	$2.1.10^{-3}$	$1.5.10^{-5}$	$2.8.10^{-3}$	$1.9.10^{-5}$	$2.9.10^{-3}$	$2.1.10^{-5}$	$3.10^{-3}$	$4.3.10^{-5}$
<i>Alger plage</i>	0.5	$6.10^{-6}$	$<10^{-6}$	$9.10^{-6}$	$<10^{-6}$	$1.2.10^{-5}$	$4.10^{-6}$	$1.8.10^{-5}$	$7.10^{-6}$	$2.10^{-5}$	$7.10^{-6}$	$3.10^{-5}$	$9.10^{-6}$	$3.8.10^{-5}$	$1.3.10^{-5}$	$4.7.10^{-5}$	$1.5.10^{-5}$	$5.10^{-5}$	$1.6.10^{-5}$
	0.75	$7.10^{-6}$	$2.10^{-6}$	$7.10^{-6}$	$5.10^{-6}$	$8.10^{-6}$	$8.10^{-6}$	$9.10^{-6}$	$9.10^{-6}$	$10^{-5}$	$1.1.10^{-5}$	$1.1.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$1.3.10^{-5}$	$1.5.10^{-5}$	$1.3.10^{-5}$	
	01	$4.4.10^{-5}$	$4.10^{-6}$	$9.10^{-5}$	$8.10^{-6}$	$1.3.10^{-4}$	$5.8.10^{-5}$	$1.9.10^{-4}$	$1.3.10^{-4}$	$2.10^{-4}$	$1.7.10^{-4}$	$1.3.10^{-4}$	$2.10^{-4}$	$1.7.10^{-4}$	$2.3.10^{-4}$	$1.1.10^{-4}$	$2.4.10^{-4}$	$1.2.10^{-4}$	$2.5.10^{-4}$
	02	$1.1.10^{-5}$	$2.10^{-6}$	$6.10^{-5}$	$4.10^{-6}$	$3.3.10^{-4}$	$1.5.10^{-5}$	$4.2.10^{-4}$	$5.6.10^{-5}$	$6.10^{-4}$	$1.5.10^{-4}$	$7.6.10^{-4}$	$3.9.10^{-4}$	$9.10^{-4}$	$5.7.10^{-4}$	$9.7.10^{-4}$	$6.4.10^{-4}$	$10^{-3}$	$6.7.10^{-4}$
	05	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$2.10^{-6}$	$10^{-6}$	$4.10^{-6}$	$5.10^{-6}$	$3.2.10^{-4}$	$10^{-5}$	$10^{-3}$	$1.6.10^{-5}$	$2.5.10^{-3}$	$2.4.10^{-5}$	$3.1.10^{-3}$	$3.10^{-5}$	$3.4.10^{-3}$	$6.4.10^{-5}$	$3.5.10^{-3}$	$10^{-4}$
<i>La Frégate</i>	0.5	$2.1.10^{-5}$	$1.2.10^{-5}$	$2.1.10^{-5}$	$1.8.10^{-5}$	$2.1.10^{-5}$	$1.9.10^{-5}$	$2.1.10^{-5}$	$2.10^{-5}$	$2.3.10^{-5}$	$2.10^{-5}$	$2.2.10^{-5}$	$2.5.10^{-5}$	$2.2.10^{-5}$	$2.3.10^{-5}$	$2.3.10^{-5}$	$2.3.10^{-5}$	$2.3.10^{-5}$	$2.4.10^{-5}$
	0.75	$1.9.10^{-5}$	$1.4.10^{-5}$	$1.9.10^{-5}$	$1.9.10^{-5}$	$1.9.10^{-5}$	$1.9.10^{-5}$	$2.1.10^{-5}$	$2.10^{-5}$	$2.2.10^{-5}$	$2.1.10^{-5}$	$2.1.10^{-5}$	$2.2.10^{-5}$	$2.1.10^{-5}$	$2.6.10^{-5}$	$2.1.10^{-5}$	$2.7.10^{-5}$	$2.2.10^{-5}$	$2.6.10^{-5}$
	01	$1.8.10^{-5}$	$9.10^{-6}$	$2.4.10^{-5}$	$1.5.10^{-5}$	$3.3.10^{-5}$	$3.9.10^{-5}$	$2.3.10^{-5}$	$4.8.10^{-5}$	$2.2.10^{-5}$	$5.9.10^{-5}$	$2.2.10^{-5}$	$9.10^{-5}$	$2.4.10^{-5}$	$10^{-4}$	$2.5.10^{-5}$	$6.10^{-5}$	$2.7.10^{-5}$	$3.10^{-5}$
	02	$10^{-5}$	$2.10^{-6}$	$4.3.10^{-5}$	$5.10^{-6}$	$2.5.10^{-4}$	$3.6.10^{-5}$	$4.5.10^{-4}$	$1.5.10^{-4}$	$4.6.10^{-4}$	$2.7.10^{-4}$	$6.4.10^{-4}$	$6.10^{-4}$	$8.10^{-4}$	$9.4.10^{-4}$	$10^{-3}$	$10^{-3}$	$1.1.10^{-3}$	$1.1.10^{-3}$
	05	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$3.10^{-6}$	$2.10^{-6}$	$10^{-4}$	$6.10^{-6}$	$10^{-3}$	$2.1.10^{-5}$	$1.6.10^{-3}$	$3.9.10^{-5}$	$2.3.10^{-3}$	$6.10^{-5}$	$2.9.10^{-3}$	$4.2.10^{-4}$	$3.2.10^{-3}$	$6.9.10^{-4}$	$3.4.10^{-3}$	$8.10^{-4}$
<i>Stamboul</i>	0.5	$8.1.10^{-5}$	$5.4.10^{-5}$	$7.7.10^{-5}$	$7.5.10^{-5}$	$7.5.10^{-5}$	$8.10^{-5}$	$8.9.10^{-5}$	$8.1.10^{-5}$	$9.3.10^{-5}$	$8.2.10^{-5}$	$9.1.10^{-5}$	$8.4.10^{-5}$	$8.9.10^{-5}$	$8.6.10^{-5}$	$8.9.10^{-5}$	$8.8.10^{-5}$	$8.9.10^{-5}$	$8.8.10^{-5}$
	0.75	$8.4.10^{-5}$	$2.5.10^{-5}$	$9.10^{-5}$	$8.4.10^{-5}$	$9.3.10^{-5}$	$9.4.10^{-5}$	$8.8.10^{-5}$	$9.5.10^{-5}$	$9.10^{-5}$	$9.6.10^{-5}$	$9.2.10^{-5}$	$9.5.10^{-5}$	$8.8.10^{-5}$	$9.6.10^{-5}$	$8.8.10^{-5}$	$9.6.10^{-5}$	$8.8.10^{-5}$	$9.6.10^{-5}$
	01	$8.1.10^{-5}$	$1.9.10^{-5}$	$9.10^{-5}$	$8.3.10^{-5}$	$9.2.10^{-5}$	$9.6.10^{-5}$	$8.4.10^{-5}$	$10^{-4}$	$8.5.10^{-5}$	$10^{-4}$	$8.6.10^{-5}$	$10^{-4}$	$8.5.10^{-5}$	$10^{-4}$	$8.6.10^{-5}$	$10^{-4}$	$8.7.10^{-5}$	$10^{-4}$
	02	$1.9.10^{-5}$	$10^{-5}$	$2.10^{-5}$	$10^{-5}$	$2.7.10^{-4}$	$3.1.10^{-5}$	$10^{-3}$	$2.1.10^{-4}$	$10^{-3}$	$5.6.10^{-4}$	$10^{-3}$	$8.5.10^{-4}$	$9.7.10^{-4}$	$1.1.10^{-3}$	$1.1.10^{-3}$	$1.1.10^{-3}$	$9.7.10^{-4}$	$1.3.10^{-3}$
	05	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$2.10^{-6}$	$4.4.10^{-4}$	$5.10^{-6}$	$2.4.10^{-3}$	$1.8.10^{-5}$	$3.5.10^{-3}$	$4.1.10^{-5}$	$3.7.10^{-3}$	$2.1.10^{-4}$	$3.8.10^{-3}$	$10^{-3}$	$3.9.10^{-3}$	$1.3.10^{-3}$	$3.9.10^{-3}$	$1.5.10^{-3}$
<i>Bateau cassé</i>	0.5	$5.9.10^{-5}$	$7.9.10^{-5}$	$6.10^{-5}$	$7.8.10^{-5}$	$7.9.10^{-5}$	$8.4.10^{-5}$	$9.1.10^{-5}$	$8.4.10^{-5}$	$9.7.10^{-5}$	$8.4.10^{-5}$	$9.4.10^{-5}$	$8.9.10^{-5}$	$9.4.10^{-5}$	$9.7.10^{-5}$	$9.4.10^{-5}$	$9.9.10^{-5}$	$9.6.10^{-5}$	$10^{-4}$
	0.75	$9.4.10^{-5}$	$8.1.10^{-5}$	$9.5.10^{-5}$	$8.9.10^{-5}$	$10^{-4}$	$8.8.10^{-5}$	$9.8.10^{-5}$	$9.10^{-5}$	$9.9.10^{-5}$	$9.10^{-5}$	$9.5.10^{-5}$	$9.2.10^{-5}$	$9.3.10^{-5}$	$9.8.10^{-5}$	$9.5.10^{-5}$	$10^{-4}$	$9.7.10^{-5}$	$10^{-4}$
	01	$10^{-4}$	$7.6.10^{-5}$	$10^{-4}$	$8.8.10^{-5}$	$1.1.10^{-4}$	$8.1.10^{-5}$	$10^{-4}$	$8.2.10^{-5}$	$10^{-4}$	$8.3.10^{-5}$	$9.7.10^{-5}$	$8.8.10^{-5}$	$9.5.10^{-5}$	$9.4.10^{-5}$	$9.5.10^{-5}$	$9.7.10^{-5}$	$9.8.10^{-5}$	$9.8.10^{-5}$
	02	$1.8.10^{-5}$	$5.10^{-6}$	$1.2.10^{-4}$	$1.2.10^{-5}$	$8.10^{-4}$	$1.2.10^{-4}$	$9.1.10^{-4}$	$4.1.10^{-4}$	$10^{-3}$	$5.3.10^{-4}$	$10^{-3}$	$9.7.10^{-4}$	$1.1.10^{-3}$	$1.8.10^{-3}$	$1.2.10^{-3}$	$2.2.10^{-3}$	$8.8.10^{-4}$	$1.7.10^{-3}$
	05	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$3.10^{-6}$	$2.10^{-6}$	$4.10^{-5}$	$9.10^{-6}$	$5.10^{-4}$	$3.2.10^{-5}$	$10^{-3}$	$3.3.10^{-4}$	$1.2.10^{-3}$	$10^{-3}$	$1.1.10^{-3}$	$1.9.10^{-3}$	$8.5.10^{-4}$	$2.10^{-3}$	$7.1.10^{-4}$	$2.1.10^{-3}$
<i>Verte rive</i>	0.5	$5.4.10^{-5}$	$7.10^{-6}$	$1.1.10^{-4}$	$5.10^{-6}$	$4.6.10^{-5}$	$1.4.10^{-4}$	$2.1.10^{-5}$	$2.5.10^{-4}$	$3.5.10^{-5}$	$3.1.10^{-4}$	$4.9.10^{-5}$	$4.3.10^{-4}$	$5.2.10^{-5}$	$4.4.10^{-4}$	$7.8.10^{-5}$	$4.9.10^{-4}$	$9.10^{-5}$	$5.10^{-4}$
	0.75	$5.7.10^{-5}$	$7.10^{-6}</$																

<i>Sirène II</i>	<b>0.5</b>	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$3,2 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$
	<b>0.75</b>	$10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$	$2,9 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$5,1 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-5}$
	<b>01</b>	$9 \cdot 10^{-6}$	$10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$3,7 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$	$3,7 \cdot 10^{-5}$	$8,9 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-5}$	$8,7 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$7,4 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$
	<b>02</b>	$8 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$9,6 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$9,3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$9,4 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$
	<b>05</b>	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$9,2 \cdot 10^{-4}$	$10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$
<i>Mazela</i>	<b>0.5</b>	$10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$2,9 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$
	<b>0.75</b>	$9 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$3,2 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-5}$	$6,2 \cdot 10^{-5}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$9,3 \cdot 10^{-5}$	$7,6 \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
	<b>01</b>	$8 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-5}$	$6,9 \cdot 10^{-5}$	$7,7 \cdot 10^{-5}$	$8,6 \cdot 10^{-5}$	$9,1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$9,7 \cdot 10^{-5}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$6,3 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
	<b>02</b>	$6 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
	<b>05</b>	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$

## 3.12. Evolution du niveau du fond marin

En second lieu, et à l'aide de l'outil 'Morphology' du module ST, une estimation de 'bed level change' a été menée afin de pouvoir identifier les zones de dépôt, de stabilité et d'érosion.

### 3.12.1. Configuration des conditions aux limites

Un maximum de 02 *m/jour* de changement du niveau du fond marin a été considéré avec un *feedback* sur l'hydrodynamique, la propagation des vagues et le calcul du transport sédimentaire.

Les trois frontières de notre modèle, le Nord, l'Est et l'Ouest, sont réglées sur 'zero sediment flow gradient for outflow, zero bed change for inflow'.

### 3.12.2. Description et interprétation des résultats

Dans le cas normal des événements, si une partie du matériel de la plage est emportée par les vagues pendant une saison météorologique sévère, les matériaux perdus sont redéposés pendant la prochaine saison de beau temps et l'équilibre de la plage est maintenu (Komar, 1998). Les vagues plus hautes et les tempêtes plus fréquentes qui se produisent pendant les mois d'hiver sont responsables du recul des plages, tandis que les conditions plus calmes favorisent la progradation du littoral (Splinter et al., 2012).

Dans son ensemble, l'évolution du fond marin (accumulation, érosion et stabilité) reflète le taux de transport de sédiments (en termes d'intensité et de direction) prévalant dans une zone, qui à son tour traduit la réponse des sédiments marins à la vitesse orbitale des particules et au courant marin qui les transporte.

Il apparaît très logique dans les résultats que les scénarios relatifs aux événements peu énergétique ( $H_s, 50\%$  et  $H_s, 75\%$ ) ont une contribution positive de niveau du fond marin (en favorisant l'accumulation des sédiments) par rapport aux événements tempétueux puisque le taux de transport sédimentaire devient de plus en plus important à mesure que l'intensité du courant augmente (Tableau III.14). Notons également que cette règle n'est pas totalement valable car on pourrait constater une action constructive des houles très énergétiques dans certaines zones et une action destructrice des houles peu énergétiques ailleurs. De plus, il ne faut pas négliger le fait que la modélisation numérique de ces phénomènes peut comporter des inexactitudes importantes.

A *Mazela*, une action érosive dominante des fortes houles de NNE est clairement observée par rapport aux houles de ONO qui sont dissipées par le port de plaisance 'Marina'. Ainsi, pour une houle  $H_s, 20\text{ ans}$  de NNE (Figure III.21), une érosion moyenne d'environ -0,045 *m* a été enregistrée entre 0,5 et 01 *m* de profondeur, pendant que l'autre secteur favorisait une très faible accumulation d'environ +0,006 *m* (Figure III.20). On retiendra également que la seule différence de réponse de fond marin entre *Alger* plage et *Mazela* réside dans le fait que la première a subi une érosion remarquable causée par les houles de secteur NNE pour tous les scénarios examinés ( $H_s, 50\%$  à  $H_s, 100\text{ ans}$ ).

A la différence de ces deux dernières plages (*Mazela* et *Alger* plage), la plage de *Frégate* a souffert d'une érosion remarquable causée par les fortes houles de secteur ONO par rapport à

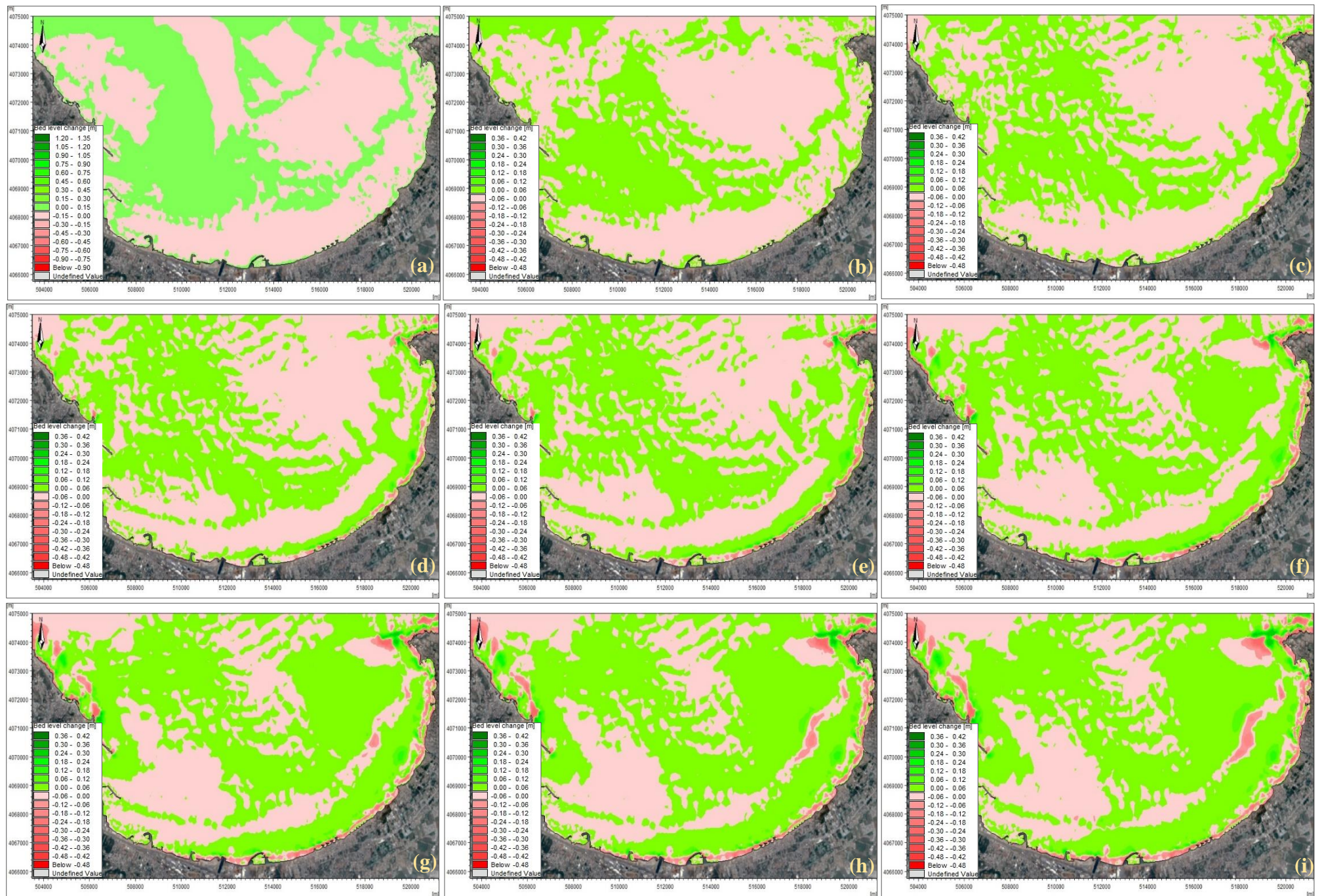
celles de NNE excepté aux houles faiblement énergétiques ( $H_s$ , 50% et  $H_s$ , 75%) où la plage a enregistré une accumulation au niveau de bas de plage.

Les valeurs positives de l'évolution du niveau du fond marin à proximité de la côte (entre 0,5 et 01 m de profondeur) au niveau de la plage *Sirène II*, témoignent du rôle protecteur très prononcé des ouvrages de protection (épis en T et épis en L) implantés dans cette zone. Ces valeurs positives varieraient dans leur ensemble entre +0,002 et +0,029 m.

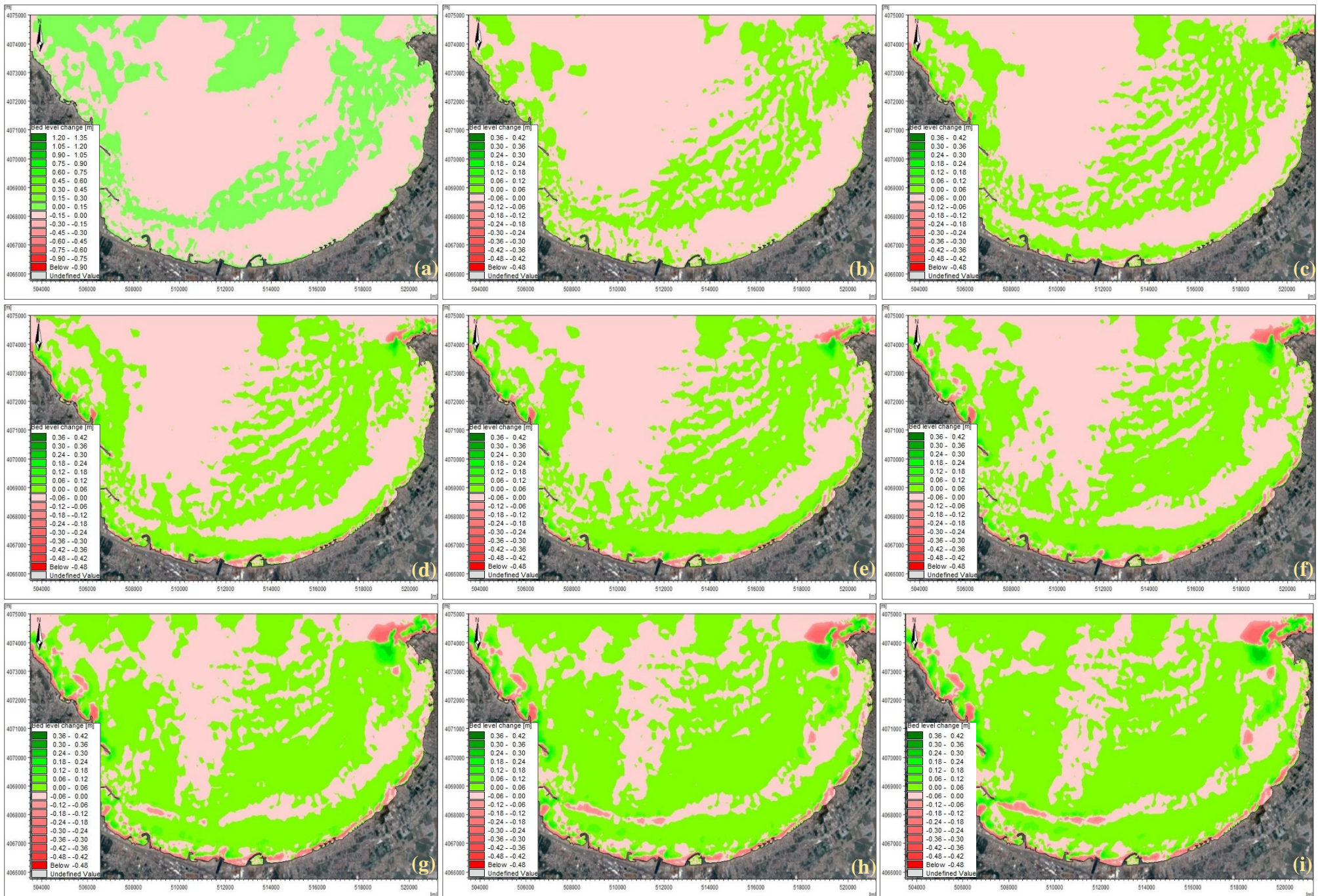
Inversement, en confrontant la *Verte rive* (et dans une moindre mesure *Ondine Nord*) au reste des plages de la baie d'Alger, on constate que cette plage a subi une forte érosion tout près de la côte (entre 0,5 et 01 m de profondeur) du fait que son fond marin n'a connu des valeurs positives de niveau qu'au-delà de 02 m de profondeur quel que soit le scénario  $> H_s$ , 1an.

La réponse morphologique des plages de *Bateau cassé* et *Stamboul* et *Ondines Sud* était relativement similaire avec une accumulation de sédiments entre 0.5 et 01 m de profondeur puis une forte érosion au-delà de 01 m de profondeur (contrairement au schéma classique d'équilibre naturel de (Komar, 1998)) et cela pourrait être dû au diamètre des sédiments très grossier caractérisant ces plages ( $d_{50} > 1.8$  mm) qui ont pu être transportés depuis une faible profondeur (favorisant l'érosion de cette zone) vers la côte par le jet de rive des fortes houles tandis que la nappe de retrait n'était pas capable de les remettre en mouvement encore une fois vu son grand diamètre.

Comme attendu, l'accumulation de sédiments marins au niveau du fond de la plage *Tamentfoust-Est* a nettement dominé l'érosion marine même sous le forçage de houles énergétiques ou même très énergétiques du fait de sa position très abritée par le port maritime et le cap *Matifou*. Il faut noter que ce cumul n'a pas été vraiment conséquent puisqu'il a été de l'ordre de +0.001 et +0.009 m (tous scénarios confondus).



**Figure III.20 :** La distribution spatiale d'évolution du niveau du fond marin générée par des vagues du secteur ONO ( $292.5^\circ$ ) sur l'ensemble de la baie d'Alger.  
 a)  $H_s$ , 50%, b)  $H_s$ , 75%, c)  $H_s$ , 95%, d)  $H_s$ , 01 ans, e)  $H_s$ , 02 ans, f)  $H_s$ , 05 ans, g)  $H_s$ , 20 ans, h)  $H_s$ , 50 ans, i)  $H_s$ , 100 ans.



**Figure III.21 :** La distribution spatiale d'évolution du niveau du fond marin des vagues du secteur NNE (22.5°) sur l'ensemble de la baie d'Alger.

a)  $H_s$ , 50%, b)  $H_s$ , 75%, c)  $H_s$ , 95%, d)  $H_s$ , 01 an, e)  $H_s$ , 02 ans, f)  $H_s$ , 05 ans, g)  $H_s$ , 20 ans, h)  $H_s$ , 50 ans, i)  $H_s$ , 100 ans.

**Tableau III.14** : Sommaire des caractéristiques d'évolution du niveau du fond marin pour les conditions d'essai à différentes profondeurs (/ \* signifie une valeur d'évolution du niveau du fond marin  $< \pm 0.001 m$ ).

Plages	Profondeur (m)	Evolution du niveau du fond marin (m)																		
		$H_s, 50\%$		$H_s, 75\%$		$H_s, 95\%$		$H_s, 01 \text{ an}$		$H_s, 02 \text{ ans}$		$H_s, 05 \text{ ans}$		$H_s, 20 \text{ ans}$		$H_s, 50 \text{ ans}$		$H_s, 100 \text{ ans}$		
		ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	ONO 292.5°	NNE 22.5°	
<i>Tamentfoust-Est</i>	0.5	+0.005	-0.012	+0.006	-0.002	+0.008	+0.003	+0.009	+0.004	+0.009	+0.005	+0.009	+0.005	/*	+0.005	/*	+0.005	/*	+0.006	
	0.75	+0.002	-0.006	+0.004	-0.001	+0.005	+0.001	+0.006	+0.002	+0.006	+0.003	+0.006	+0.003	+0.004	+0.003	+0.004	+0.003	+0.001	+0.003	
	01	/*	/*	/*	/*	/*	-0.001	/*	/*	+0.002	/*	+0.003	/*	+0.002	/*	+0.002	/*	+0.002	/*	
	02	/*	+0.002	-0.001	/*	-0.002	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	+0.001	/*
	05	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*	/*
<i>Ondines Nord</i>	0.5	+0.026	+0.038	+0.018	+0.016	-0.097	+0.001	-0.11	/*	-0.11	/*	-0.1	-0.016	-0.11	-0.025	-0.112	-0.03	-0.109	-0.04	
	0.75	+0.005	-0.004	+0.009	+0.002	-0.057	+0.012	-0.08	+0.014	-0.12	+0.01	-0.08	+0.017	-0.089	+0.014	-0.09	+0.01	-0.094	-0.02	
	01	-0.002	-0.005	+0.001	-0.002	+0.013	/*	+0.035	/*	+0.047	/*	+0.052	/*	+0.054	-0.002	+0.059	/*	+0.068	+0.006	
	02	-0.004	/*	/*	/*	-0.12	-0.002	-0.11	-0.003	-0.117	-0.003	-0.1	-0.049	-0.065	-0.11	-0.036	-0.14	-0.04	-0.141	
	05	/*	/*	/*	/*	+0.017	/*	+0.04	/*	+0.026	+0.001	/*	/*	-0.094	+0.002	-0.12	+0.011	-0.14	+0.028	
<i>Ondines Sud</i>	0.5	+0.2	/*	+0.162	/*	+0.115	+0.104	+0.109	+0.089	+0.093	+0.097	+0.105	+0.099	+0.118	+0.095	+0.15	+0.096	+0.151	+0.1	
	0.75	-0.038	/*	-0.053	-0.017	-0.039	-0.032	-0.049	/*	/*	/*	/*	/*	+0.021	/*	+0.041	+0.007	+0.135	/*	
	01	/*	-0.001	/*	-0.001	/*	/*	+0.114	/*	-0.068	-0.03	-0.115	-0.032	-0.036	-0.031	-0.024	-0.025	-0.022	-0.021	
	02	+0.003	/*	+0.019	/*	-0.081	+0.005	-0.089	+0.025	-0.07	+0.021	-0.056	+0.019	-0.033	-0.014	-0.022	-0.033	-0.046	-0.042	
	05	/*	/*	/*	/*	+0.023	/*	+0.087	/*	+0.07	/*	-0.02	-0.001	-0.053	/*	-0.059	+0.003	-0.068	+0.014	
<i>Alger plage</i>	0.5	+0.06	-0.07	+0.082	-0.02	+0.07	-0.012	+0.039	-0.012	+0.031	-0.008	+0.043	-0.009	+0.06	-0.01	+0.07	-0.011	+0.077	-0.07	
	0.75	-0.001	+0.001	-0.014	+0.001	-0.02	+0.003	-0.007	+0.004	-0.155	+0.005	-0.157	+0.006	-0.161	+0.011	-0.163	+0.013	-0.165	+0.016	
	01	+0.001	/*	+0.002	/*	+0.002	+0.001	+0.113	+0.002	+0.151	+0.001	+0.115	/*	+0.036	/*	+0.038	/*	+0.039	/*	
	02	-0.002	/*	-0.004	/*	-0.003	-0.002	-0.005	-0.004	-0.013	-0.002	-0.011	-0.003	-0.02	-0.018	-0.02	-0.025	+0.035	-0.031	
	05	/*	/*	/*	/*	+0.016	/*	+0.019	/*	+0.024	-0.001	+0.026	-0.001	+0.009	+0.006	-0.011	+0.01	-0.011	+0.012	
<i>La Frégate</i>	0.5	+0.031	+0.04	+0.032	+0.022	-0.006	+0.023	-0.068	+0.023	-0.09	+0.023	-0.091	+0.023	-0.092	+0.023	-0.089	+0.024	-0.087	+0.023	
	0.75	+0.018	/*	+0.019	+0.003	+0.009	+0.01	-0.01	+0.01	-0.021	+0.009	-0.063	+0.01	-0.029	+0.01	-0.06	+0.011	-0.064	+0.01	
	01	-0.002	-0.002	-0.008	-0.004	+0.012	-0.007	+0.015	-0.011	/*	-0.007	-0.027	/*	-0.062	/*	-0.034	/*	-0.035	/*	
	02	/*	/*	/*	/*	-0.033	/*	-0.056	-0.01	-0.058	-0.033	/*	-0.057	/*	-0.049	-0.077	-0.051	-0.1	-0.059	
	05	/*	/*	/*	/*	+0.023	/*	+0.045	/*	+0.044	+0.001	+0.037	+0.033	+0.035	+0.069	+0.021	+0.067	+0.018	+0.068	
<i>Stamboul</i>	0.5	+0.14	+0.097	+0.131	+0.086	+0.066	+0.099	+0.072	+0.1	+0.075	+0.097	+0.073	+0.091	+0.086	+0.084	+0.091	+0.084	+0.095	+0.085	
	0.75	+0.003	-0.036	+0.009	+0.002	+0.03	+0.003	-0.005	+0.004	-0.004	+0.005	-0.023	+0.011	-0.026	+0.012	+0.014	+0.016	+0.043	+0.019	
	01	-0.026	-0.036	-0.037	-0.024	/*	-0.023	+0.005	-0.005	+0.02	-0.003	+0.004	-0.003	-0.013	-0.005	-0.015	-0.005	-0.005	-0.006	
	02	-0.025	/*	-0.031	-0.012	-0.15	-0.014	-0.14	-0.069	-0.206	-0.087	-0.155	-0.102	-0.09	-0.139	-0.095	-0.124	-0.096	-0.142	
	05	/*	/*	/*	/*	+0.081	/*	+0.17	/*	+0.078	+0.003	+0.104	+0.028	+0.109	+0.048	+0.119	+0.047	+0.123	+0.042	
<i>Bateau cassé</i>	0.5	+0.118	+0.283	+0.117	+0.103	+0.067	+0.106	+0.072	+0.121	+0.074	+0.117	+0.075	+0.111	+0.072	+0.101	+0.076	+0.091	+0.078	+0.084	
	0.75	+0.002	+0.015	+0.006	+0.009	+0.032	+0.011	+0.045	+0.024	+0.039	+0.023	+0.023	+0.041	+0.033	+0.056	+0.037	+0.057	+0.039	+0.063	
	01	-0.039	-0.091	-0.033	-0.035	-0.015	-0.033	/*	-0.019	/*	-0.027	-0.015	-0.016	-0.018	-0.014	/*	-0.013	/*	-0.009	
	02	-0.009	-0.033	-0.013	-0.018	-0.123	-0.015	-0.182	-0.152	-0.201	-0.206	-0.182	-0.228	-0.156	-0.216	-0.151	-0.194	-0.158	-0.196	
	05	/*	/*	/*	/*	+0.007	/*	-0.014	+0.025	-0.021	+0.094	-0.059	+0.151	-0.071	+0.131	-0.053	+0.156	-0.041	+0.157	
<i>Verte rive</i>	0.5	-0.016	+0.009	-0.033	+0.007	-0.065	-0.028	-0.147	-0.074	-0.165	-0.088	-0.168	-0.099	-0.159	-0.109	-0.163	-0.101	-0.167	-0.102	
	0.75	-0.022	+0.008	-0.037	+0.006	-0.084	-0.026	-0.125	-0.07	-0.139	-0.091	-0.141	-0.101	-0.138	-0.117	-0.143	-0.119	-0.145	-0.108	
	01	-0.018	-0.002	-0.027	-0.001	-0.037	-0.015	-0.085	-0.052	-0.095	-0.065	-0.081	-0.057	-0.104	-0.054	-0.108	-0.061	-0.111	-0.063	
	02	-0.003	-0.003	-0.004	-0.002	/*	+0.005	/*	/*	/*	+0.009	/*	+0.002	/*	-0.015	+0.006	-0.016	+0.002	-0.019	
	05	/*	/*	/*	/*	+0.006	/*	+0.029	+0.027	+0.036	+0.087	+0.037	+0.085	+0.032	+0.115	+0.028	+0.112	+0.026	+0.115	

<i>Sirène II</i>	<b>0.5</b>	+0.008	+0.029	+0.014	+0.014	+0.014	+0.014	+0.017	+0.014	+0.016	+0.014	+0.015	+0.013	+0.014	+0.011	+0.013	+0.011	+0.012	+0.01
	<b>0.75</b>	+0.007	+0.022	+0.011	+0.01	/*	+0.002	+0.004	+0.004	+0.004	+0.005	+0.005	+0.004	+0.005	+0.004	+0.005	+0.007	+0.009	+0.007
	<b>01</b>	+0.005	+0.016	+0.007	+0.007	-0.014	-0.003	-0.006	-0.005	-0.008	-0.005	-0.003	-0.002	-0.001	/*	-0.001	+0.004	+0.006	+0.004
	<b>02</b>	+0.002	+0.007	-0.001	+0.001	-0.041	-0.018	-0.03	-0.016	-0.028	-0.019	-0.02	-0.014	-0.013	-0.01	-0.008	-0.01	-0.001	/*
	<b>05</b>	/*	/*	/*	/*	+0.007	+0.024	+0.091	+0.066	+0.142	+0.096	+0.127	+0.11	+0.157	+0.141	+0.159	+0.15	+0.167	+0.157
<i>Mazela</i>	<b>0.5</b>	+0.004	+0.026	+0.007	+0.009	+0.009	+0.012	+0.01	+0.012	+0.01	+0.006	+0.01	-0.012	+0.01	-0.042	+0.011	-0.053	+0.011	-0.062
	<b>0.75</b>	+0.002	+0.017	+0.004	+0.003	+0.006	-0.006	+0.009	-0.009	+0.006	-0.012	+0.004	-0.023	+0.006	-0.048	+0.006	-0.052	+0.004	-0.06
	<b>01</b>	+0.001	+0.01	+0.002	/*	+0.004	-0.014	+0.008	-0.017	+0.005	-0.019	+0.002	-0.027	+0.004	-0.046	+0.004	-0.05	+0.003	-0.055
	<b>02</b>	/*	-0.002	/*	-0.005	/*	-0.049	-0.005	-0.05	-0.023	-0.046	-0.025	-0.042	-0.022	-0.045	-0.019	-0.044	-0.043	-0.047
	<b>05</b>	/*	/*	/*	/*	-0.001	+0.138	+0.003	+0.091	+0.018	+0.01	+0.002	+0.044	/*	+0.039	-0.018	+0.032	-0.068	+0.011

### 3.13. Conclusion intermédiaire

La validation de ce modèle numérique *MIKE 21/3 FM* (en effectuant des mesures sur site de la vitesse des courants et du flux de sédiments) nous a permis de mieux définir ces repères réalistes, donc d'un degré de précision très adéquat.

La morphologie des fonds marins interagissant avec les agents hydrodynamiques (les courants côtiers et la houle), les zones d'accrétion ou d'érosion varient en fonction de ses évolutions. Dans ce but, une modélisation numérique intégrée (couplée) appuyée par des enquêtes de terrain ont été réalisées à partir de plusieurs scénarios de la houle au large.

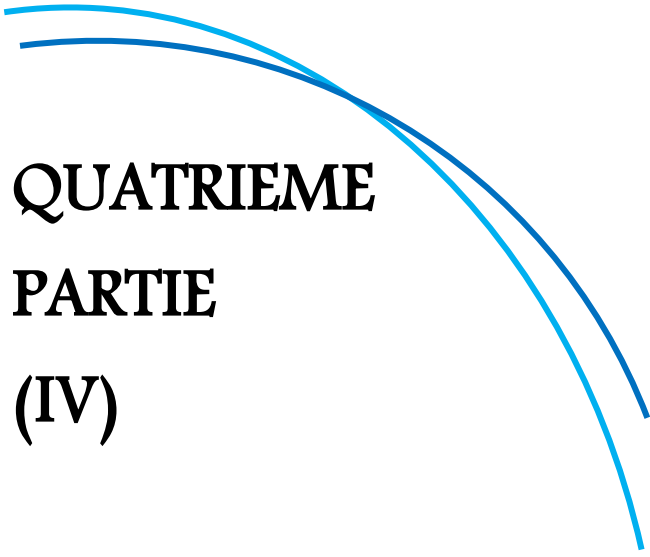
Le climat de vagues qui prévaut dans notre région combine les houles et les mers de vent (les vagues) avec une nette dominance des mers de vent. Le rôle des vents locaux en tant que force motrice qui génère des vagues dans notre zone d'étude est incontestable.

Pour tous les cas de figure, on observe une diminution de l'énergie des vagues à mesure que celle-ci se rapproche de la côte. Cette diminution de l'énergie des vagues est due essentiellement au phénomène de réfraction et minoritairement au phénomène de diffraction provoqué par les deux caps (cap *Matifou* à l'Est et *la pointe de Pescade* à l'Ouest).

En résumé, il apparaît que les courants côtiers (notamment le courant de dérive), le taux du transport sédimentaire et les changements morphologiques des petits-fonds des plages de la baie d'Alger ont profondément impactés par le secteur de provenance (ONO ou NNE) et la hauteur significative des vagues.

Il apparaît que la houle peut avoir un effet notable sur les courants en doublant les vitesses ou même en inversant la direction des courants littoraux. Notre étude met également en évidence que les houles frontales par rapport une plage donnée sont plus intenses et sont donc potentiellement plus énergétiques que les houles obliques par rapport à la même plage.

Le schéma géomorphologique classique de l'évolution des fonds marins selon (Komar, 1998) n'a pas été entièrement respecté sur certaines plages. L'hétérogénéité granulométrique des sédiments constituant les plages, l'influence de l'artificialisation du littoral et la non-linéarité des processus hydro-sédimentaires peuvent constituer des éléments de réponse solides, mais comme nos simulations mettent en scène des cas extrêmes ayant une très faible probabilité d'être observés dans la réalité, il est très difficile de se prononcer sur le fait qu'ils soient réellement les mécanismes conduisant à ces résultats.



QUATRIEME  
PARTIE  
(IV)

Réponse  
morphologique,  
Cinématique du  
trait de côte et  
Seuillage des  
tempêtes

# Chapitre 1 :

## Réponse morphologique et Cinématique du trait de côte

*« Magie des côtes. La terre semble encore  
plus belle quand elle s'incline devant  
la suprématie de l'eau. »  
Mille et une pensées (2005)  
de Philippe Bouvard*

## Introduction

La méthodologie adoptée pour le traitement et l'extraction de la position du trait de côte et la construction de la base de données, afin de déterminer le taux net de déplacement du trait de côte, est celle utilisée par plusieurs auteurs (Ayadi et al., 2016; Kermani et al., 2016; Liu et al., 2011; Manca et al., 2013; Moore, 2000; Moussaid et al., 2015; Shoshany and Degani, 1992).

Après avoir digitalisé tous les supports cartographiques (photos aériennes et images satellites) déjà pris en compte dans notre étude (voir sections 2.3) une extraction des traits de côte a été opérée afin de calculer les taux d'érosion/accrétion du littoral.

### 4.1. Extraction des traits de côte

Une fois les traits de côte digitalisés pour chacune des dates considérées dans ce travail (Figure IV.1), tous les traits de côte en question, nécessaires à cette étude, étaient au format *shapefile* sous *Arcgis*.

La *géo-database* a ensuite été créée dans le logiciel *Arcgis* à partir de ces vecteurs littoraux. Cette dernière a été analysée avec le *Digital Shoreline Analysis System (DSAS)*.

Dans notre étude, le *DSAS* a été réalisé en quatre étapes (Thieler et al., 2005) : (1) la préparation des traits de côte, (2) la création d'une ligne de base, (3) la génération de transects, et (4) le calcul du taux de changement du trait de côte .

Le taux de changement du trait de côte le long des plages de la baie d'Alger a été calculé sur 345 transects générés perpendiculairement à la ligne de base à des intervalles de 20 m (Figure IV.1). Les transects ont été numérotés de 01 à 345, le transect 01 étant situé à l'extrémité Nord-Est de la plage de *Tamentfoust-Est*, le transect 345 à l'extrémité Ouest de celle de *Mazela*.

### 4.2. Calcul des taux d'érosion/accrétion

Différentes techniques d'analyse de données peuvent être utilisées pour calculer les taux d'érosion/accrétion du littoral (Thieler et al., 2009).

Au cours de cette étude, plusieurs approches statistiques ont été utilisées pour déterminer les taux de changement du trait de côte, notamment le *Net Shoreline Movement (NSM)*, l'*End Point Rate (EPR)*, *Linear Regression Rate (LRR)* et *Weighted Linear Regression Rate (WLR)* (Ayadi et al., 2016; Himmelstoss, 2009; Moussaid et al., 2015; Natesan et al., 2015).

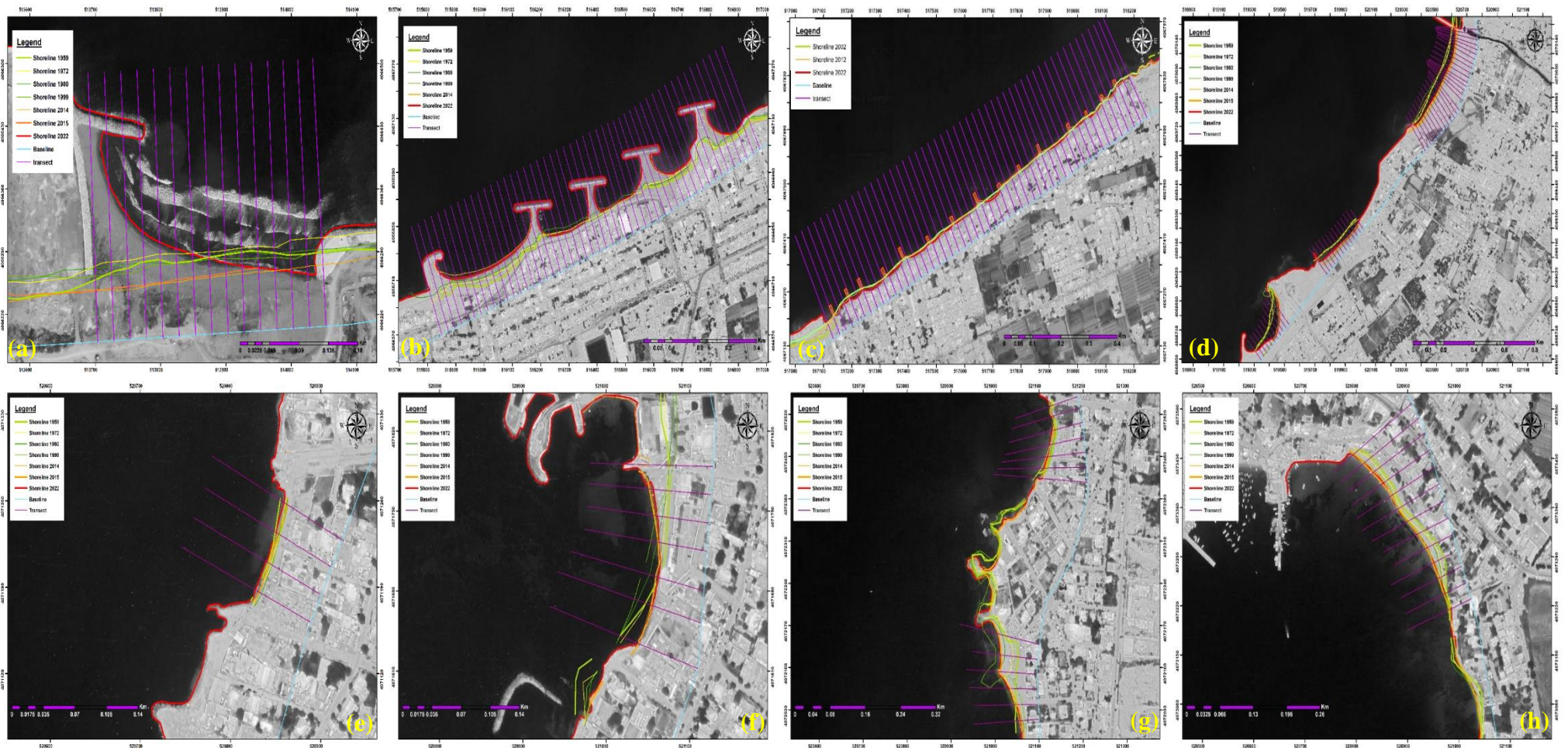
L'End Point Rate (*EPR*) est simplement calculé en divisant la distance (en mètres) séparant deux rivages par le nombre d'années entre les dates des deux rivages (Équation IV.1) :

$$EPR = \frac{D_1 - D_2}{t_1 - t_0} \quad \text{Équation IV.1}$$

Où :

$D_1$  et  $D_2$  : distance séparant le rivage et la ligne de base.

$t_0$  et  $t_1$  : les dates des deux positions du rivage.



**Figure IV.1** : Carte de la ligne de référence et des transects pour l'analyse d'évolutions du trait de côte le long des plages de la baie d'Alger.  
 a) Mazela plage, b) Plage Sirène II, c) La verte rive, d) Bateau cassé / Stamboul, e) La Frégate, f) Alger plage, g) Ondines Sud / Nord, h) Tamentfoust-Est

À titre exemplaire, l'*EPR* est calculé en divisant la distance entre la position du trait de côte initiale (année 1959) et la plus récente (année 2022) par le temps écoulé (63 ans).

L'avantage principal de l'*EPR* est sa facilité de calcul et les exigences minimales pour les données d'entrée (deux traits de côte) (Dang Van and Pham Thi Phuong, 2008).

Le *Net Shoreline Movement (NSM)* est simplement la distance (en mètres) entre l'ancienne et la nouvelle position du rivage pour chaque transect. Il indique une distance et non un taux.

La valeur négative de l'*EPR* et du *NSM* indique une érosion, tandis qu'une valeur positive dénote une accumulation.

### 4.3. Analyse diachronique de la cinématique du trait de côte

Les résultats de cette étude sont compilés et rapportés dans la Figure IV.2, Figure IV.3, Figure IV.4, Figure IV.5 et Figure IV.6. Ils précisent les évolutions maximales et minimales du trait de côte (*EPR*) pour les périodes : 1959-1972, 1972-1999, 1999-2015, 2015-2022 et 1959-2022.

Enfin, il faudrait encore ajouter que les évolutions spatio-temporelles très prononcées du trait de côte -étroitement liées à la forte anthropisation- durant toute la période examinée (63 ans) ont justifié le choix de ces dates.

#### 4.3.1. Période 1959-1972

La lecture des résultats statistiques obtenus durant cette période (13 ans) sur l'ensemble de la zone d'étude montre que le trait de côte oscille entre avancement-recul (Figure IV.2).

Les rivages présentant une récession sont localisés au niveau des plages d'*Ondines Sud*, *Stamboul* et *Bateau cassé*, tandis que les rivages en accrétion sont observés sur le reste des plages (07 plages).

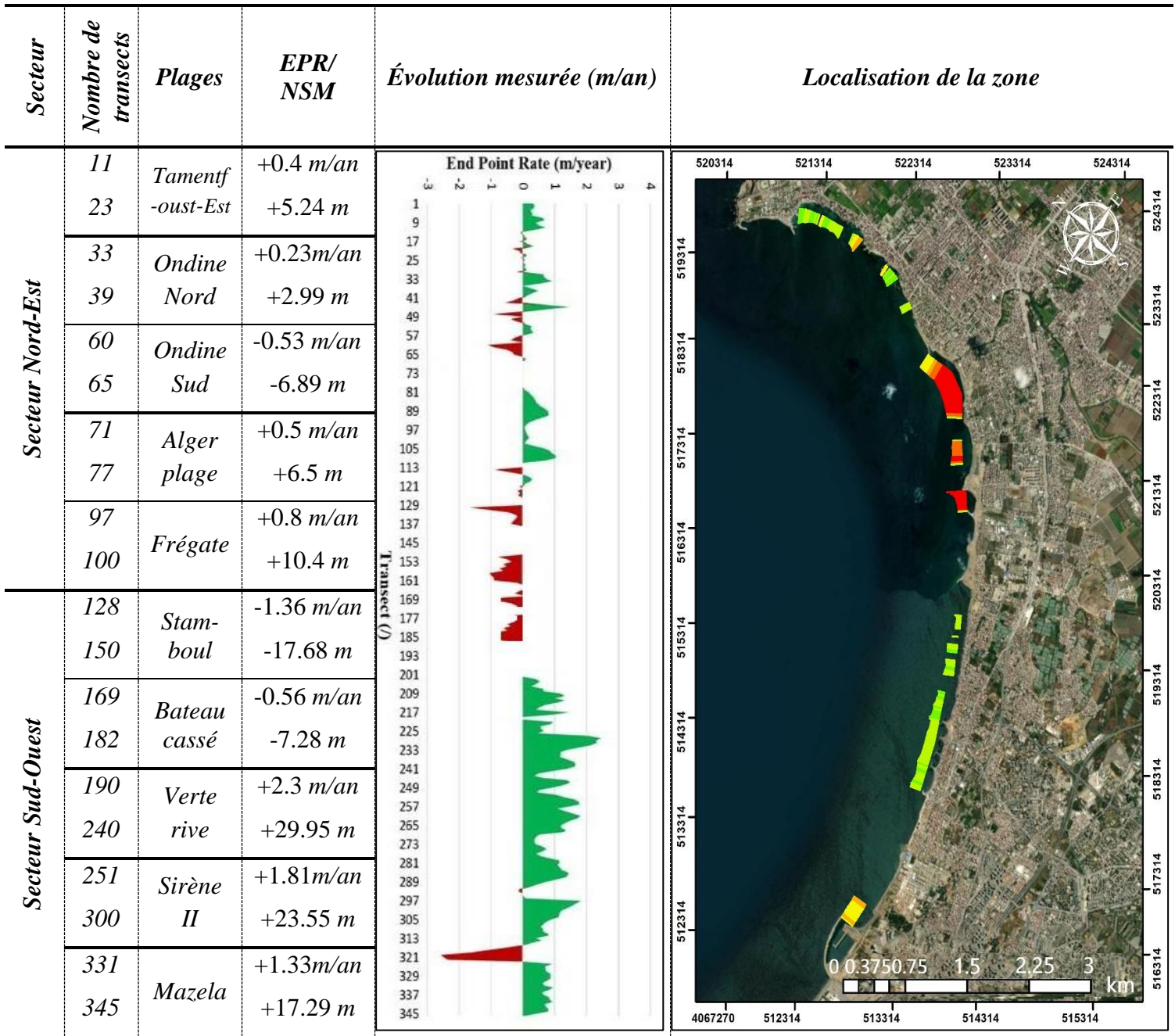
Un taux d'érosion maximal de  $-1,36 \text{ m/an}$  (*EPR*) est observé sur la plage de *Stamboul* avec un *NSM* =  $-17,68 \text{ m}$ . En revanche, une forte accrétion ayant un taux net de  $+2,3 \text{ m/an}$  est localisée sur la plage de *Verte rive*.

Cette accumulation de sable (observée au niveau de la plage de la *Verte rive*) est vraisemblablement due à la contribution positive de deux sources d'apport sédimentaire apportées par oued *el Harrach* et oued *el Hamiz* (cette plage est située entre ces deux oueds).

Durant cette période qui est relativement ancienne, au vu de la situation, il est très difficile de prononcer avec exactitude les éléments scientifiques qui peuvent justifier ces taux d'accrétion et surtout d'érosion puisqu'il n'existait ni le barrage d'*el Hamiz* ni les ouvrages de protections littorales ni aussi une forte urbanisation sur la bande côtière. Mais nous pouvons aisément ajouter que l'accrétion et l'érosion sont des phénomènes naturels qui peuvent se produire n'importe quand et n'importe où, évidemment lorsque certaines conditions climatiques et géomorphologiques sont réunies.

Néanmoins, une évolution moyenne totale (*EMT*) aux environs de  $+ 0,49 \text{ m/an}$  résume amplement la contribution négative de l'occupation du littoral sur le bilan sédimentaire. Selon (Bouhmadouche, 1993) l'état d'évolution positif que nous pourrions qualifier de naturel,

s'explique par la nature géomorphologique de la zone et plus particulièrement la lithologie qui permet un apport sédimentaire régulier.



Moyenne totale d'évolution (EPR) = + 0,49 m/an

**Legend**

**Evolution**

- Accretion
- Erosion

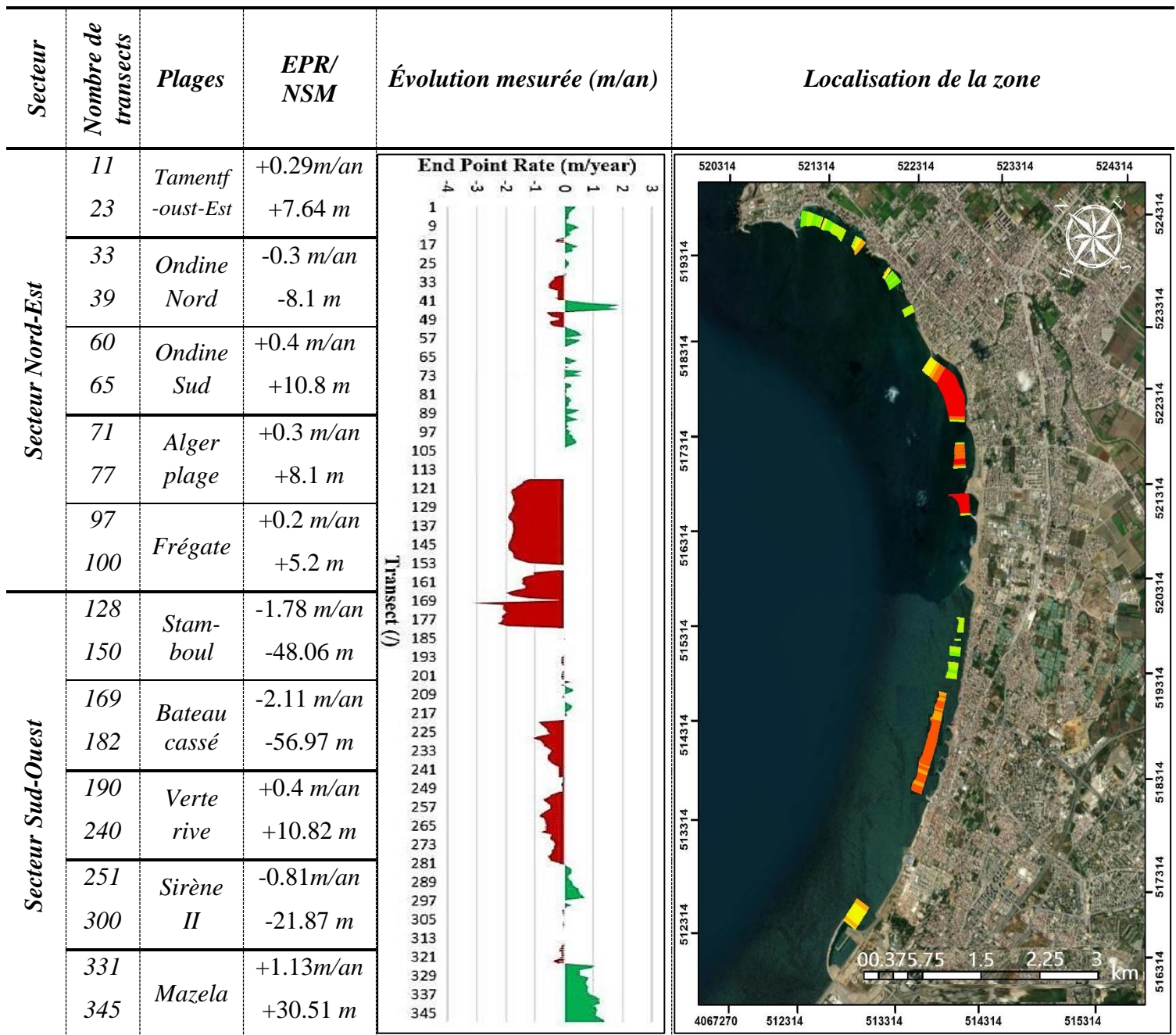
**End Point Rate (m/an)**

- Very high accretion
- High accretion
- Moderate accretion
- Stable
- Moderate erosion
- High erosion
- Very high erosion

Figure IV.2 : Évolution du trait de côte entre 1959 et 1972 dans l'ensemble de la zone d'étude.

### 4.3.2. Période 1972-1999

La présente période est marquée par une nette augmentation du phénomène érosif par rapport à la période précédente 1959-1972.



Moyenne totale d'évolution (EPR) = - 0,38 m/an

**Legend**

**Evolution**

- Accretion
- Erosion

**End Point Rate (m/an)**

- Very high accretion
- High accretion
- Moderate accretion
- Stable
- Moderate erosion
- High erosion
- Very high erosion

Figure IV.3 : Évolution du trait de côte entre 1972 et 1999 dans l'ensemble de la zone d'étude.

Comme la période précédente, les résultats de l'analyse statistique obtenus pour tous les transects montrent une alternance de zones d'érosion et d'accrétion (Figure IV.3). Or, cette fois-ci, la moyenne totale d'évolution (*EPR*) a été clairement dominé par l'érosion avec un taux de récession moyen (*EPR*) de  $-0,38 \text{ m/an}$ .

Le maximum d'érosion (érosion forte et très forte) se manifeste sur les plages du *Bateau cassé*, *Stamboul* et *Sirène II*, avec des valeurs d'évolution moyennes (*EPR*) de  $-2,11$ ,  $-1,78$  et  $-0,81 \text{ m/an}$  respectivement, tandis que le maximum d'accrétion est enregistré sur la plage de *Mazela* avec une valeur moyenne d'évolution (*EPR*) de  $+1,13 \text{ m/an}$ .

Nous pouvons clairement constater qu'au niveau des deux plages du *Bateau cassé* et de *Stamboul*, le taux d'érosion est sérieusement élevé, et ceci est fortement dû à la construction du barrage d'*el Hamiz* qui a réduit de manière significative le débit solide alimentant ces deux plages.

Ce barrage d'*el Hamiz* est situé dans la commune de l'*Arbatache*, *Khmis el Khechna*, wilaya de *Boumerdès* et couvre une superficie de  $220 \text{ km}^2$  environ de terre riche et fertile. Il est destiné pour créer un réservoir permettant la régularisation des crues du *Hamiz* et l'irrigation de la *Mitidja* orientale. Ce barrage a été édifié en 1964, il a été restauré à la fin des années 80, mis en opération dans le début des années 90.

### 4.3.3. Période 1999-2015

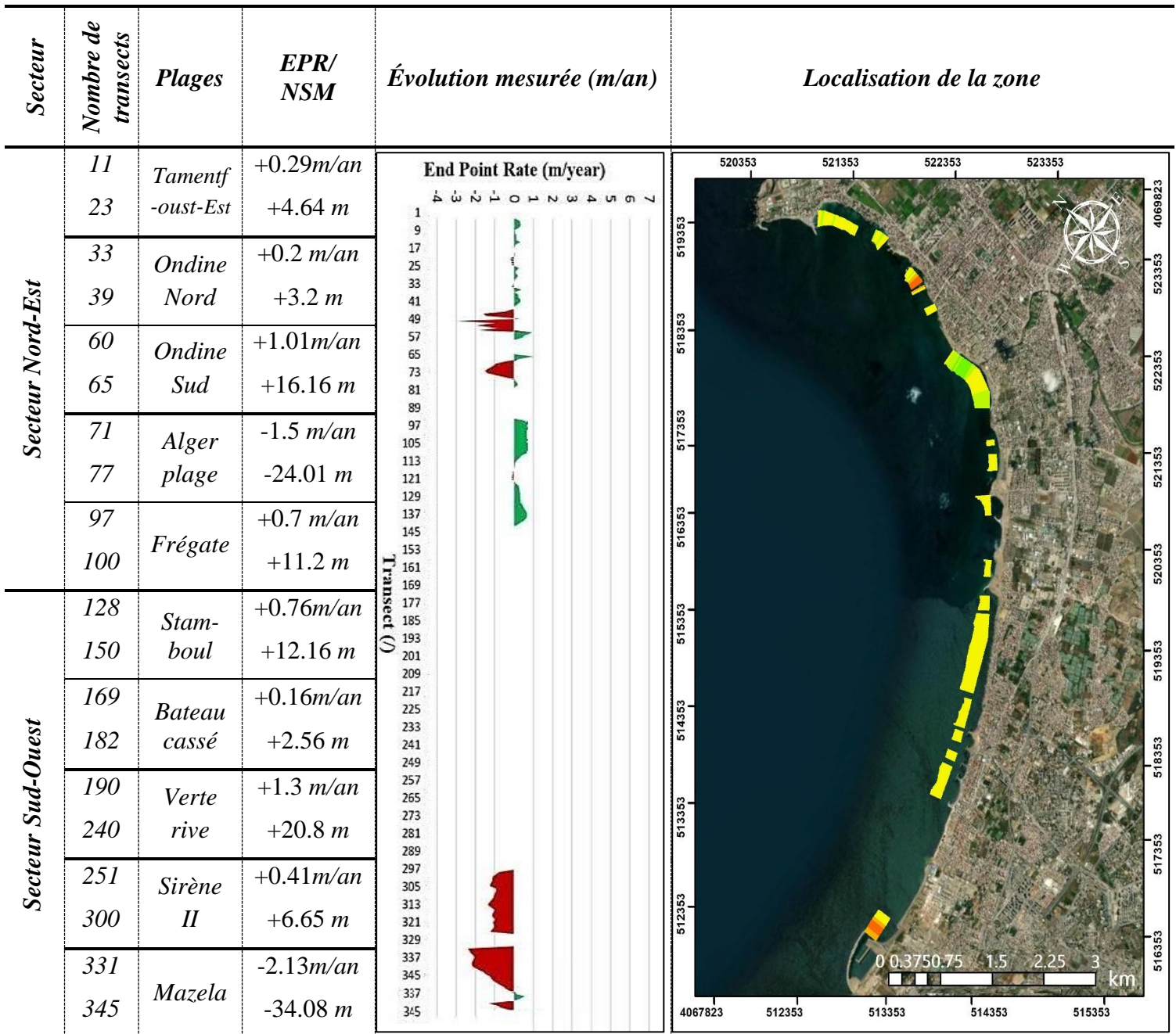
Durant cette période, tous les transects générés tout au long de notre baie ont montré une accrétion à l'exception des transects n° 71-77 et 331-345 correspondant respectivement à *Alger* plage et *Mazela* qui ont subi une érosion (Figure IV.4).

Le taux d'évolution moyen (*EPR*) sur la plupart des plages de notre baie n'est pas vraiment significatif et varie entre  $+0.2$  et  $+1.01 \text{ m/an}$  excepté pour la plage de la *Verte rive* qui a connu une accrétion autour de  $+1.3 \text{ m/an}$ .

Contrairement à la période précédente, on note au niveau de la plage de *Mazela* (qui connaissait déjà une accrétion conséquente) une forte érosion de l'ordre de  $-2.13 \text{ m/an}$ , qui pourrait être due à la construction d'endiguement d'oued el *Harrach* durant cette période.

Parmi les éléments scientifiques pouvant expliquer cette stabilité, voire cette faible accrétion avec une évolution totale moyenne (*EPR*) =  $+0,12 \text{ m / an}$  sur l'ensemble de la zone d'étude durant cette période, on peut citer principalement le rôle protecteur des ouvrages de protection qui ont été implantés au niveau des plages de la *Sirène II* et de la *Verte rive*.

Il est à souligner que durant ces deux dernière période (1972-1999 et 1999-2015), et suite à la surexploitation du site, principalement due à l'urbanisation anarchique, les dunes sont devenues des formes absentes. Cependant, quelques traces subsistent au niveau de la plage du *Bateau cassé*. Ces 'traces' de dunes subissent une dégradation très avancée et sont en voie d'extinction.



Moyenne totale d'évolution (EPR) = + 0,12 m/an

**Legend**

**Evolution**

- Accretion
- Erosion

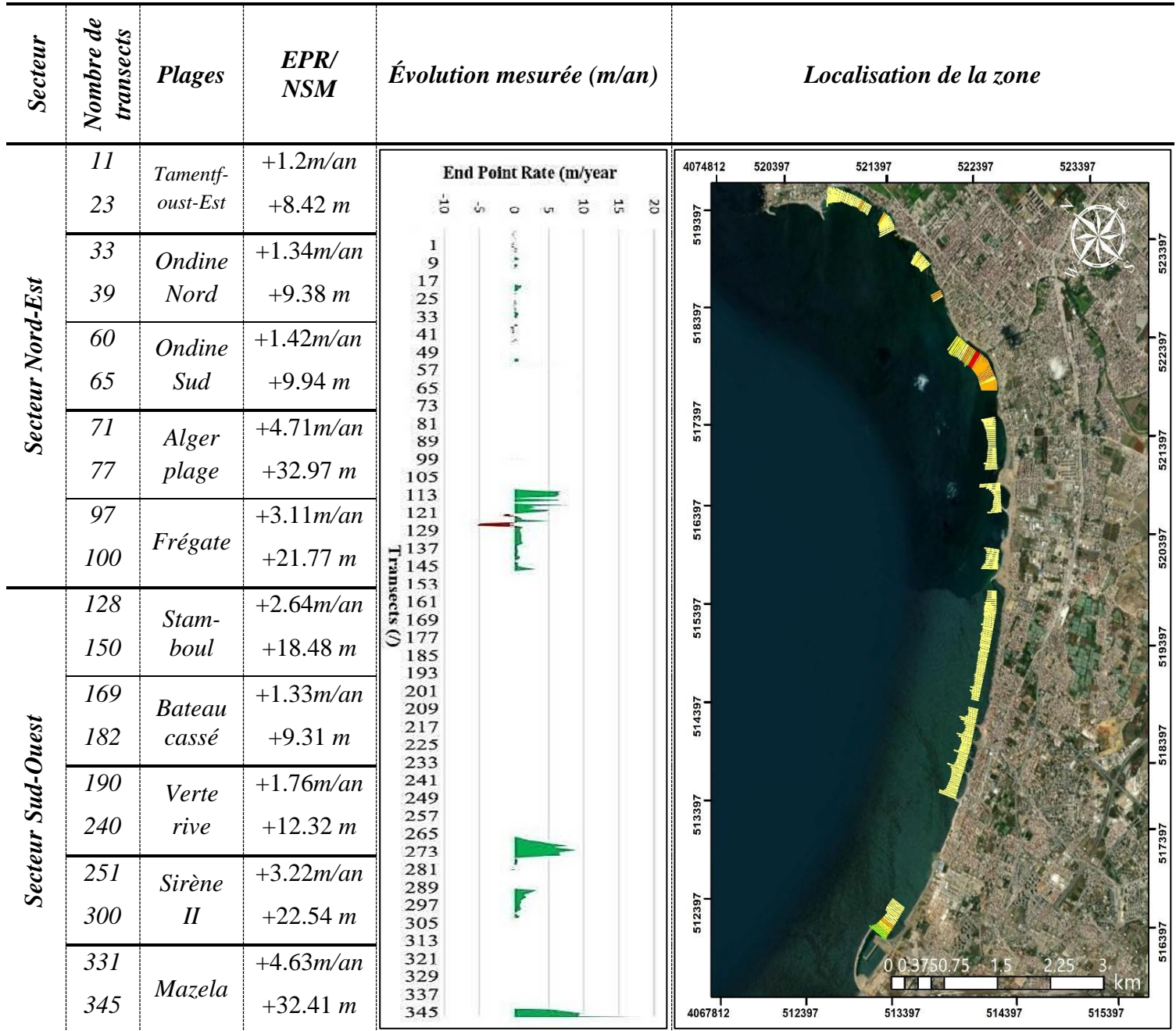
**End Point Rate (m/an)**

- Very high accretion
- High accretion
- Moderate accretion
- Stable
- Moderate erosion
- High erosion
- Very high erosion

Figure IV.4 : Évolution du trait de côte entre 1999 et 2015 dans l'ensemble de la zone d'étude.

### 4.3.4. Période 2015-2022

Il s'est avéré que durant cette période relativement réduite (07 ans), toutes les plages de la baie sont épargnées de phénomène érosif, de sorte qu'une accumulation -parfois très prononcée- des sédiments a été observée dans les profils transversaux desdites plages (Figure IV.5).



Moyenne totale d'évolution (EPR) = + 0,81 m/an

**Legend**

**Evolution**

- Accretion
- Erosion

**End Point Rate (m/an)**

- ▬ Very high accretion
- ▬ High accretion
- ▬ Moderate accretion
- ▬ Stable
- ▬ Moderate erosion
- ▬ High erosion
- ▬ Very high erosion

Figure IV.5 : Évolution du trait de côte entre 2015 et 2022 dans l'ensemble de la zone d'étude.

Les taux d'accrétions les plus élevés ont été observés au niveau d'Alger plage, *Mazela*, *Sirène II* et *Frégate* avec une vitesse d'avancée moyenne de trait de côte (*EPR*) de +4.71, +4.63, +3.22, +3.11 *m/an*, respectivement. Quant au reste des plages, le taux d'accrétion des plages en question présente une tendance d'accumulation modérée, avec une moyenne totale d'évolution (*EPR*) = + 0,81 *m/an*.

Il est précieux de signaler que même au cours de cette courte période considérée parfois comme étant peu-représentative, et indépendamment de l'impact des agents hydrodynamiques et la géomorphologie côtière et sous-marine (plateau continental, canyons sous-marins ... etc.) sur la cinématique de la ligne de rivage, nous pouvons clairement témoigner que le bilan sédimentaire positif dans notre zone d'étude (durant cette période) est principalement dû à la contribution positive des infrastructures de protection littoral, quel que soit le type de ces dernières (ouvrages longitudinaux ou transversaux).

#### 4.3.5. Période 1959-2022

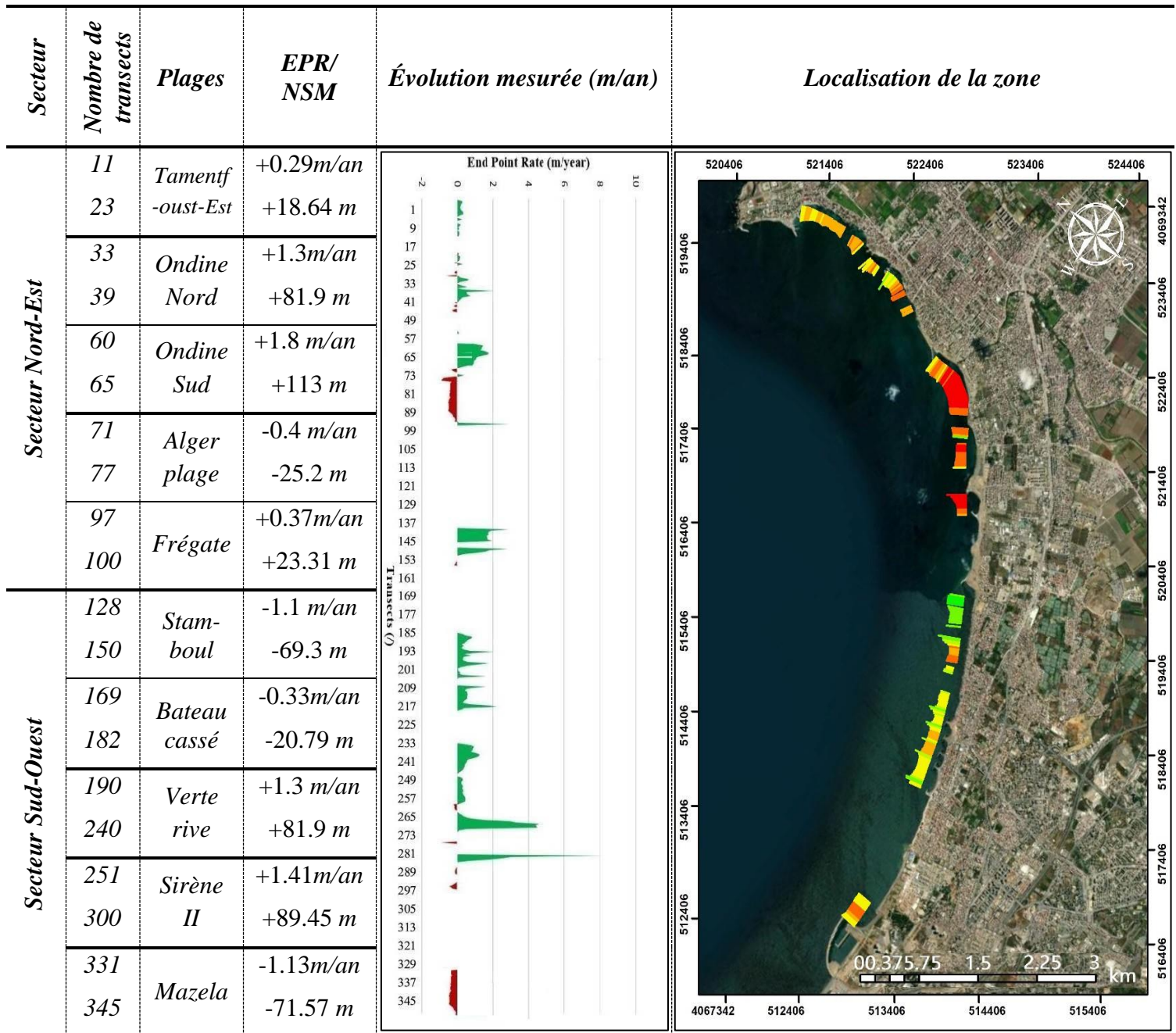
Les résultats de l'analyse globale de l'évolution de la position du trait de côte au cours des 63 dernières années (1959-2022) ont révélé que 40 % des plages de la baie d'Alger ont subi un recul (et les 60 % restants ont été marqués par une accumulation). Il est à noter que l'accrétion des plages a légèrement dominé la récession puisque le taux moyen d'évolution calculé par la méthode *EPR* est de +0,69 *m/an* (Figure IV.6).

Pour les 40 % des plages qui ont subi une érosion, le recul maximal (*NSM*) observé est de -71,57 *m* et -69,3 *m* ce qui correspond à un taux d'évolution maximal (*EPR*) de -1,13 et -1,1 *m/an*, respectivement sur les plages de *Mazela* et *Stamboul*.

Concernant les plages faisant l'objet d'une accrétion, l'avancée maximale du trait de côte est enregistrée au niveau de la plage d'*Ondine Sud* avec une valeur de *NSM* = +113 *m* correspondant à un taux d'évolution maximal (*EPR*) de +1,8 *m/an*.

Au cours des 63 dernières années, on constate que 50% des plages en récession (*Stamboul* et *Bateau cassé*) se trouvent aux abords de l'embouchure de l'oued *el Hamiz* qui représentait la principale source d'apports solides alimentant ces plages adjacentes. Ainsi, la construction du barrage d'*el Hamiz* a immédiatement bouleversé le bilan sédimentaire positif de ces plages en bilan négatif (déficit sédimentaire).

Dans le même contexte, le bilan sédimentaire déficitaire de la plage de *Mazela*, pourrait s'expliquer par la construction des endiguements d'oued *el Harrach* en (fin de 20<sup>e</sup> siècle). En revanche, la construction de la '*Marina*' à l'extrémité Ouest de cette plage, ayant déjà contribué à l'engraissement de cette plage en retenant (par le biais de sa jetée secondaire) une bonne quantité de sédiments transportés longitudinalement par le courant de dérive (voir section 3.10).



Moyenne totale d'évolution (EPR) = + 0,69 m/an

**Legend**

**Evolution**

- Accretion
- Erosion

**End Point Rate (m/an)**

- Very high accretion
- High accretion
- Moderate accretion
- Stable
- Moderate erosion
- High erosion
- Very high erosion

Figure IV.6 : Évolution du trait de côte entre 1959 et 2022 dans l'ensemble de la zone d'étude.

#### 4.4. Discussions et conclusions

Les résultats de l'analyse diachronique de la cinématique du trait de côte témoignent en effet de la dynamique des différents secteurs, fluctuant d'une période à l'autre tout en précisant que les facteurs qui régissent cette fluctuation semblent être variables entre naturels et anthropiques.

Le bilan sédimentaire de notre zone d'étude a été fortement influencé par l'intervention humaine sur les zones côtières et les secteurs adjacents. Si la mise en place d'infrastructures de protection du littoral (brise-lames, épis ... etc.) a favorisé une accrétion, la mise en place de l'endiguement de l'oued *el Harrach* et en particulier la construction du barrage d'*el Hamiz* ont provoqué un déficit sédimentaire manifeste.

L'influence de l'extraction abusive du sable des plages sur l'analyse diachronique de la cinématique du littoral n'a pas été étudiée car aucune information pertinente et fiable n'a été recueillie, et à la lumière des témoignages de nombreux riverains, nous pouvons affirmer que lesdites plages n'ont pas été épargnées par ce phénomène anthropique destructif.

L'expansion de l'urbanisation et l'exode rural à travers de multiples épisodes (surtout après 1980), n'ont fait qu'aggraver la situation érosive en rendant la zone plus vulnérable (Rabehi et al., 2016) puisqu'ils ont occupé les dunes côtières présentant le réservoir sédimentaire naturel essentiel qui alimente les plages particulièrement lors des périodes hivernales tempétueuses d'une part et d'autre part en obligeant les autorités locales à intervenir lourdement afin de protéger les biens et les installations côtières. En 2020, (Otmani et al., 2020) ont estimé une perte de surface dunaire d'environ 265 *ha* au niveau de la zone d'étude au cours des 60 dernières années.

De même, et parmi les éléments scientifiques pouvant justifier les causes de l'érosion marine, nous pouvons citer la sur-fréquentation des plages, notamment durant la période estivale et l'existence des réseaux d'assainissement au niveau d'*Alger* plage, *Bateau cassé* ... etc.

Par ailleurs, il ne faut pas se fier uniquement à la contribution positive et à l'efficacité de la performance des ouvrages de protection, notamment des ouvrages transversaux, du moment que l'on peut presque certainement s'attendre à une érosion en aval du transport dominant.

La configuration morphologique et l'orientation des plages sont parfois très favorables à l'érosion puisqu'elles font face aux attaques des agents hydrodynamiques frontaux, en particulier aux vagues de secteur NNE pour *Mazela* plage et aux vagues de secteur ONO d'*Alger* plage, *Stamboul* et *Bateau cassé*.

Dans le même contexte, les deux plages de *Tamentfoust-Est* et de la *Verte rive* semblent être les plus épargnées par les phénomènes érosifs, puisqu'elles ont eu un bilan sédimentaire excédentaire durant toutes les périodes examinées. L'accrétion marquée au niveau de la plage de *Tamentfoust-Est* due au fait qu'elle est située à l'ombre du cap *Matifou* (et du port de *Tamentfoust*), ce qui rend cette zone très abritée des effets destructeurs des vagues énergétiques. Tandis que le bilan sédimentaire positif de la plage de la *Verte rive* pourrait être imputable à la situation géographique particulière de cette zone étant située aussi loin que possible des deux oueds qui alimentent les plages de la baie d'*Alger*, ce qui permet la restitution du transport sédimentaire longitudinal.

En outre, les changements climatiques, affectent directement l'océan global et contribuent principalement à la génération de vagues plus virulentes et de périodes de tempêtes plus importantes (IPCC, 2022) qui vont générer des impacts très conséquents sur les côtes. Selon le dernier rapport de (IPCC, 2023), une élévation probable du niveau moyen de la mer à l'échelle locale (la baie d'Alger) d'ici à 2100 se situe entre 0,39 et 0,43 m dans le scénario de très faibles émissions de GES (SSP1-1.9) et entre 0,78 et 0,81 m dans le scénario de très fortes émissions de GES (SSP5-8.5).

A l'échelle annuelle, nous observons au cours des dernières années la même tendance à l'augmentation du nombre de tempêtes et de l'intensité des tempêtes sévères (Tableau III.1) déjà relevée par (Amarouche et al., 2020). Ce forçage naturel vient s'ajouter aux facteurs anthropiques qui menacent les plages.

Le type de la marge *algérienne* quant à lui joue un grand rôle dans l'évolution des plages sableuses dans la mesure où la présence du plateau continental bien développé intervient vraisemblablement dans le piégeage des sédiments provenant du continent, et l'atténuation de l'énergie provenant des fleuves. Et vu que le plateau *algérien* est relativement étroit, nous pouvons désormais justifier l'étroitesse des plages de la baie d'Alger qui ne dépasse guère les 70 m de largeur dans les meilleures conditions. A cela s'ajoute la morphologie du talus continental au large de l'Algérie qui est abrupte et dominée par la présence de nombreux canyons sous-marins de taille variable (Fernane et al., 2022) lesquels constituent les voies privilégiées de transport des sédiments du plateau continental vers le bassin profond à travers les glissements de terrain sous-marins et les courants de turbidité (Babonneau et al., 2002; McHugh et al., 2002; Nittrouer and Wright, 1994; Normark and Carlson, 2003).

Au terme de cette section, la contribution des ères géologiques, notamment l'alternance entre périodes glaciaires/post-glaciaires à l'évolution globale des côtes sableuses a été inspectée du fait que depuis environ 2,6 millions d'années, la terre connaît une alternance régulière de périodes glaciaires et interglaciaires rythmées principalement par des paramètres astronomiques (variation de l'excentricité de l'ellipse de l'orbite terrestre, obliquité de l'axe des pôles et précession des équinoxes), on parle de cycles quaternaires. Actuellement, nous sommes dans une période interglaciaire, appelée *Holocène*, particulièrement favorable au développement de nos civilisations, et qui a débuté depuis 11 700 ans environ, alors qu'une période glaciaire dure environ 80 000 ans, les périodes interglaciaires sont plus courtes (quelques milliers d'années à 20 000 ans). Cela signifie que la terre devrait connaître dans quelques millénaires une nouvelle période glaciaire (Notre-planète, 2001).

Il est précieux de mettre en évidence qu'au cours de l'histoire de la Terre, le niveau de la mer a fluctué à différentes échelles de temps, en raison de l'alternance entre la période glaciaire (qui favorise la glaciation) et la période interglaciaire (qui favorise la déglaciation), ce qui nous explique que le niveau de la mer était environ 120 m plus bas qu'aujourd'hui, au moment du dernier maximum glaciaire il y a 20 000 ans (Lombard, 2005). De ce fait, une partie de la situation actuelle des côtes, caractérisée par le manque de sédiments et le recul du trait de côte, peut être justifiée.

## Chapitre 2 :

# Seuillage des tempêtes marines

*« La mer est aussi profonde dans  
le calme que dans la tempête »  
John Donne / Sermons*

## 4.5. Etat de l'art

Les changements les plus rapides et les plus spectaculaires dans la morphologie des plages se produisent pendant les tempêtes (Ferreira et al., 2010). Les principales variables des tempêtes sont les paramètres des vagues (notamment la hauteur significative «  $H_s$  »), la durée de la tempête ( $D$ ), la période calme ( $I$ ), le niveau de la mer et l'onde de tempête. Lorsqu'une ou plusieurs de ces variables atteignent un niveau critique (seuil), des changements majeurs sont attendus sur les systèmes côtiers étudiés.

Dans la littérature et selon (Armaroli et al., 2012), il n'existe pas de définition unique et normalisée de la "tempête marine" car de nombreuses méthodes peuvent être appliquées pour isoler un événement extrême à partir d'un ensemble de données sur les vagues. Chaque méthode diffère des autres par les variables utilisées dans l'analyse et la façon dont elles sont reliées les unes aux autres. En outre, les configurations géographiques spécifiques du bassin où les tempêtes marines doivent être identifiées jouent un rôle important.

La définition des seuils de tempête au-dessus desquels on peut s'attendre à des changements morphologiques importants ou à des dommages aux structures urbaines, n'est pas décrite de manière cohérente dans la littérature scientifique et de tels seuils n'ont pas encore été définis pour plusieurs pays *Africains* et même *Européens* (Haerens et al., 2012), y compris l'*Algérie*. Ainsi, il est surprenant de constater que les valeurs seuils des variables hydrodynamiques dans une tempête côtière sont rarement définies.

La définition du seuil est une question importante en ce qui concerne la prévention des conséquences négatives des tempêtes, car elle représente la première étape dans le développement de prédictions précises des impacts des tempêtes. Cela facilite la mise en œuvre de mesures stratégiques et opérationnelles pour une planification et une gestion côtières adéquates visant à prévenir les risques, telles que la cartographie des risques, le développement de systèmes d'alerte, etc. (Del Río et al., 2012). Nous considérons que la fixation de conditions seuils constitue un outil utile pour distinguer les événements tempétueux ayant un potentiel d'érosion plus important des autres. (Ojeda et al., 2017) énoncent que le seuil  $H_s$  d'une tempête doit être défini en fonction des caractéristiques locales du régime de vagues déjà bien déterminé.

Les impacts successifs des tempêtes dans la même région côtière sont courants, mais leurs effets cumulatifs sont mal compris (Morton, 2002). En fait, les effets cumulatifs de groupes de tempêtes, même d'intensité mineure, peuvent souvent dépasser l'impact d'une seule tempête sévère (Claudino-Sales et al., 2008; Ferreira, 2006; Musereau et al., 2007). Par conséquent, le nombre de tempêtes annuelles (fréquence) ne reflète pas nécessairement l'énergie totale des tempêtes annuelles (Sabatier, 2009).

Une des méthodes pour définir un tel seuil de tempête est d'évaluer la vulnérabilité de la côte pendant les tempêtes en reliant les événements de changement morphologique mineur et majeur et de dommages, avec le forçage hydrodynamique respectif afin de définir des seuils critiques pour les paramètres hydrodynamiques notamment  $H_s$ .

En principe, le seuil pour un changement morphologique significatif devrait dépendre des paramètres qui ont une influence importante sur la morphologie et les fonctions de la plage. Ces fonctions sont diverses, selon le type de côte : par exemple, les usages récréatifs de la plage

mais aussi la protection de l'arrière-pays contre les inondations. Il serait donc logique de définir des seuils différents pour les différentes fonctions (Haerens et al., 2012).

Les forces motrices des changements morphologiques peuvent être décrites par le niveau d'eau (y compris l'onde de tempête), la hauteur significative des vagues  $H_s$ , la direction des vagues, la durée de la tempête  $D$  et l'énergie des vagues (Bruzzi, 1998; Kriebel and Dean, 1993). (Ilich et al., 2009) ont constaté que la durée des tempêtes et la hauteur des vagues sont les principaux facteurs d'érosion des plages, et que la puissance totale des vagues est donc un bon indicateur. Les tempêtes ont un effet à la fois sur les processus à court terme qui affectent les systèmes plage/dune, et sur les modèles de développement à long terme (Sabatier et al., 2009).

L'impact total d'une tempête sur un tronçon côtier dépend également des caractéristiques de la plage elle-même : l'orientation du littoral, le profil de la plage avant la tempête et les caractéristiques des sédiments (Mendoza and Jiménez, 2006). Les profils adjacents peuvent en outre avoir une influence sur l'évolution d'une zone (Walker and Basco, 2011). Selon (Del Río et al., 2012) et en ce qui concerne les seuils de changement morphologique, il convient de noter que sur tous les sites d'essai (Golfe de Cadix, bassin méditerranéen occidental), la hauteur de vague significative nécessaire pour provoquer l'érosion des bermes présente une période de retour inférieure à un an, comme on pourrait s'y attendre.

La méthodologie adoptée dans ce travail préconise que l'identification des tempêtes peut être effectuée en utilisant les paramètres importants des tempêtes et leurs seuils, tels que la hauteur significative des vagues ( $H_s$ ), la durée d'un événement de tempête ( $D$ ) et la période de calme ( $I$ ). La hauteur significative des vagues doit dépasser un certain seuil et rester au-dessus de ce seuil pendant un certain temps (De Michele et al., 2007; Li et al., 2014). Les groupes de ces dépassements sont considérés comme des événements de tempête et la durée de la tempête est définie comme la période de temps pendant laquelle la hauteur significative des vagues reste au-dessus du seuil (Boccotti, 2000).

#### 4.6. Description et classification des tempêtes 'mineures'

Les seuils d'érosion côtière sont déterminés en établissant des seuils de hauteur de vague significative ( $H_s$ ) responsables de changements morphologiques importants (variabilité verticale) sur le profil de la plage. (Bruzzi, 1999) a proposé initialement un seuil de « tempête morphologique » -susceptibles d'éroder une plage-, basé sur quatre agents : la hauteur significative de houle ( $H_s$ ), sa direction, la vitesse du vent et l'élévation du niveau marin. En ce qui concerne la hauteur significative de houle, l'auteur préconise un  $H_s$  au moins égal à 1 m. À leur tour, (Corsini et al., 2004) identifient une tempête si la hauteur des vagues persiste au-dessus du seuil de 1,0 m pendant plus de 12 h consécutives. Si la hauteur descend en dessous du seuil de 1,0 m pendant moins de 6 h consécutives, les deux événements sont considérés comme distincts.

Sur le littoral d'Émilie-Romagne en Italie (Armaroli et al., 2012) ont défini également une tempête comme un événement avec une hauteur de vague significative supérieure à 1,5 m et restant au-dessus du seuil pendant au moins 6 h. Dans la suite de cette étude, les mêmes auteurs ont constaté en outre que la hauteur des vagues des événements destructeurs observés est toujours égale ou supérieure à 2 m.

Par la suite, (Dolan and Davis, 1992) ont défini le début d'une tempête côtière comme le moment où la hauteur significative des vagues dépasse 1,5 m en "eau profonde" pour la région côtière de l'océan *Atlantique* central des *États-Unis*. Ils affirment que les hauteurs de vagues supérieures à 1,5 m entraînent "... une érosion mesurable du front de mer le long de la côte de la *Caroline* du Nord". Il faut noter que (Ciavola et al., 2007) dans le but d'étudier l'impact des tempêtes le long de la côte d'*Émilie-Romagne* en *Italie*, ont préconisé le même seuil de  $H_s$  ( $H_s > 1,5 m$ ). (Mendoza and Jiménez, 2004), ont également défini les tempêtes comme des événements dépassant un  $H_s$  de 1,5 m, soit environ deux fois le  $H_s$  moyen annuel de la côte catalane (Jiménez et al., 1997). De même, le seuil de hauteur de vague significative d'une tempête de vagues, tel que donné par (Dolan and Davis, 1992), est limité à 1,5 m en eaux profondes pour l'*Atlantique* moyen.

Selon (Dolan et al., 1988, 1987), le début d'une tempête côtière est défini comme le moment où la hauteur des vagues atteint au moins 1,6 m en eau profonde. De leur côté, (Valchev and Trifonova, 2009) ont montré que des changements morphologiques marqués ne pouvaient être produits que dans 20% de tous les événements de vagues (dans notre zone d'étude  $H_{s, 80\%} \approx 1.8 m$ ).

De même, (Del Río et al., 2012) ont précisé que les seuils relatifs aux changements morphologiques des plages dans des conditions de vives-eaux varient entre une hauteur de vague significative de 1,5 m (pour qui est le cas de la plage de *Camposoto*) et 3,7 m (la plage de *Cortadura*) selon les caractéristiques de la plage (notamment l'élévation topographique des plages). En cas de marée de morte-eau, ces valeurs augmentent en moyenne de 50 % dans les zones où l'amplitude de la marée est importante.

#### 4.7. Description et classification des tempêtes 'majeures'

(Bertotti et al., 1996) identifient une tempête marine comme une série temporelle d'états de la mer caractérisés par une hauteur de vague significative maximale supérieure à 2 m. (Mendoza et al., 2011), définissent une tempête (sur les côtes *Catalanes* du bassin *méditerranéen* occidental) comme l'événement extrême au cours duquel la hauteur significative des vagues en eau profonde  $H_s$  est supérieure à 2 m pendant au moins 6 h. Deux de ces événements sont considérés comme non-indépendants s'ils sont espacés de moins de 72 h et si, pendant cette période intermédiaire,  $H_s$  est inférieure à 1,5 m pendant moins de 6 h.

(Mahabot, 2016; USACE, 1985) ont aussi préconisé la même définition du seuil de tempête ( $H_s$  supérieure à 2 m) mais pour une durée minimale de 78 h. (Lopatoukhin and Boukhanovsky, 2006) ont qualifié d'événements de tempête toutes les vagues dépassant une hauteur significative ( $H_s$ ) de 2,4 m. (Moron et al., 2007) ont calculé l'énergie (*wave power*) des vagues calculées à partir des valeurs de houle seuillée à 2.5 m. S'agissant de *Sète* dans le golfe du *Lion*, (Gervais, 2012) indiquent que les tempêtes avec  $H_s = 2,7 m$  ou plus peuvent provoquer des impacts spécifiques dans la morphologie des plages ou des franchissements. Il est à noter que (Martzikos et al., 2021) ont seuillé  $H_s$  au même endroit à 1,7 m.

Les événements de tempête ont été identifiés comme des périodes où la hauteur significative des vagues au large ( $H_s$ ) a dépassé 3 m (Gibeaut et al., 2002; Kulmar et al., 2005; Lord and Kulmar, 2000; You and Lord, 2008). Selon (Dorsch et al., 2008; Morton et al., 1997; Tawn,

1988), Les tempêtes ont été individualisées à l'aide d'un critère d'indépendance défini comme le moment où 30 h se sont écoulées entre des enregistrements  $H_s$  consécutifs de plus de 3 m (seuil de tempête). Les événements individuels ont été regroupés en groupes de tempêtes si des tempêtes consécutives se sont produites dans une période allant de 30 h à 10 jours (critère empirique). A partir du même seuil de tempête de ( $H_s > 3 m$ ) (Costa et al., 2001), ont rapporté que le seuil de période des vagues  $T$  pour une tempête donnée varie entre 7 et 17 s. À son égard, (Seymour et al., 1984) discutent des "grandes vagues" mesurées en *Californie* du Sud entre 1900 et 1983 et définissent arbitrairement un événement de tempête majeur lorsque la hauteur significative des vagues dépasse 3 m pendant plus de 9 h.

Également, (Ferreira et al., 2010) ont accepté de fixer une valeur seuil de  $H_s$  dépassant 3 m pour une tempête régionale dans la péninsule d'Ancão. (Armaroli et al., 2012) ont affirmé qu'une hauteur de vague significative dépassant 3,3 m affecte manifestement les dunes qui bordent le littoral d'*Émilie-Romagne* en *Italie*, c'est pourquoi le seuil de 3,3 m est préconisé. L'événement ci-dessus peut être considéré comme représentatif des conditions de vagues approchant la période de retour d'un an. En revanche, pour ce qui est des tempêtes historiques ayant causé des dommages aux infrastructures (Ferreira et al., 2010), ont établi un seuil pour les tempêtes individuelles de 4,7 m de  $H_s$  provenant d'une direction SW avec une durée de 2 jours et de 6 m pendant 2 jours pour la direction SE.

En se basant sur des quantiles et non des valeurs fixes de  $H_s$ , d'autres auteurs ont emprunté une démarche différente dans le seuillage des tempêtes. Commençons par le seuillage de (Masselink et al., 2014) qui ont qualifié d'événement de tempête un événement au cours duquel la hauteur significative des vagues dépasse le quantile 95% ( $H_{s, 95\%}$ ). Le début de l'événement est défini à partir du moment où le quantile précédent de 75% ( $H_{s, 75\%}$ ) est dépassé et il ne se termine que lorsque la hauteur des vagues repasse sous le quantile de 75% ( $H_{s, 75\%}$ ). En revanche, (Martzikos et al., 2021) ont proposé  $H_{s, 95\%}$  comme seuil de tempête sans tenir compte de  $H_{s, 75\%}$  pour la durée de la tempête puisqu'ils ont proposé une approche alternative pour la détermination de  $D$ . (Rivas et al., 2022) ont expliqué que le caractère exceptionnel des grandes tempêtes dommageables est mis en évidence par le fait que les valeurs de la plupart de leurs paramètres hydrodynamiques dépassent le 95<sup>e</sup> percentile.

Également basé sur une autre approche du seuillage des tempêtes, le seuil  $H_s$ , est calculé en utilisant l'équation proposée par (Birkemeier et al., 1999) et décrite par (Walker and Basco, 2011), (Mendoza et al., 2013) et (Ojeda et al., 2017) comme suit (Équation IV.2):

$$H_{Scr} = \bar{X} + 2\sigma \quad \text{Équation IV.2}$$

Où  $X$  est la hauteur significative moyenne à long terme des vagues en eau profonde et  $\sigma$  est l'écart type.

(Valchev and Trifonova, 2009), à leur tour, ont utilisé l'énergie des vagues comme paramètre pour définir un seuil de tempête. L'analyse cause-effet fait apparaître que les tempêtes dont l'énergie intégrale des vagues est comprise entre 0,4 et  $0,7 \times 10^6 J.m^{-2}$  peuvent produire d'importants changements morphologiques. En outre, les tempêtes dont l'énergie intégrale des vagues est supérieure à  $0,7 \times 10^6 J.m^{-2}$  sont considérées comme capables de modifier la côte de manière irréversible, tout en causant des dommages aux infrastructures.

## 4.8. Durée de la tempête

En vue de classer les tempêtes pour une analyse statistique, (Munger and Kraus, 2010) ont défini la durée de la tempête comme le temps pendant lequel l'onde de tempête a dépassé 0,3 m. Plusieurs seuils de durée de tempête ont été définis par plusieurs auteurs, parmi lesquels nous pouvons citer : (Kamphuis, 2010) indique que la durée minimale doit être supérieure à une heure, (Ciavola et al., 2007; Klentzman, 2007; Mendoza and Jiménez, 2006) fixent un seuil de 06 h, (Gibeaut et al., 2002) fixent 12 h, (Del Río et al., 2012) ont choisi 30 h.

Selon (Martzikos et al., 2021), La durée minimale de la tempête côtière est fixée à 9 h à l'échelle du bassin méditerranéen. Ces 09 h sont également un multiple de 3 h sur la base de l'intervalle d'échantillonnage le plus long. Dans le même contexte, (Lionello et al., 2006) affirment que les cyclones les plus courts en Méditerranée durent moins de 12 h et que les cyclones les plus sévères ont une durée moyenne de 18-24 h. Selon (Furmańczyk et al., 2012) la durée de la tempête ( $T$  en h) est estimée comme la durée totale pendant laquelle la hauteur significative des vagues dépasse 1 m.

## 4.9. Période calme

Conformément à (Armaroli et al., 2012), deux tempêtes sont considérées comme distinctes si la hauteur des vagues descend sous le seuil de 1.5 m de  $H_s$  pendant 3 h consécutives ou plus. Selon (Armaroli et al., 2012), deux tempêtes sont considérées comme distinctes si la hauteur des vagues descend sous le seuil pendant 3 h consécutives ou plus.

(Mendoza and Jiménez, 2006) ont également précisé que si la hauteur des vagues pendant la période inter-événement ( $H_s > 2$  m) était inférieure à un seuil secondaire de 1,5 m pendant une période supérieure à 12 h, les événements sont considérés comme différents et ils sont classés comme deux tempêtes distinctes.

(Lin-Ye et al., 2016; Martzikos et al., 2021) ont signalé que le seuil de la période de calme  $I$  peut être mieux déterminé d'une manière physique, comme la période de calme moyenne entre des systèmes synoptiques consécutifs (cyclones tropicaux ou extratropicaux). Par conséquent, la période de calme de douze heures (12 h) est considérée comme seuil de période de calme pour le secteur de Barcelone et le Nord-Ouest de la Méditerranée. Pour Marseille, (Bernardara et al., 2014) identifient le seuil d'indépendance à 24 h.

Selon (Klentzman, 2007; Ojeda et al., 2017), le laps de temps de 48 h a été choisi comme intervalle entre les événements de tempête, tandis que (Bertotti et al., 1996) ont préconisé 24 h. (Mendoza and Jiménez, 2006; Miller and Livermont, 2009) indiquent que lorsque les dépassements de seuils (hauteur de vague ou niveau d'eau) sont séparés par moins de 72 h, ils sont considérés comme le même événement de tempête.

## 4.10. Définition des Seuils des tempêtes

### 4.10.1. Données historiques sur les tempêtes

Pour récapituler, on peut définir une tempête marine comme un événement marin relativement extrême dépassant une valeur seuil de ( $H_s$ ), une durée minimale ( $D$ ) en seuillant également la période calme ( $I$ ) entre deux tempêtes successives.

Il convient de noter qu'en mer *méditerranée*, plusieurs études (Amarouche et al., 2020; Armaroli et al., 2012; Bertotti et al., 2012; Bosom and Jiménez, 2011; Jiménez et al., 2009; Katz and Mushkin, 2013; Maouche et al., 2009; Sartini et al., 2017; Sulis et al., 2017) ont porté sur l'évaluation des vagues extrêmes, des événements de tempête de vagues et des tsunamis éventuels. Sur la côte centrale *algérienne*, comme présenté par (Maouche et al., 2009), plusieurs grandes accumulations de blocs ont été soupçonnées d'être le résultat d'une tempête catastrophique ou d'un tsunami.

Dans le même contexte et en se basant sur les travaux de (Sartini et al., 2017), les niveaux de retour les plus élevés des hauteurs de houle extrêmes sont estimés dans le bassin *méditerranéen algérien*. En guise du Tableau IV.1, voici quelques exemples sur les hauteurs significatives des houles les plus extrêmes observées tout au long des côtes *algériennes*.

**Tableau IV.1** : Classement décroissant de  $H_s$  lors des tempêtes historiques des 30 dernières années survenant dans l'ensemble du bassin *algérien*.

<i>Baie</i>	<i>Date</i>	$H_s$ (m)	$H_{sd}$ (°)	$T_p$ (s)	$U_{10}$ (m/s)	$U_{10d}$ (°)
<i>El Kala</i>	19/01/2005	8.91	333	13.39	21.6	322
<i>Mostaganem</i>	20/01/2013	8.2	272	12.14	22.8	266
<i>Bejaia</i>	30/12/2004	7.74	04	13.23	14.6	346
<i>Alger</i>	08/03/2007	7.37	04	10.82	20.6	08
<i>Zemmouri</i>	08/03/2007	6.98	347	9.48	20.2	348
<i>Bousmail</i>	08/03/2007	6.85	02	10.55	21.2	358

S'agissant de la contribution des ondes de marée dans le seuillage des tempêtes, et à la lumière des résultats obtenus dans la section 1.13.4 révélant que, en moyenne, la marée de vive-eau est de 25-30 cm et la marée de morte-eau de 5-15 cm (Dahmani et al., 2021), le présent phénomène n'a pas été pris en compte au cours de cette étude puisque leur effet est considéré comme faible.

Notons toutefois que dans cette étude, nous avons tenu compte de la recommandation de (Mathiesen et al., 1994), selon laquelle le choix de la valeur seuil de la théorie des valeurs extrêmes (EVT) utilisée dans la méthode POT doit être basé sur les informations météorologiques de la zone d'étude et le nombre de données au-dessus du seuil choisi doit être inférieur au nombre d'événements de tempête, car la valeur observée doit être indépendante. Par conséquent, les valeurs seuils ( $u$ ) déjà discutées dans la section 3.4 doivent être supérieures à la valeur  $H_{scr}$  choisie pour caractériser les événements de tempête (mineurs ou majeurs), comme présenté dans la section suivante 4.10.2.

#### 4.10.2. Identification des seuils de tempête dans la zone d'étude

Les seuils ont été définis comme des valeurs au-delà desquelles le fond marin des plages inspectées commence à être affecté par l'action des tempêtes en premier lieu, puis par des impacts morphologiques à caractère irréversible.

La Figure IV.7 montre la distribution graphique de la hauteur significative des vagues pour les 30 dernières années au large de la baie d'Alger en mettant l'accent sur les différents seuils potentiels de  $H_s$  ( $H_{s, 50\%}$ ,  $H_{s, 75\%}$ ,  $H_{s, 95\%}$  ... etc.) des tempêtes mineures et majeures dans la zone d'étude.

##### 4.10.2.1. Seuillage des tempêtes morphogènes (mineure)

Puisque l'objectif ici est de classer les tempêtes en fonction de leur potentiel d'érosion, nous allons d'abord définir un seuil de  $H_{scr}$  plus au moins faible d'une tempête mineure induisant une réponse relativement significative de la plage.

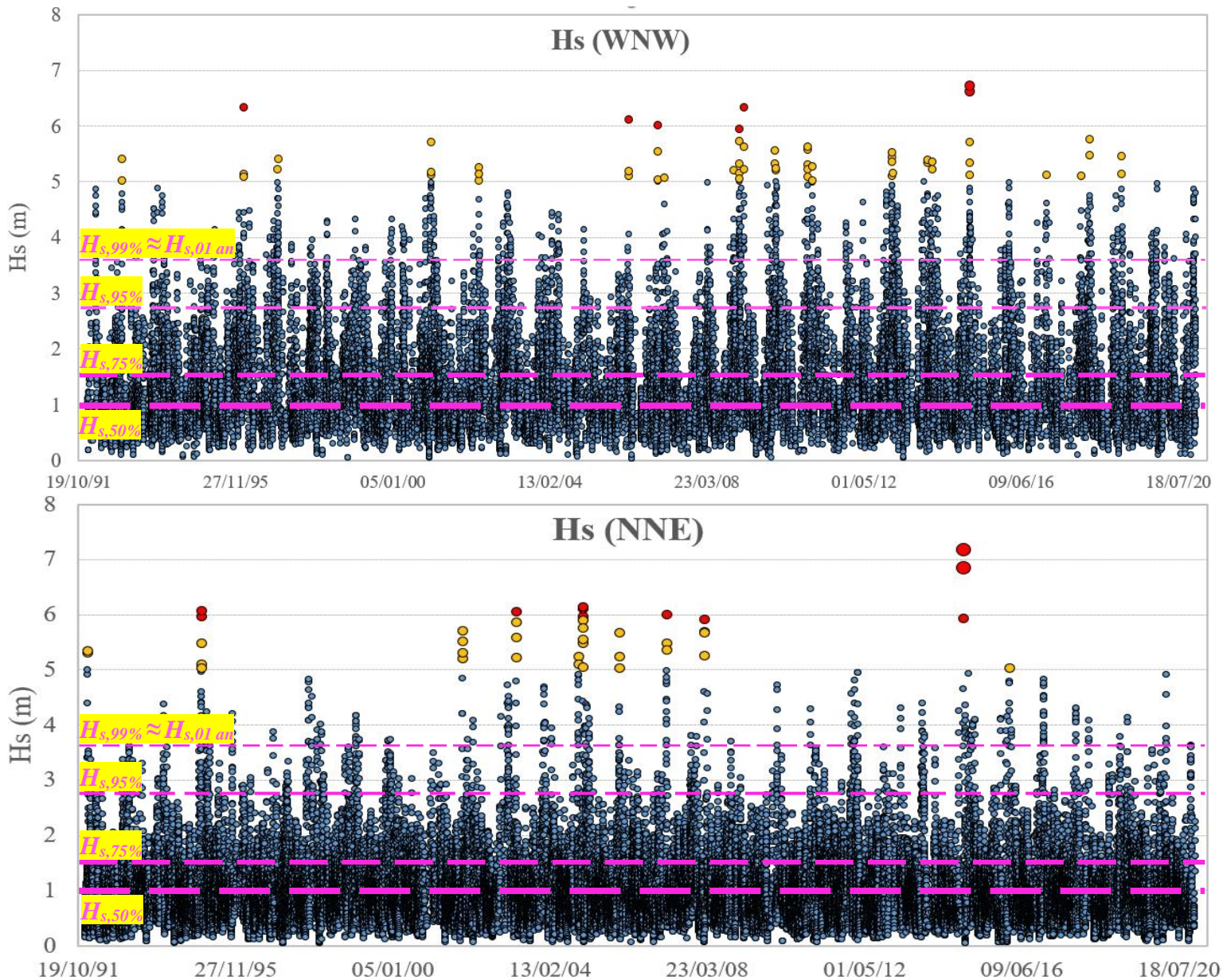
Il s'est avéré lors de l'étude des processus hydro-sédimentaires prévalant dans la zone d'étude que le diamètre du sédiment  $d_{50}$  affecte considérablement la potentialité d'une telle hauteur significative d'une vague à mettre en mouvement le sédiment en question. A cet effet, et en divisant nos plages en deux catégories de diamètres différents, deux seuils de tempête morphogène  $H_{scr}$  ont été établis :

###### 4.10.2.1.1. Plages à sédiment fin à moyen

Au sein de cette première catégorie figurent les plages caractérisées par des valeurs de  $d_{50}$  comprises entre 0,26 et 0,55 mm. Ainsi, les plages appartenant à cette catégorie sont : *Tamentfoust-Est*, *Mazela*, *Verte rive (Ouest)*, *Ondines Nord*, *Sirène II*, *Ondines Sud (Nord-Ouest)*, *Verte rive (Est)* et *Frégate* correspondant à un  $d_{50}$  égal à 0,26, 0,26, 0,28, 0,3, 0,35, 0,37, 0,4 et 0,55 mm respectivement.

Le Tableau IV.2 montre clairement que les valeurs de  $H_{s, 50\%}$  près de la côte sont supérieures ou égales aux valeurs de  $H_{scr}$  de la formule de (Soulsby, 1997) et de la formule de (Komar and Miller, 1974) au moins pour une des deux directions, ce qui justifie amplement le choix de  $H_{s, 50\%}$  comme seuil de  $H_s$  des tempêtes mineures pour cette catégorie de plage.

Notons que la formule de (Komar and Miller, 1974) surestime légèrement les valeurs de  $H_{scr}$  et que la plage de *Tamentfoust-Est* compte tenu de sa position très abritée ; ainsi les valeurs de  $H_{s, 50\%}$  à son échelle ne dépassent les valeurs de  $H_{scr}$  que pour la bande côtière comprise entre 0 et 1 m de profondeur.



**Figure IV.7 :** La distribution graphique de la hauteur significative des vagues pour la période comprise entre 01/01/1992 et 31/12/2020. Les *grandes*, les *moyennes* et les *petites* bulles rouges correspondent aux vagues *centennales*, *cinquantennales* et *vingtennales*, respectivement. Les *petites* bulles jaunes correspondent aux vagues *quinquennales*.  $H_{s,99\%}$ ,  $H_{s,95\%}$  et  $H_{s,75\%}$  sont indiqués par les lignes horizontales en pointillés.

Parallèlement, cette valeur seuil déterminée tout au long de ce travail ( $H_{s,50\%} = 0,97 \text{ m} \approx 01 \text{ m}$ ) s'accorde bien avec les seuils déjà proposés (dans le bassin *méditerranéen*), par (Bruzzi, 1998) pour les côtes *Languedociennes*, en *France* ( $H_{Scr} = 1 \text{ m}$ ) et par (Corsini et al., 2004) pour les côtes *Italiennes*.

**Tableau IV.2** : Comparaison entre les valeurs de  $H_s$ , 50% et  $H_{Scr}$  obtenues par la formule de (Soulsby, 1997) et la formule de (Komar and Miller, 1974).

Plages	Profondeur (m)	Hauteur significative des vagues $H_s$ (m)		Threshold wave height ' $H_{Scr}$ ' (m)	
		$H_s$ 50%		La formule de (Soulsby, 1997)	La formule de (Komar and Miller, 1974)
		ONO 292.5°	NNE 22.5°		
<i>Tamentfoust- Est</i>	0.5	0.19	0.08	0.166	0.175
	0.75	0.22	0.09	0.204	0.215
	01	0.25	0.1	0.236	0.25
	02	0.27	0.11	0.34	0.359
	05	0.37	0.13	0.574	0.605
<i>Ondines Nord</i>	0.5	0.32	0.16	0.167	0.183
	0.75	0.41	0.17	0.206	0.226
	01	0.5	0.17	0.239	0.262
	02	0.61	0.18	0.344	0.376
	05	0.64	0.19	0.58	0.635
<i>Ondines Sud (Nord-Ouest)</i>	0.5	0.17	0.12	0.167	0.197
	0.75	0.39	0.16	0.206	0.242
	01	0.56	0.18	0.239	0.281
	02	0.7	0.19	0.344	0.404
	05	0.72	0.2	0.58	0.681
<i>La Frégate</i>	0.5	0.36	0.18	0.169	0.249
	0.75	0.4	0.22	0.208	0.306
	01	0.57	0.25	0.242	0.355
	02	0.76	0.27	0.348	0.51
	05	0.77	0.28	0.587	0.861
<i>Verte rive (Ouest)</i>	0.5	0.43	0.33	0.166	0.179
	0.75	0.46	0.35	0.204	0.22
	01	0.53	0.37	0.236	0.256
	02	0.72	0.45	0.34	0.368
	05	0.75	0.49	0.574	0.621
<i>Verte rive (Est)</i>	0.5	0.43	0.33	0.168	0.202
	0.75	0.46	0.35	0.207	0.248
	01	0.53	0.37	0.24	0.288
	02	0.72	0.45	0.346	0.414
	05	0.75	0.49	0.583	0.699
<i>Sirène II</i>	0.5	0.49	0.63	0.167	0.193
	0.75	0.5	0.64	0.206	0.237
	01	0.51	0.65	0.239	0.275
	02	0.52	0.66	0.344	0.396
	05	0.54	0.67	0.58	0.668
<i>Mazela</i>	0.5	0.38	0.6	0.166	0.175
	0.75	0.4	0.66	0.204	0.215
	01	0.42	0.69	0.236	0.25
	02	0.45	0.76	0.34	0.359
	05	0.51	0.77	0.574	0.605

#### 4.10.2.1.2. Plages à sédiments grossier à très grossiers

Nous retrouvons dans cette catégorie le reste des plages à savoir *Alger plage*, *Ondines Sud (Sud-Est)*, *Stamboul* et *Bateau cassé* correspondant à un  $d_{50}$  égal à 1,77, 1,86, 1,91 et 1,95 mm respectivement.

Contrairement à la catégorie précédente, les valeurs de  $H_s$ , 50% (et en raison du diamètre relativement élevé des plages de cette catégorie) étaient nettement inférieures aux valeurs de  $H_{scr}$ , pour cela le seuil de  $H_s$  relatif à celles-ci a été porté à  $H_s$ , 75%, puisque le Tableau IV.3 montre que les valeurs de  $H_s$ , 75% dépassent le plus souvent les valeurs de  $H_{scr}$  proposées par les différents auteurs.

En effet, (Dolan et al., 1988, 1987) en ce qui concerne les côtes de la *Caroline* du Nord, (Mendoza and Jiménez, 2004) pour ce qui est des côtes de la *Catalogne* et (Del Río et al., 2012) quant aux côtes d'*Émilie-Romagne*, ont proposé pratiquement le même seuil de ( $H_{scr} = 1,5 m$ ) des tempêtes morphologiques.

**Tableau IV.3** : Comparaison entre les valeurs de  $H_s$ , 75% et  $H_{scr}$  obtenues par la formule de (Soulsby, 1997) et la formule de (Komar and Miller, 1974).

Plages	Profondeur (m)	Hauteur significative des vagues $H_s$ (m)		Threshold wave height ' $H_{scr}$ ' (m)	
		$H_s$ 75%		La formule de (Soulsby, 1997)	La formule de (Komar and Miller, 1974)
		ONO 292.5°	NNE 22.5°		
<i>Ondines Sud (Sud-Est)</i>	0.5	0.2	0.21	0.284	0.419
	0.75	0.39	0.29	0.349	0.516
	01	0.59	0.3	0.405	0.598
	02	1.03	0.31	0.583	0.86
	05	1.05	0.33	0.983	1.451
<i>Alger Plage</i>	0.5	0.18	0.11	0.266	0.411
	0.75	0.2	0.23	0.327	0.505
	01	0.57	0.32	0.379	0.586
	02	1.07	0.34	0.545	0.842
	05	1.09	0.36	0.92	1.421
<i>Stamboul</i>	0.5	0.25	0.22	0.289	0.424
	0.75	0.46	0.38	0.355	0.522
	01	0.63	0.41	0.412	0.605
	02	1.14	0.42	0.592	0.87
	05	1.17	0.48	0.999	1.468
<i>Bateau cassé</i>	0.5	0.26	0.25	0.293	0.428
	0.75	0.47	0.45	0.361	0.526
	01	0.67	0.57	0.418	0.61
	02	1.09	0.67	0.602	0.878
	05	1.1	0.68	1.015	1.481

#### 4.10.2.2. Seuillage des tempêtes (*majeures*)

Toujours axés dans cette partie sur la réponse morphologique des plages sous l'action d'événements extrêmes pouvant provoquer des impacts irréversibles sur les profils de plage et ni sur les dommages subis par les infrastructures et habitations côtières ni sur l'impact des tempêtes sur le cordon dunaire (puisque ce dernier est pratiquement insignifiant dans la baie inspectée), les résultats de l'étude de l'influence du forçage des agents hydrodynamiques sur l'évolution du niveau du fond marin (section 3.12) montrent (notamment la Figure III.20, la Figure III.21 et le Tableau III.14) qu'à partir des valeurs seuils de  $H_{s, 95\%}$  et pour toutes les plages de la baie (l'influence du  $d_{50}$  des sédiments devient peu significative avec les événements les plus extrêmes), l'impact de celle-ci devient très manifeste et le niveau du fond marin varie de manière drastique en connaissant des valeurs qui varient entre  $-0.15$  et  $+0.14$  m avec un taux de transport sédimentaire qui peut atteindre dans certaines profondeurs les  $8.10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . Par conséquent, la valeur seuil de  $H_{scr} = H_{s, 95\%}$  a été recommandée dans ce travail.

Comme indiqué précédemment, (Martzikos et al., 2021; Masselink et al., 2014) ont tous adopté  $H_{s, 95\%}$  comme seuil de tempête, ce qui concorde bien avec nos résultats obtenus.

En revanche, en appliquant l'équation proposée par (Birkemeier et al., 1999) et décrite par (Mendoza et al., 2013; Ojeda et al., 2017; Walker and Basco, 2011) pour le calcul de  $H_{Scr}$ , les résultats suivants ont été atteints (Équation IV.2) :

$$X = 1.22 \text{ m}, \sigma = 0.79 \rightarrow H_{Scr} = X + 2 \sigma = 2.81 \text{ m}$$

Cette valeur calculée est légèrement supérieure à la valeur de  $H_{s, 95\%} = 2,69 \text{ m}$ , déjà fixée comme seuil pour les tempêtes majeures.

#### 4.10.2.3. Durée de la tempête et période calme

Il est utile de rappeler que l'objectif principal de cette étude est de définir un seuil de  $H_s$  des différents types de tempêtes menaçant les côtes de la baie d'Alger, ainsi, les valeurs seuils de la durée de la tempête ( $D$ ) et de la période de calme ( $I$ ) ont été fixées principalement sur la base des résultats obtenus dans la section 4.8, 4.9 et sur la base des résultats d'une compilation de différentes études (voir section 4.10) traitant du seuillage des paramètres caractéristiques d'une tempête dans le bassin méditerranéen.

En ce qui concerne la durée minimale de la tempête ( $D$ ) et puisque nos seuils ont été définis par rapport à la réponse morphologique du fond marin qui est très sensible pour une période minimale nous nous prononçons pour une durée minimale de la tempête de 09 h (03 fois la résolution temporelle de notre base de données). Il faut noter que (Martzikos et al., 2021), ont défini la même durée minimale de la tempête côtière (sur les côtes Catalanes du bassin méditerranéen occidental) recommandée dans cette étude.

En suivant la même approche, nous pouvons qualifier la période de calme ( $I$ ) si la hauteur des vagues se retrouve en dessous du seuil  $H_s$  précédemment considéré pendant 03 h consécutives ou plus pour les tempêtes mineures ( $H_{s, 50\%}$  et  $H_{s, 75\%}$ ) et 12 h pour les tempêtes majeures ( $H_{s, 95\%}$ ). Rappelons que (Armaroli et al., 2012; Lin-Ye et al., 2016; Martzikos et al., 2021) ont proposé les mêmes seuils de période calme, respectivement pour les tempêtes mineures et majeures.

## 4.11. Seuillage des tempêtes et fonctionnement hydro-sédimentaire

A la lumière de l'ensemble des résultats obtenus dans les chapitres précédents et afin de préciser davantage les mécanismes contribuant au fonctionnement hydro-sédimentaire de la baie d'Alger notamment en termes de direction dominante du transport sédimentaire littoral, la Figure IV.8 et le Tableau IV.4 ont été établis.

D'une manière générale, le tableau ci-contre (Tableau IV.4) montre que le nombre d'événements provenant du secteur NNE dépasse le nombre d'événements relevant de l'autre secteur, notamment pour les valeurs déjà seuillées. Ainsi, 21223 événements sur 84 744 proviennent du secteur NNE contre 16271 pour l'autre secteur pour des valeurs de  $H_s > H_{s, 50\%}$  et  $< H_{s, 75\%}$ , d'autant plus que dans la section 3.10, les vagues provenant de ce secteur génèrent un courant de dérive ainsi qu'un transport côtier longitudinal orienté d'Est en Ouest. Par conséquent, on pourrait vraisemblablement s'attendre à une direction dominante d'Est en Ouest du transport sédimentaire littoral dans la baie d'Alger.

La configuration morphologique ainsi que les structures de protection du littoral nous ont largement servi à mieux expliquer les mécanismes de transport inspectés. Comme la Figure IV.8 nous le montre, les plages *Sirène II* et *Mazela* témoignent et valident les résultats énoncés dans le paragraphe précédent, puisque l'accumulation de sédiments en amont du transport sédimentaire littoral des épis de la première plage et de la jetée secondaire du port de la *Marina* à l'extrémité Ouest de la seconde plage nous a apporté les éléments scientifiques nécessaires afin de renseigner sur la compréhension du fonctionnement sédimentaire dans une zone étudiée.

Il ne faudrait pas non plus négliger pour autant le potentiel des vagues de faible énergie ayant  $H_s < H_{s, 50\%}$  sur le transport sédimentaire littoral. Notons que les événements du secteur NNE ayant des valeurs  $H_s < H_{s, 50\%}$  dépassent d'un facteur de 03 les événements de l'autre secteur. Ces valeurs ( $< H_{s, 50\%}$ ) même inférieures à notre seuil précédemment défini pourraient renforcer davantage le transport sédimentaire littoral dominant orienté Est-Ouest tout en dépassant évidemment un certain seuil qui ne fait pas l'objet de cette étude.



**Figure IV.8 :** Images satellitaire récente (2022) des plages de : a) *Mazela* et b) *Sirène II*. Les flèches jaunes décrivent la direction du transport sédimentaire longitudinal.

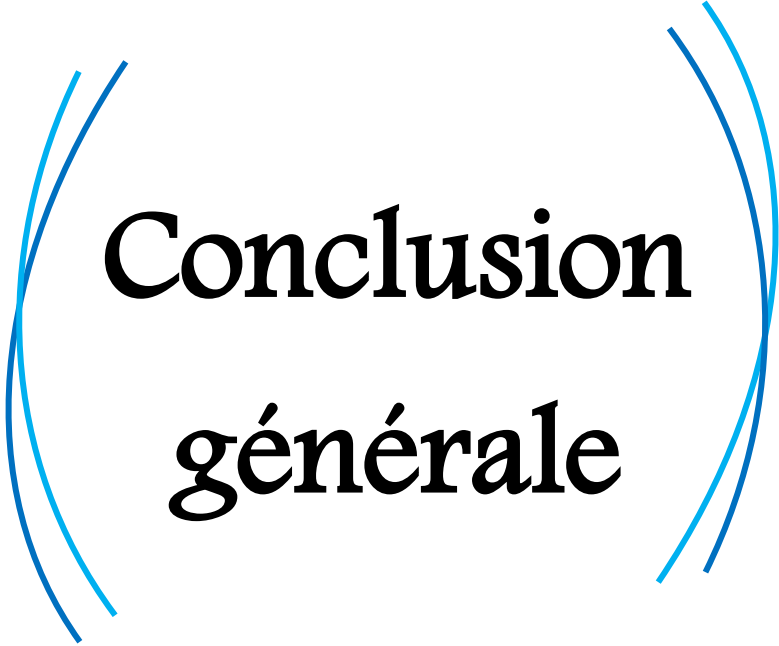
**Tableau IV.4** : Identification du nombre total d'évènements survenus et fréquence d'apparition des évènements associés aux périodes de retour correspondantes, par rapport à la direction des vagues respective et au nombre total d'observations.

Houle de ONO (292.5°)				Houle de NNE (22.5°)			
<i>Scénarios</i>	Nombre total d'évènements* (84 744)	Fréquence d'apparition des évènements par rapport à la direction correspondante** (%)	Fréquence d'apparition des évènements par rapport au nombre total d'observation (%)	<i>Scénarios</i>	Nombre total d'évènements* (84 744)	Fréquence d'apparition des évènements par rapport à la direction correspondante*** (%)	Fréquence d'apparition des évènements par rapport au nombre total d'observation (%)
<i>&lt;H<sub>s</sub>, 50%</i>	7707	32,14	09,09	<i>&lt;H<sub>s</sub>, 50%</i>	24146	53,22	28,49
<i>H<sub>s</sub>, 50%</i>	16271	67,85	19,2	<i>H<sub>s</sub>, 50%</i>	21223	46,77	25,04
<i>H<sub>s</sub>, 75%</i>	10307	42,98	12,16	<i>H<sub>s</sub>, 75%</i>	8558	18,86	10,09
<i>H<sub>s</sub>, 95%</i>	2689	11,21	03,17	<i>H<sub>s</sub>, 95%</i>	1275	02,81	01,5
<i>H<sub>s</sub>, 01 an</i>	756	03,15	00,89	<i>H<sub>s</sub>, 01 an</i>	335	00,73	00,39
<i>H<sub>s</sub>, 02 ans</i>	274	01,14	00,32	<i>H<sub>s</sub>, 02 ans</i>	120	00,26	00,14
<i>H<sub>s</sub>, 05 ans</i>	65	00,27	00,076	<i>H<sub>s</sub>, 05 ans</i>	43	00,094	00,05
<i>H<sub>s</sub>, 20 ans</i>	07	00,029	00,0082	<i>H<sub>s</sub>, 20 ans</i>	11	00,024	00,012
<i>H<sub>s</sub>, 50 ans</i>	02	00,0083	00,0023	<i>H<sub>s</sub>, 50 ans</i>	02	00,0044	00,0023
<i>H<sub>s</sub>, 100 ans</i>	00	00,00	00,00	<i>H<sub>s</sub>, 100 ans</i>	02	00,0044	00,0023

\* 84 744, est le nombre total d'observations dans toutes les directions.

\*\* 23 978, est le nombre total d'observations de secteur ONO (292.5°).

\*\*\* 45 369, est le nombre total d'observations de secteur NNE (22.5°).



**Conclusion  
générale**

# Conclusion & Perspectives

## 5.1. Conclusion générale

Ce projet de recherche s'est concentré sur l'étude de l'évolution morpho-dynamique de la baie d'Alger en adoptant une méthodologie basée sur la modélisation numérique des processus hydro-sédimentaires, l'analyse statistique et probabiliste des données, des mesures in situ, un suivi à long terme de l'évolution du trait de côte, et le seuillage des tempêtes mineures et majeures.

Cette thèse est motivée initialement par l'objectif des observatoires locaux de mieux comprendre la tendance passée, l'état actuel et les prévisions futures de la dynamique des plages de la baie d'Alger et les impacts des tempêtes sur celles-ci afin de proposer des outils d'aide à la décision aux gestionnaires du territoire.

L'utilisation des données bathymétriques du sondeur mono-faisceau *Simrad Cruise 7*, l'exploitation de la base de données *INFOPLAZA* (1992-2020) et la mise en œuvre d'un modèle hydro-sédimentaire (*Mike 21/3 FM*) ont permis de mettre en lumière les processus côtiers qui gouvernent le système littoral. Cependant, des questions subsistent pour expliquer certaines dynamiques.

Dans un premier temps, la validation de la base de données d'état de mer ( $H_s$  et  $T_z$ ) issue des réanalyses numériques d'*INFOPLAZA database* avec la bouée houlographe *DATWELL* déjà déployée au large de la zone d'étude entre le 01/10/1998 et le 31/03/1999 a conduit à des résultats largement satisfaisants pour pouvoir utiliser cette dernière dans un second temps puisque des coefficients de corrélation et de détermination de l'ordre de ( $R \approx 88 \%$ ,  $R^2 \approx 78 \%$ ) et ( $R \approx 76 \%$ ,  $R^2 \approx 58 \%$ ) ont ainsi été obtenus pour  $H_s$  et  $T_z$ , respectivement.

En second lieu, l'analyse statistique des données du climat de houle a mis en évidence que les plages de la baie sont soumises à un climat de houle modéré ayant un aspect très proche d'une vague plutôt que celui d'une houle (puisque les valeurs de  $T_p$  varient principalement entre 4,1 et 9,9 s) avec une moyenne annuelle totale de  $H_s$  de 0,97 m ( $\approx 01$  m). L'existence d'un très fort contraste entre les périodes hivernales et estivales de cette étude en termes d'hauteur significative des vagues (vagues très énergétiques en hiver), d'occurrence des ondes de tempête (peu marquées en été) et de direction dominante des vagues (la dominance du secteur WNW en hiver et du secteur NNE en été) a également été révélée. Il faut noter que la variabilité interannuelle des valeurs moyennes de  $H_s$  n'était pas très évidente contrairement aux événements extrêmes où l'on observe une variabilité très importante accentuée par des tempêtes plus violentes au cours des 15 dernières années (entre 2005 et 2020).

En troisième lieu, la détermination des périodes de retour de  $H_s$  à l'aide de la théorie des valeurs extrêmes (*EVT*) en utilisant à la fois l'approche des maxima annuels (*AM*) et l'approche du pic au-dessus du seuil (*POT*) nous a montré que mis à part les estimations des valeurs des périodes de retour de 50 ans et de 100 ans qui ont été bien reproduites par le modèle *AM*, la méthode *POT* donne des estimations légèrement plus raisonnables que la méthode *AM* quant aux valeurs de la période de retour de 20 ans ou moins, ce qui nous a amené à tenir compte simultanément des résultats de ces deux approches, notamment les résultats des *POT's* avec un seuil de  $H_s = 4,3$  m et un intervalle d'indépendance de 48 h.

# Conclusion & Perspectives

En quatrième lieu, la précision très adéquate du modèle numérique (*Mike 21/3 FM*) suite à une série de validation et de calibration à partir de mesures in situ de la vitesse du courant à l'aide de courantomètres ( $RMSE = 0,08$  à  $0,0568$   $m/s$ ,  $R = 0,361$  à  $0,9$  et  $R^2 = 0,13$  à  $0,81$ ) et du taux de transport sédimentaire à l'aide de pièges à sédiments unidirectionnels et multidirectionnels ( $RMSE = 0,0000012$  à  $0,00000426$   $m^3/s/m$ ,  $R = 0,434$  à  $0,748$  et  $R^2 = 0,18$  à  $0,56$ ), qui étaient très utiles pour mieux comprendre les processus hydro-sédimentaires ayant lieu dans la zone d'étude. Au terme des simulations, et après synthèse des résultats obtenus, il apparaît que les courants côtiers (notamment le courant de dérive), le taux de transport sédimentaire et les changements morphologiques des petits-fonds sont profondément impactés par le contraste des régimes de houle et de vagues entre les saisons les plus contrastées de l'année (hiver-été) notamment en termes de hauteurs significatives de vagues et d'angle d'incidence et par la géomorphologie côtière (orientations des plages, profils d'équilibre ... etc.). Cependant, il est précieux de mettre en évidence l'influence de  $d_{50}$  des sédiments sur le schéma dominant de transport sédimentaire dans la zone de *surf*, puisque les flux sédimentaires transversaux en hiver jouent un rôle majeur dans les processus naturels d'équilibre côtier au sein des plages de sable très grossier caractérisées par un flux longitudinal limité.

En cinquième lieu, une évolution diachronique moyenne totale du trait de côte (*EPR*) de l'ordre de  $+0,69$   $m/an$  sur les 63 dernières années (1959-2022) ne cache pas la vérité que 40% des plages de la baie d'Alger ont subi un recul (parfois très important), ni le bilan sédimentaire déficitaire des plages examinées et si nous ne sommes pas intervenus lourdement (en mettant en place des infrastructures de protection) les conséquences auraient été désastreuses. Notons que l'impact des activités anthropiques a largement dominé la contribution négative des phénomènes d'origine naturelle (tels que les agents hydrodynamiques, les facteurs géologiques et géomorphologiques ... etc.).

En sixième lieu, les valeurs seuils de  $H_s$  des tempêtes mineures et majeures ont été appréhendées sur le site d'étude à travers l'ensemble du bilan obtenu. En analysant les résultats, il a été constaté que les valeurs seuils des tempêtes mineures étaient fortement influencées par le  $d_{50}$ , ce qui nous a conduit à fixer le seuil  $H_s$  à  $01$   $m$  ( $\approx H_s, 50\%$ ) pour les plages à sédiments fins à moyens et à  $1,5$   $m$  ( $\approx H_s, 75\%$ ) pour les plages à sédiments grossiers à très grossiers. Les tempêtes dépassant une hauteur significative  $H_s$  de  $2,7$   $m$  ( $\approx H_s, 95\%$ ) sont considérées comme majeures compte-tenu de leur impact très important et probablement irréversible sur la géomorphologie sous-marine en général et sur le profil des plages sableuses en particulier. Soulignons que le reste des événements moins énergétiques ( $<H_s, 50\%$ ) sont considérés comme dominant uniquement sur la dynamique saisonnière des plages.

En prélude à la conclusion, les points forts et les aboutissements prometteurs de ce travail résident principalement dans la capacité des approches adoptées combinant des données historiques, des réalités de terrain, des analyses statistiques et de la modélisation numérique à être généralisées et appliquées à de nombreux autres sites d'étude. A noter que la considération de l'ensemble de ces variables (courant, houle et sédiments) pourrait améliorer les résultats des modèles numériques en simulant des conditions hydro-sédimentaires plus proches de la réalité.

# Conclusion & Perspectives

Enfin, la mise en œuvre des aménagements côtiers (y compris le rechargement artificiel des plages si nécessaire) doit s'appuyer sur une solide connaissance de la dynamique côtière en relation avec les nombreuses interactions entre les facteurs naturels et anthropiques impliqués dans l'évolution morpho-sédimentaire de la zone côtière. La compréhension de la dynamique côtière dans le contexte actuel de protection des zones les plus vulnérables fait appel à l'ensemble de ces phénomènes en mettant l'accent sur les valeurs seuils des tempêtes ayant un impact significatif sur les plages sableuses afin de proposer une gestion durable et intégrée des zones côtières dans une perspective de long terme. En rassemblant l'ensemble des informations et le fruit de nos travaux de recherche, la coordination et la collaboration entre les différents acteurs de la gestion du littoral devrait permettre une gestion concertée, globale et efficace de cet espace.

## 5.2. Perspective et recommandations

L'originalité et la démarche adoptée dans ce travail comme tout projet de recherche, nous amène à envisager des perspectives d'avenir. Les perspectives envisageables concernent principalement la compréhension de la dynamique hydro-sédimentaire et peuvent être classées en plusieurs catégories :

- ✚ L'amélioration de la compréhension des processus hydro-sédimentaire, notamment après l'implantation très récente de l'endiguement d'oued *el Hamiz* (Figure V.1).
- ✚ Création d'un réseau de surveillance opérationnel des systèmes côtiers tout au long de l'année en déployant en permanence un maximum d'appareils de mesure tels que des bouées houlographes multidirectionnelles, des *ADCP*, des *UVP* "*Underwater Video Profiler*", des *DGPS*, des traceurs fluorescents... et autres.
- ✚ L'enrichissement du modèle hydro-sédimentaire (*Mike 21/3 FM* par exemple) avec autant de données d'entrées que possible (incluant différents scénarios futurs des paramètres météo-marins dus au changement climatique proposés par le *Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC)* afin de reproduire les processus naturels de la manière la plus réaliste possible.
- ✚ Calibration du modèle numérique adopté sur des périodes plus longues, dans le but de valider son utilisation à long terme.
- ✚ La mise en place d'un *ATLAS* pour la prévention des tempêtes dépassant un seuil bien déterminer pour les différents utilisateurs de l'espace côtier.
- ✚ Seuillage de la durée de la tempête et la période calme pour chaque type de tempête (majeure, mineure et catastrophique) ainsi que pour chaque site en prévoyant les impacts de chaque tempête et en examinant des valeurs seuils encore plus petites que celles utilisées ici.
- ✚ Le déploiement et l'analyse des stratégies de lutte contre l'envasement des ports de la *Marina*, la *perle Ouest* et la *plage centre des Sablettes*.

# Conclusion & Perspectives

- ✚ Suivi permanent de l'évolution du trait de côte et cartographie des zones d'érosion, d'accumulation et des zones stables tout en établissant des profils périodiques des plages (en été et en hiver), ainsi que des profils pré-tempête et post-tempête (en vue de suivre l'évolution et de migration des bars hydrauliques).
- ✚ Enquête détaillée dûment actualisée sur les débits solides d'oued *el Hamiz* et d'oued *el Harrach* de même que sur la présence des canyons sous-marins au large de la zone d'étude.

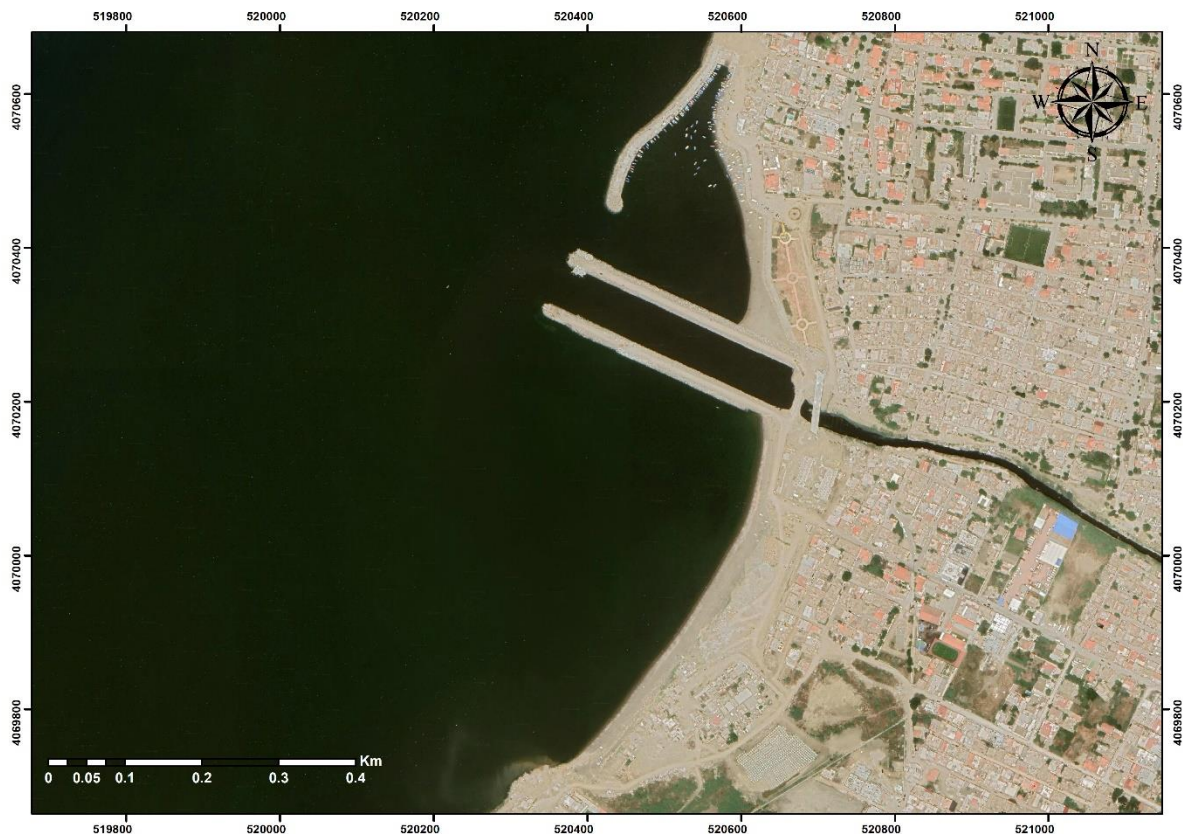



Figure V.1 : Images satellitaire récente (juin 2022) de l'endiguement d'oued *el Hamiz*.



# **Références bibliographiques**

# Références bibliographiques

- Abreu, T., 2011. Coastal sediment dynamics under asymmetric waves and currents: measurements and simulations. PhD Thesis, Fac. Sci. Technol. Univ. Coimbra 257.
- Agresti, V., 2018. Effects of tidal motion on the Mediterranean Sea General Circulation.
- Airy, G.B., 1845. Tides and Waves: Extracted from the Encyclopaedia Metropolitana, Tom. V Pag. 241 - 396. URL <http://books.google.co.uk/books?id=41dSAAAACAAJ>.
- Ali, A., Zhang, H., Lemckert, C.J., 2009. Numerical study of the hydrodynamics of a very shallow estuarine system - Coombabah Lake, Gold Coast, Australia. *J. Coast. Res.* 922–926.
- Alves, J.H.G.M., Young, I.R., 2003. On estimating extreme wave heights using combined Geosat, Topex/Poseidon and ERS-1 altimeter data. *Appl. Ocean Res.* 25, 167–186. <https://doi.org/10.1016/J.APOR.2004.01.002>
- Amarouche, K., Akpınar, A., Çakmak, R.E., Houma, F., Bachari, N.E.I., 2020. Assessment of storm events along the Algiers coast and their potential impacts. *Ocean Eng.* 210, 107432. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2020.107432>
- ANRH, 2014. Agence nationale des ressources hydrauliques.
- Arabelos, D.N., Papazachariou, D.Z., Contadakis, M.E., Spatalas, S.D., 2011. A new tide model for the Mediterranean Sea based on altimetry and tide gauge assimilation. *Ocean Sci.* 7, 429–444. <https://doi.org/10.5194/os-7-429-2011>
- Ardhuin, F., 2012. Les vagues : un compartiment important du système terre. Cours ENSTA ParisTech.
- Arinaga, R.A., Cheung, K.F., 2012. Atlas of global wave energy from 10 years of reanalysis and hindcast data. *Renew. Energy* 39, 49–64. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2011.06.039>
- Armaroli, C., Ciavola, P., Masina, M., Perini, L., 2009. Run-up computation behind emerged breakwaters for marine storm risk assessment. *J. Coast. Res.* URL <https://www.jstor.org/stable/25738062?seq=1> (accessed 5.2.21).
- Armaroli, C., Ciavola, P., Perini, L., Calabrese, L., Lorito, S., Valentini, A., Masina, M., 2012. Critical storm thresholds for significant morphological changes and damage along the Emilia-Romagna coastline, Italy. *Geomorphology* 143–144, 34–51. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2011.09.006>
- Atroune, F., 2012. Répartition des métaux lourds dans les sédiments superficiels, charriés par l'Oued El Harrach dans la baie d'Alger et son environnement immédiat.
- Ayadi, K., Boutiba, M., Sabatier, F., Guettouche, M.S., 2016. Detection and analysis of historical variations in the shoreline, using digital aerial photos, satellite images, and topographic surveys DGPS: case of the Bejaia bay (East Algeria). *Arab. J. Geosci.* 9, 1–12. <https://doi.org/10.1007/S12517-015-2043-9/METRICS>
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Mar. Pet. Geol.* 19, 445–467. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00009-0](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00009-0)
- Bachari, N.E.I., Abdellaoui, A., Houma, F., 2011. Modélisation des données multisources pour l'étude de la pollution de la baie d'Alger à base d'un système d'information géographique. *Coast. Marit. Mediterr. Conf.* 283–288. <https://doi.org/10.5150/cmcm.2011.059>
- Baumann, J., 2017. Signature sédimentaire des submersions de tempête dans le domaine rétro littoral – Application à la Charente Maritime 282.
- Bearman, G., Brown, J., 1999. Waves, Tides and Shallow-Water Processes, Waves, Tides and Shallow-Water Processes. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-036372-1.x5000-4>
- Belibassakis, K.A., Karathanasi, F.E., 2017. Modelling nearshore hydrodynamics and circulation under the impact of high waves at the coast of Varkiza in Saronic-Athens Gulf. *Oceanologia* 59, 350–364. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.04.001>

# Références bibliographiques

- Benlatreche, T., 2006. Effets thermo-radiatifs et caractérisation microclimatique des cours intérieures dans les édifices publics - Sécheresse. Mentouri Constantine, Univ.
- Bennie & Partners, Atkins, W.S., 1981. International, Rapport n°A4-minute, Les pensions dans les pays de l'OCDE. Ministère de l'Hydraulique, RADP, Schéma d'Aménagement des Ressources en Eau dans la région d'Alger - Sébaou.
- Benyettou, M., Boukilkha, A., 2017. Variations et tendances des températures et des précipitations journalières en Algérie. Univ. Abou Beker Belkaid. <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1112394>
- Benzohra, M., 1993. Les structures hydrodynamiques le long des côtes Algériennes. Cent. d'Océanologie Marseille.
- Bergillos, R.J., López-Ruiz, A., Ortega-Sánchez, M., Masselink, G., Losada, M.A., 2016. Implications of delta retreat on wave propagation and longshore sediment transport - Guadalfeo case study (southern Spain). *Mar. Geol.* 382, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.09.011>
- Bernardara, P., Mazas, F., Kergadallan, X., Hamm, L., 2014. A two-step framework for over-threshold modelling of environmental extremes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14, 635–647. <https://doi.org/10.5194/NHESS-14-635-2014>
- Bertin, X., de Bakker, A., van Dongeren, A., Coco, G., André, G., Ardhuin, F., Bonneton, P., Bouchette, F., Castelle, B., Crawford, W.C., Davidson, M., Deen, M., Dodet, G., Guérin, T., Inch, K., Leckler, F., McCall, R., Muller, H., Olabarrieta, M., Roelvink, D., Ruessink, G., Sous, D., Stutzmann, É., Tissier, M., 2018. Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.002>
- Bertotti, L., Bidlot, J.R., Bunney, C., Cavaleri, L., Delli Passeri, L., Gomez, M., Lefèvre, J.M., Paccagnella, T., Torrisi, L., Valentini, A., Vocino, A., 2012. Performance of different forecast systems in an exceptional storm in the Western Mediterranean Sea. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 138, 34–55. <https://doi.org/10.1002/QJ.892>
- Bertotti, L., Cavaleri, L., Tescaro, N., 1996. Long term wave hindcast in the Adriatic Sea. *Nuovo Cim. della Soc. Ital. di Fis. C* 19, 91–108. <https://doi.org/10.1007/BF02511835/METRICS>
- Bezak, N., Brilly, M., Šraj, M., 2014. Comparaison entre les méthodes de dépassement de seuil et du maximum annuel pour les analyses de fréquence des crues. *Hydrol. Sci. J.* 59, 959–977. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.831174>
- Biéssel, F., 1952. Equations générales au second ordre de la houle irrégulière. *Houille Blanche* 372–376. <https://doi.org/10.1051/lhb/1952033>
- Bird, E., 1985. Coastal Geomorphology Second Edition. John Wiley Sons Ltd, Atrium, South Gate, Chichester, URL [https://books.google.com/books?hl=fr&lr=&id=raVksqTZQSAC&oi=fnd&pg=PT10&q=Bird+E.,+2008,+Coastal+geomorphology:+an+introduction.+ISBN+978-0-470-51729-1+\(cloth\)—ISBN+978-0-470-51730-7+\(pbk.\),+John+Wiley+%26+Sons+Ltd,+436+p.&ots=Sg8SVVam3q&sig=ZnPMxnioUJM](https://books.google.com/books?hl=fr&lr=&id=raVksqTZQSAC&oi=fnd&pg=PT10&q=Bird+E.,+2008,+Coastal+geomorphology:+an+introduction.+ISBN+978-0-470-51729-1+(cloth)—ISBN+978-0-470-51730-7+(pbk.),+John+Wiley+%26+Sons+Ltd,+436+p.&ots=Sg8SVVam3q&sig=ZnPMxnioUJM)
- Birkemeier, W.A., Member, A., Nicholls, R.J., Associate, A., Lee, G., 1999. Storms, Storm Groups and Nearshore Morphologic Change. *Coast. Sediments '99* 1109–1122.
- Boak, E.H., Turner, I.L., 2005. Shoreline definition and detection: A review. *J. Coast. Res.* 21, 688–703. <https://doi.org/10.2112/03-0071.1>
- Boccotti, P., 2000. Chapter 6 The Wave Climate. Elsevier Oceanogr. Ser. 64, 183–206. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(00\)80032-X](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(00)80032-X)
- Bosom, E., Jiménez, J.A., 2011. Probabilistic coastal vulnerability assessment to storms at

# Références bibliographiques

- regional scale – application to Catalan beaches (NW Mediterranean). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 475–484. <https://doi.org/10.5194/NHESS-11-475-2011>
- Bouhmadouche, M., 1993. Sédimentologie du plateau continentale Est algérois (Boumerdes-Boudouaou el Bahri). URL [https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as\\_sdt=0%2C5&q=Sédimentologie+du+plateau+continentale+Est+algérois+%28Boumerdes-Boudouaou+el&btnG=](https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=Sédimentologie+du+plateau+continentale+Est+algérois+%28Boumerdes-Boudouaou+el&btnG=).
- Bouhmadouche, M., Hemdane, Y., 2016. Erosion of a sandy coast: continuous follow-up of the coastal groynes of protection in Boumerdes (Algeria). *Environ. Earth Sci.* 75, 1–9. <https://doi.org/10.1007/s12665-016-5665-7>
- Bouhmadouche, M., Hemdane, Y., Atroune, F., 2019. Grain Size Analysis for the Study of Wave Energy in the Vicinity of Breakwaters: Case of the Coast of Ain Taya (Algiers). Springer, Cham, pp. 343–345. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-01452-0\\_82](https://doi.org/10.1007/978-3-030-01452-0_82)
- Boutiba, Z., 1992. Les mammifères marins d’Algérie. Statut, répartition, biologie et écologie. Thèse de doctorat. Sci. l’environnement Climatol. Oran Univ. d’Oran.
- Bouvier, C., 2019. Barres d’avant-côte et trait de côte : dynamique, couplage et effets induits par la mise en place d’un atténuateur de houle. Université de Bordeaux.
- Bowen, A.J., Inman, D.L., 1966. Budget of littoral sands in the vicinity of Point Arguello, California. USACE Tech. Memo. 19.
- Bowman, D., Goldsmith, V., 1983. Bar morphology of dissipative beaches: An empirical model. *Mar. Geol.* 51, 15–33. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(83\)90086-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(83)90086-5)
- Brander, R.W., Short, A.D., 2000. Morphodynamics of a large-scale rip current system at Muriwai Beach, New Zealand. *Mar. Geol.* 165, 27–39. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00004-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00004-9)
- Briggs, T.R., Figlus, J., Torres-Freyermuth, A., Puleo, J.A., Warren, W., Alrushaid, T., 2020. Variability in Onshore Sediment Transport on a Natural Beach during a Central American Cold Surge Event. *J. Coast. Res.* 36, 487–497. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-19-00146.1>
- Bruzzi, C., 1999. Morphogenetic storms and coastal defence works : the case of the eastern coast of the Rhône delta. *Rev. géographie Lyon* 74, 27–33. <https://doi.org/10.3406/geoca.1999.4926>
- Bruzzi, C., 1998. Les tempêtes et l’évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône. <http://www.theses.fr/325f>.
- Businger, S., Reed, R.J., 1989. Cyclogenesis in Cold Air Masses. *Weather Forecast.* 4, 133–156. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1989\)004<0133:cicam>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1989)004<0133:cicam>2.0.co;2)
- Butel, R., Dupuis, H., Bonneton, P., 2002. Spatial Variability of Wave Conditions on the French Atlantic Coast using In-Situ Data. *J. Coast. Res.* 36, 96–108. <https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.96>
- Caires, S., Sterl, A., 2005. 100-Year Return Value Estimates for Ocean Wind Speed and Significant Wave Height from the ERA-40 Data. *J. Clim.* 18, 1032–1048. <https://doi.org/10.1175/JCLI-3312.1>
- Callaghan, D.P., Nielsen, P., Short, A., Ranasinghe, R., 2008. Statistical simulation of wave climate and extreme beach erosion. *Coast. Eng.* 55, 375–390. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2007.12.003>
- Cartier, A., Héquette, A., 2015. Vertical distribution of longshore sediment transport on barred macrotidal beaches, northern France. *Cont. Shelf Res.* 93, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.11.009>
- Cartwright, D.E., Edden, A.C., 1973. Corrected Tables of Tidal Harmonics. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1973.tb03420.x>
- Castellanos, O., Mínguez, R., Tomás, A., Méndez, F., Losada, I., Medina, R., Camus, P.,

# Références bibliographiques

- Menéndez, M., Pérez, J., 2013. AMEVA Toolbox, the Mathematical and Statistical Analysis of Environmental Variables. URL <http://ihameva.ihcantabria.com/>.
- 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 351.
- Castelle, B., Bonneton, P., Sénéchal, N., Dupuis, H., Butel, R., Michel, D., 2006. Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast, France. *Cont. Shelf Res.* 26, 113–131. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.08.027>
- Castelle, B., Coco, G., 2012. The morphodynamics of rip channels on embayed beaches. *Cont. Shelf Res.* 43, 10–23. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.04.010>
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K.D., Robinet, A., Sénéchal, N., Ferreira, S., 2015. Impact of the winter 2013-2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology* 238, 135–148. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.006>
- Castelle, B., Scott, T., Brander, R.W., McCarroll, R.J., 2016. Rip current types, circulation and hazard. *Earth-Science Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.008>
- Castillo, E., 1988. Extreme value theory in engineering 389.
- CERC, 1984a. Shore Protection Manual.
- CERC, 1984b. Shore protection manual.
- Challenor, P.G., Wimmer, W., Ashton, I., 2005. Climate change and extreme wave heights in the North Atlantic. *Eur. Sp. Agency, (Special Publ. ESA SP 1253–1257)*.
- Chen, C., Meselhe, E., Waldon, M., 2012. Assessment of mineral concentration impacts from pumped stormwater on an Everglades Wetland, Florida, USA - Using a spatially-explicit model. *J. Hydrol.* 452–453, 25–39. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.016>
- Christensen, E.D., Walstra, D.J., Emerat, N., 2002. Vertical variation of the flow across the surf zone. *Coast. Eng.* 45, 169–198. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00033-9](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00033-9)
- Christoffersen, J.B., Jonsson, I.G., 1985. Bed friction and dissipation in a combined current and wave motion. *Ocean Eng.* 12, 387–423. [https://doi.org/10.1016/0029-8018\(85\)90002-2](https://doi.org/10.1016/0029-8018(85)90002-2)
- Ciavola, P., Armaroli, C., Chiggiato, J., Valentini, A., Deserti, M., Perini, L., Luciani, P., 2007. Impact of storms along the coastline of Emilia-Romagna: The morphological signature on the Ravenna coastline (Italy). *J. Coast. Res.* URL [https://www.researchgate.net/publication/255048857\\_Impact\\_of\\_storms\\_along\\_the\\_coastline\\_of\\_Emilia\\_Romagna\\_The\\_morphological\\_signature\\_on\\_the\\_Ravenna\\_coastline\\_Italy](https://www.researchgate.net/publication/255048857_Impact_of_storms_along_the_coastline_of_Emilia_Romagna_The_morphological_signature_on_the_Ravenna_coastline_Italy)
- CIRIA, 1986. Sea walls: survey of performance and design practice.
- CIRIA, CUR, CETMEF, 2009. L'utilisation des enrochements dans les ouvrages hydrauliques Version française du Rock Manual.
- Claudino-Sales, V., Wang, P., Horwitz, M.H., 2008. Factors controlling the survival of coastal dunes during multiple hurricane impacts in 2004 and 2005: Santa Rosa barrier island, Florida. *Geomorphology* 95, 295–315. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.06.004>
- Clayton, K., 1979. Coastal geomorphology. *Coast. Geomorphol.* [https://doi.org/10.1007/978-3-642-41714-6\\_32855](https://doi.org/10.1007/978-3-642-41714-6_32855)
- Cohen, J.E., Small, C., Mellinger, A., Gallup, J., Sachs, J., 1997. Estimates of Coastal Populations. *Science* (80-. ). 278, 1209–1213. <https://doi.org/10.1126/SCIENCE.278.5341.1209C>
- Coles, S., 2001. An introduction to statistical modeling of extreme values 208.
- Corsini, S., Franco, L., Inghilesi, R., Piscopia, R., 2004. Italian Wave Atlas - Atlante delle Onde nei mari italiani 153.
- Costa, M., Silva, R., Vitorino, J., 2001. Contribuição Para O Estudo Do Clima De Agitação

# Références bibliographiques

- Marítima Na Costa Portuguesa. 2as Jornadas Port. Eng. Costeira e Portuária - Assoc. Int. Naveg. URL [https://www.researchgate.net/publication/235915369\\_Contribuicao\\_para\\_o\\_Estudo\\_do\\_Clima\\_de\\_Agitacao\\_Maritima\\_na\\_Costa\\_Portuguesa\\_in\\_Portuguese](https://www.researchgate.net/publication/235915369_Contribuicao_para_o_Estudo_do_Clima_de_Agitacao_Maritima_na_Costa_Portuguesa_in_Portuguese).
- Craciunescu, C.C., Christou, M., 2020. Wave breaking energy dissipation in long-crested focused wave groups based on JONSWAP spectra. *Appl. Ocean Res.* 99, 102144. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2020.102144>
- Crowell, M., Leatherman, S.P., Buckley, M.K., 1991. Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *J. Coast. Res.* 7, 839–852.
- Crowson, R.A., Birkemeier, W.A., Klein, H.M., Miller, H.C., 1988. SUPERDUCK nearshore processes experiment: summary of studies, CERC field research facility. Tech. Rep. - US Army Coast. Eng. Res. Cent. 88–12.
- Dahmani, A. el alim, Mezouar, K., Salem Cherif, Y., Sallaye, M., 2021. Coastal processes and nearshore hydrodynamics under high contrast wave exposure, Bateau-cassé and Stamboul coasts, Algiers Bay. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 250, 107169. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107169>
- Dai, Z.J., Liu, J.T., Lei, Y.P., Zhang, X.L., 2010. Patterns of sediment transport pathways on a headland bay beach-Nanwan Beach, South China: A case study. *J. Coast. Res.* 26, 1096–1103. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-09-00097.1>
- Dang Van, T., Pham Thi Phuong, T., 2008. A shoreline analysis using DSAS in Nam Dinh coastal area. *Int. J. Geoinformatics.* URL [https://www.researchgate.net/publication/288760812\\_A\\_shoreline\\_analysis\\_using\\_DSA\\_S\\_in\\_Nam\\_Dinh\\_coastal\\_area](https://www.researchgate.net/publication/288760812_A_shoreline_analysis_using_DSA_S_in_Nam_Dinh_coastal_area).
- Davies, A.M., Gerritsen, H., 1994. An intercomparison of three-dimensional tidal hydrodynamic models of the Irish Sea. *Tellus, Ser. A* 46 A, 200–221. <https://doi.org/10.3402/TELLUSA.V46I2.15474/PRINT/>
- Davies, J.L., 1974. The coastal sediment compartment. *Aust. Geogr. Stud.* 12, 139–151. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8470.1974.tb00270.x>
- De Bakker, A.T.M., Tissier, M.F.S., Ruessink, B.G., 2014. Shoreline dissipation of infragravity waves. *Cont. Shelf Res.* 72, 73–82. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.013>
- De Michele, C., Salvadori, G., Passoni, G., Vezzoli, R., 2007. A multivariate model of sea storms using copulas. *Coast. Eng.* 54, 734–751. <https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2007.05.007>
- de Toro, C., Vieira, R., Sevilla, M.J., 1995. Tidal Models of the Mediterranean Sea. *Main Diurnal and Semidiurnal Constituents.* Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 630–639. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-79721-7\\_67](https://doi.org/10.1007/978-3-642-79721-7_67)
- Degryse-Kulkarni, C., 2003. Morphodynamique de la zone de swash.
- Dehouck, A., 2006. Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère). Université de Bretagne occidentale - Brest.
- Del Río, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J., Valladares, M., Ribera, P., 2012. Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology* 143–144, 13–23. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2011.04.048>
- Desmazes, F., 2005. Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la Côte Aquitaine. Exemple de la Plage du Truc-Vert. URL [http://ori-oai.u-bordeaux1.fr/ori-oai-search/notice.html?id=u-bordeaux1-ori-419&format=dc\\_id&printable=true](http://ori-oai.u-bordeaux1.fr/ori-oai-search/notice.html?id=u-bordeaux1-ori-419&format=dc_id&printable=true).
- DHI, 2017. MIKE 21 Documentation. Documentation. URL [http://manuals.mikepoweredbydhi.help/2017/MIKE\\_21.htm#MIKE\\_21\\_Documentation](http://manuals.mikepoweredbydhi.help/2017/MIKE_21.htm#MIKE_21_Documentation).
- DHI, 2014. Couple Model FM (MIKE 21/3 FM ). User Guide.
- Do, K., Yoo, J., 2020. Morphological response to storms in an embayed beach having limited

# Références bibliographiques

- sediment thickness. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 234, 106636. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106636>
- Dolan, R., Davis, R.E., 1992. An intensity scale for Atlantic Coast Northeast Storms. *J. Coast. Res.* URL <https://www.jstor.org/stable/4298040>.
- Dolan, R., Hayden, B., Bosserman, K., Lisle, L., 1987. Frequency and Magnitude Data on Coastal Storms. *J. Coast. Res.* 3.
- Dolan, R., Hayden, B.P., May, P., et May, S., 1980. The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. *Shore and Beach*.
- Dolan, R., Lins, H., Hayden, B., 1988. Mid-Atlantic Coastal Storms. *J. Coast. Res.* 4.
- Domzig, A., 2006. Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne.
- Doodson, A.T., 1924. Meteorological Perturbations of Sea-Level and Tides. *Geophys. J. Int.* 1, 124–147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1924.tb05363.x>
- Doranzo, D.M., Dellino, P., 2013. Hydraulics of subaqueous ash flows as deduced from their deposits: 2. Water entrainment, sedimentation, and deposition, with implications on pyroclastic density current deposit emplacement. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 258, 176–186. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.04.013>
- Dorsch, W., Newland, T., Tassone, D., Tymons, S., Walker, D., 2008. A statistical approach to modelling the temporal patterns of ocean storms. *J. Coast. Res.* 24, 1430–1438. <https://doi.org/10.2112/07-0847.1>
- Drazen, D.A., Melville, W.K., Lenain, L., 2008. Inertial scaling of dissipation in unsteady breaking waves. *J. Fluid Mech.* 611, 307–332. <https://doi.org/10.1017/S0022112008002826>
- Dubarbier, B., 2014. Modélisation numérique de l'évolution des profils de plages sableuses dominées par l'action de la houle.
- Dubarbier, B., Castelle, B., Ruessink, G., Marieu, V., 2017. Mechanisms controlling the complete accretionary beach state sequence. *Geophys. Res. Lett.* 44, 5645–5654. <https://doi.org/10.1002/2017GL073094>
- EGIS EAU, IAU-IDF, B., 2013. Etude sur la vulnérabilité et l'adaptation de la Wilaya d'Alger au changement climatique et aux risques naturels.
- Elgar, S., Guza, R.T., 1985. Shoaling gravity waves: Comparisons between field observations, linear theory, and a nonlinear model. *J. Fluid Mech.* 158, 47–70. <https://doi.org/10.1017/S0022112085002543>
- Emmett, W.W., 1980. A field calibration of the sediment-trapping characteristics of the Helley-Smith bed-load sampler. *Prof. Pap.* 1139. <https://doi.org/10.3133/PP1139>
- Engelund, F., Fredsoe, J., 1976. A sediment transport model for straight alluvial channels. *Hydrol. Res.* 7, 293–306. <https://doi.org/10.2166/nh.1976.0019>
- Ernst, J.A., Matson, M., 1983. a Mediterranean Tropical Storm? *Weather* 38, 332–337. <https://doi.org/10.1002/j.1477-8696.1983.tb04818.x>
- Fan, D., Guo, Y., Wang, P., Shi, J.Z., 2006. Cross-Shore Variations in Morphodynamic Processes of an Open-Coast Mudflat in the Changjiang Delta, China: With an Emphasis on Storm Impacts. *Cont. Shelf Res.* 26, 517. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.011>
- Faranda, D., Coppola, E., 2022. The “Medicanes” (Mediterranean Hurricanes) and climate change – Xaida. Xaida. URL <https://xaida.eu/medicanes-and-climate-change/>
- Faye, I.B.N., 2010. Dynamique du trait de côte sur les littoraux sableux de la Mauritanie à la Guinée-Bissau (Afrique de l'Ouest): Approches régionale et locale par photo-interprétation, traitement d'images et analyse de cartes anciennes. Volume 1. URL <https://scanr.enseignementsup-recherche.gouv.fr/publication/these2010BRES1001>.

# Références bibliographiques

- Fernane, L., Matougui, R., Amarni, N., Belkessa, R., 2022. Variation in canyon morphology and their relationship with tectonic: the example of the western Algerian margin. *Arab. J. Geosci.* 2022 153 15, 1–19. <https://doi.org/10.1007/S12517-022-09566-6>
- Ferrarin, C., Pantillon, F., Davolio, S., Bajo, M., Miglietta, M.M., Avolio, E., Carrió, D.S., Pytharoulis, I., Sanchez, C., Patlakas, P., González-Alemán, J.J., Flaounas, E., 2023. Assessing the coastal hazard of medicane Ianos through ensemble modelling. *EGU sphere* 2023, 1–21. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-990>
- Ferreira, Ó., 2006. The role of storm groups in the erosion of sandy coasts. *Earth Surf. Process. Landforms* 31, 1058–1060. <https://doi.org/10.1002/ESP.1378>
- Ferreira, Ó., Almeida, L.P., Rodrigues, B., Matias, A., 2010. Determination of thresholds for storm impacts. *Av. la Geomorfol. en España 2008-2010*. URL [https://www.researchgate.net/publication/235951475\\_Determination\\_of\\_thresholds\\_for\\_storm\\_impacts](https://www.researchgate.net/publication/235951475_Determination_of_thresholds_for_storm_impacts).
- Fontoura, J.A.S., Almeida, L.E., Calliari, L.J., Cavalcanti, A.M., Möller, O., Romeu, M.A.R., Christófaró, B.R., 2013. Coastal Hydrodynamics and Longshore Transport of Sand on Cassino Beach and on Mar Grosso Beach, Southern Brazil. *J. Coast. Res.* 289, 855–869. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-11-00236.1>
- Forbes, D.L., Parkes, G.S., Manson, G.K., Ketch, L.A., 2004. Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Mar. Geol.* 210, 169–204. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.009>
- Fredsøe, J., 1984. Turbulent Boundary Layer in Wave-current Motion. *J. Hydraul. Eng.* 110, 1103–1120. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1984\)110:8\(1103\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:8(1103))
- Fredsøe, J., Deigaard, R., 1992a. *Mechanics of Coastal Sediment Transport, Advanced Series on Ocean Engineering*. WORLD SCIENTIFIC. <https://doi.org/10.1142/1546>
- Fredsøe, J., Deigaard, R., 1992b. *Mechanics of Coastal Sediment Transport, Advanced Series on Ocean Engineering*. WORLD SCIENTIFIC. <https://doi.org/10.1142/1546>
- Furmańczyk, K.K., Dudzińska-Nowak, J., Furmańczyk, K.A., Papińska-Swerpel, B., Brzezowska, N., 2012. Critical storm thresholds for the generation of significant dune erosion at Dziwnow Spit, Poland. *Geomorphology* 143–144, 62–68. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2011.09.007>
- Gaertner, M.A., Jacob, D., Gil, V., Domínguez, M., Padorno, E., Sánchez, E., Castro, M., 2007. Tropical cyclones over the Mediterranean Sea in climate change simulations. *Geophys. Res. Lett.* 34, 14711. <https://doi.org/10.1029/2007GL029977>
- Gencarelli, R., Tomasicchio, G.R., Veltri, P., 2007. Wave Height Long Term Prediction Based on the Use of the Spread Parameter. *World Sci.* 701–713. [https://doi.org/10.1142/9789812709554\\_0060](https://doi.org/10.1142/9789812709554_0060)
- George O'grady, J., 2018. NEARSHORE MODELLING OF LONGSHORE SEDIMENT TRANSPORT IN THE APPLICATION TO CLIMATE CHANGE STUDIES AT NINETY MILE BEACH, AUSTRALIA.
- Gervais, M., 2012. Impacts morphologiques des surcotes et vagues de tempêtes sur le littoral méditerranéen.
- Gibeaut, J.C., Gutierrez, R., Hepner, T.L., 2002. Threshold Conditions for Episodic Beach Erosion along the Southeast Texas Coast. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.* 52.
- Gilleland, E., Katz, R.W., 2016. ExtRemes 2.0: An extreme value analysis package in R. *J. Stat. Softw.* 72. <https://doi.org/10.18637/jss.v072.i08>
- Gilleland, E., Ribatet, M., Stephenson, A.G., 2013. A software review for extreme value analysis. *Extremes* 16, 103–119. <https://doi.org/10.1007/s10687-012-0155-0>
- Glangeaud, L., 1952. Histoire géologique de la province d'Alger.
- Goda, Y., 2010. Reanalysis of regular and random breaking wave statistics. *Coast. Eng. J.* 52,

# Références bibliographiques

- 71–106. <https://doi.org/10.1142/S0578563410002129>
- Goda, Y., 2004. Spread Parameter of Extreme Wave Height Distribution for Performance-Based Design of Maritime Structures. *J. Waterw. Port, Coastal, Ocean Eng.* 130, 29–38. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)0733-950x\(2004\)130:1\(29\)](https://doi.org/10.1061/(asce)0733-950x(2004)130:1(29))
- Goda, Y., Hawkes, P., Mansard, E., Martin, M.J., Mathiesen, M., Peltier, E., Thompson, E., Vledder, G. van, 1993. Intercomparison of extremal wave analysis methods using numerically simulated data.
- Goudarzi, M.A., Landry, R.J., 2017. Assessing horizontal positional accuracy of Google Earth imagery in the city of Montreal, Canada. *Vilnius Gedim. Tech. Univ.* 43, 56–65. <https://doi.org/10.3846/20296991.2017.1330767>
- Gracia, V., García, M., Grifoll, M., Sánchez-Arcilla, A., 2013. Breaching of a barrier under extreme events. The role of morphodynamic simulations. *J. Coast. Res.* 951–956. <https://doi.org/10.2112/SI65-161>
- Grandry, M., Degré, A., Gailliez, S., 2018a. HydroTrend - Rapport final.
- Grandry, M., Degré, A., Gailliez, S., 2018b. HydroTrend - Rapport final. <https://doi.org/10.3/JQUERY-ULJS>
- Grant, W.D., Madsen, O.S., 1979. Combined wave and current interaction with a rough bottom. *J. Geophys. Res. Ocean.* 84, 1797–1808. <https://doi.org/10.1029/JC084IC04P01797>
- Grasso, F., 2009. Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages. URL [https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00432041/%0Ahttps://www.researchgate.net/profile/Florent\\_Grasso/publication/38958550\\_Modlisation\\_physique\\_de\\_la\\_dynamique\\_hydro-sedimentaire\\_des\\_plages/links/00b4953216932707b4000000.pdf](https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00432041/%0Ahttps://www.researchgate.net/profile/Florent_Grasso/publication/38958550_Modlisation_physique_de_la_dynamique_hydro-sedimentaire_des_plages/links/00b4953216932707b4000000.pdf).
- Grasso, F., Castelle, B., Ruessink, B.G., 2012. Turbulence dissipation under breaking waves and bores in a natural surf zone. *Cont. Shelf Res.* 43, 133–141. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.05.014>
- Greenwood, B., Osborne, P.D., 1990. Vertical and horizontal structure in cross-shore flows: An example of undertow and wave set-up on a barred beach. *Coast. Eng.* 14, 543–580. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(90\)90034-T](https://doi.org/10.1016/0378-3839(90)90034-T)
- Guilcher, A., 1954. Morphologie littorale et sous- marine. *Inf. Geogr.* 19, 125–126.
- Haerens, P., Bolle, A., Trouw, K., Houthuys, R., 2012. Definition of storm thresholds for significant morphological change of the sandy beaches along the Belgian coastline. *Geomorphology* 143–144, 104–117. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2011.09.015>
- Hallegatte, S., Green, C., Nicholls, R.J., Corfee-Morlot, J., 2013. Future flood losses in major coastal cities. *Nat. Clim. Chang.* 3, 802–806. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1979>
- Hassannezhad, M., Soltanpour, M., Haghghi, S., 2011. 2D hydrodynamic modeling and measurements of Chabahar bay. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2307/26482332>
- Hein, C.J., Fallon, A.R., Rosen, P., Hoagland, P., Georgiou, I.Y., FitzGerald, D.M., Morris, M., Baker, S., Marino, G.B., Fitzsimons, G., 2019. Shoreline dynamics along a developed river mouth barrier island: Multi-decadal cycles of erosion and event-driven mitigation. *Front. Earth Sci.* 7, 103. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00103>
- Helley, E.J., Smith, W., 1971. Development and calibration of a pressure-difference bedload sampler. *Open-File Rep.* <https://doi.org/10.3133/OFR73108>
- Hemer, M.A., Wang, X.L., Weissse, R., Swail, V.R., 2012. Advancing wind-waves climate science: The COWCLIP project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 93, 791–796. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00184.1>
- Henry, P.Y., Tørum, A., Arntsen, Ø., Myrhaug, D., Ong, M.C., 2012. Probability of exceeding the critical shear stress for sand motion in specific wave and current conditions. *Proc. Coast. Eng. Conf.* <https://doi.org/10.9753/icce.v33.sediment.4>

# Références bibliographiques

- Héquette, A., 2001. Courants et transports sédimentaires dans la zone littorale : le rôle des courants orbitaux et de downwelling / Currents and sediment transport in the coastal zone: the role of orbital and downwelling currents. *Géomorphologie Reli. Process. Environ.* 7, 5–16. <https://doi.org/10.3406/morfo.2001.1082>
- Himmelstoss, E.A., 2009. DSAS 4.0—Installation Instructions and User Guide.. URL [https://www.scirp.org/\(S\(351jmbntvnsjt1aadkposzje\)\)/reference/ReferencesPapers.aspx?ReferenceID=1362997](https://www.scirp.org/(S(351jmbntvnsjt1aadkposzje))/reference/ReferencesPapers.aspx?ReferenceID=1362997).
- Hinkel, J., Nicholls, R.J., Tol, R.S.J., Wang, Z.B., Hamilton, J.M., Boot, G., Vafeidis, A.T., McFadden, L., Ganopolski, A., Klein, R.J.T., 2013. A global analysis of erosion of sandy beaches and sea-level rise: An application of DIVA. *Glob. Planet. Change* 111, 150–158. <https://doi.org/10.1016/J.GLOPLACHA.2013.09.002>
- Hoefel, F., Elgar, S., 2003. Wave-induced sediment transport and sandbar migration. *Science (80-. )*. 299, 1885–1887. <https://doi.org/10.1126/science.1081448>
- Hoegh-Guldberg, O., Jacob, D., Taylor, M., Bindi, M., Brown, S., Camilloni, I., Diedhiou, A., Djalante, R., Ebi, K.L., Engelbrecht, F., Guiot, J., Hijioka, Y., Mehrotra, S., Payne, A., Seneviratne, S.I., Thomas, A., Warren, R., Zhou, G., 2018. Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change.. IPCC.
- Hofland, B., 2005. Rock & roll: Turbulence-induced damage to granular bed protections. *Commun. Hydraul. Geotech. Eng.*
- Holthuijsen, L.H., 2007. Waves in oceanic and coastal waters. *Waves Ocean. Coast. Waters.* <https://doi.org/10.1017/CBO9780511618536>
- Horikawa, K., 1988. Nearshore dynamics and coastal processes : theory, measurement, and predictive models. University of Tokyo Press, [Tokyo] :
- Horta, J., Oliveira, S., Moura, D., Ferreira, Ó., 2018. Nearshore hydrodynamics at pocket beaches with contrasting wave exposure in southern Portugal. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 204, 40–55. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.02.018>
- Houser, C., 2009. Synchronization of transport and supply in beach-dune interaction. *Prog. Phys. Geogr.* 33, 733–746. <https://doi.org/10.1177/0309133309350120>
- Hu, P., Li, W., He, Z., Pähtz, T., Yue, Z., 2015. Well-balanced and flexible morphological modeling of swash hydrodynamics and sediment transport. *Coast. Eng.* 96, 27–37. <https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2014.10.010>
- Hu, P., Tan, L., He, Z., 2020a. Numerical Investigation on the Adaptation of Dam-Break Flow-Induced Bed Load Transport to the Capacity Regime over a Sloping Bed. *J. Coast. Res.* 36, 1237–1246. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-19-00120.1>
- Hu, P., Xie, J., Li, W., He, Z., Marsooli, R., Wu, W., 2020b. A RANS numerical study of experimental swash flows and its bed shear stress estimation. *Appl. Ocean Res.* 100, 102145. <https://doi.org/10.1016/J.APOR.2020.102145>
- Hubbell, D.W., Stevens, H.H., Skinner, J.V., Beverage, J.P., 1985. New approach to calibrating bed load samplers. *J. Hydraul. Eng.* 111, 677–694. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1985\)111:4\(677\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1985)111:4(677))
- Huguet, J., 2019. Dynamique Hydrosédimentaire en milieu portuaire : Application au port de plaisance de la Rochelle.
- Huynh-Thanh, S., Temperville, A., 1991. Numerical model of the rough turbulent boundary layer in combined wave and current interaction. *Proc. Coast. Eng. Conf.* 1, 853–866. <https://doi.org/10.1061/9780872627765.067>
- Ilich, K., Bishopp, S., Li, F., Bicknell, C., 2009. Erosive capacity of storms on a typical sandy beach, cross-shore sediment transport modelling. *Proc. 5th West. Aust. state.* URL

# Références bibliographiques

- [https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as\\_sdt=0%2C5&q=Ilich%2C+K.%2C+Bishop%2C+S.%2C+Li%2C+F.%2C+Bicknell%2C+C.%2C+2009.+Erosive+capacity+of+storms+on+a+typical&btnG=](https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=Ilich%2C+K.%2C+Bishop%2C+S.%2C+Li%2C+F.%2C+Bicknell%2C+C.%2C+2009.+Erosive+capacity+of+storms+on+a+typical&btnG=).
- Info climat, 2021. Infoclimat - la météo en temps réel : observations météo en direct, prévisions, archives climatologiques, photos et vidéos. URL <https://www.infoclimat.fr/>.
- INFOPLAZA, 2021. Waveclimate.com: The on-line offshore climate assessment system. URL <http://waveclimate.com/cgi-bin/query>.
- Inman, D.L., Gayman, W.R., Cox, D.C., 1964. Littoral sedimentary processes on Kauai, a subtropical high island, Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(64\)90239-6](https://doi.org/10.1016/0011-7471(64)90239-6)
- IPCC, 2023. AR6 Synthesis Report: Climate Change 2023 — IPCC. AR6 Synth. Rep. Clim. Chang. 2023 — IPCC. URL <https://www.ipcc.ch/report/sixth-assessment-report-cycle/>.
- IPCC, 2022. AR6 Climate Change 2022: Mitigation of Climate Change — IPCC. Ipc. URL <https://www.ipcc.ch/report/sixth-assessment-report-working-group-3/> (accessed 2.13.23).
- Iribarren, R., Nogales, C., 1954. Other verifications of the formula for calculating breakwater embankments. Perm. Int. Assoc. Navig. Congr. 39.
- ISO, 2005. ISO 19901-1 : 2005 - Petroleum and natural gas industries — Specific requirements for offshore structures — Part 1: Metocean design and operating considerations. Int. Stand. Organ. Geneva. URL <https://www.iso.org/standard/34586.html>.
- Izaguirre, C., Méndez, F.J., Espejo, A., Losada, I.J., Reguero, B.G., 2013. Extreme wave climate changes in Central-South America. Clim. Change 119, 277–290. <https://doi.org/10.1007/S10584-013-0712-9>
- Izaguirre, C., Mendez, F.J., Menendez, M., Luceño, A., Losada, I.J., 2010. Extreme wave climate variability in southern Europe using satellite data. J. Geophys. Res. Ocean. 115, 4009. <https://doi.org/10.1029/2009JC005802>
- Jabbar, M., 2017. Dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages et impact sur les stocks sableux : vers une meilleure stratégie de gestion des risques côtiers. Université de Bretagne occidentale - Brest.
- Janssen-Stelder, B., 2000. The effect of different hydrodynamic conditions on the morphodynamics of a tidal mudflat in the Dutch Wadden Sea. Cont. Shelf Res. 20, 1461–1478. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00032-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00032-7)
- Jiménez, J.A., Ciavola, P., Balouin, Y., Armaroli, C., Bosom, E., Gervais, M., 2009. Geomorphic coastal vulnerability to storms in microtidal fetch-limited environments: Application to NW Mediterranean & N Adriatic Seas. J. Coast. Res. URL [https://www.researchgate.net/publication/231582625\\_Geomorphic\\_coastal\\_vulnerability\\_to\\_storms\\_in\\_microtidal\\_fetch-limited\\_environments\\_Application\\_to\\_NW\\_Mediterranean\\_N\\_Adriatic\\_Seas](https://www.researchgate.net/publication/231582625_Geomorphic_coastal_vulnerability_to_storms_in_microtidal_fetch-limited_environments_Application_to_NW_Mediterranean_N_Adriatic_Seas).
- Jiménez, J.A., Sánchez-Arcilla, A., Valdemoro, H.I., Gracia, V., Nieto, F., 1997. Processes reshaping the Ebro delta. Mar. Geol. 144, 59–79. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00076-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00076-5)
- Johnson, H.K., Kofoed-Hansen, H., 2000. Influence of bottom friction on sea surface roughness and its impact on shallow water wind wave modeling. J. Phys. Oceanogr. 30, 1743–1756. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<1743:IOBFOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<1743:IOBFOS>2.0.CO;2)
- Jonathan, P., Randell, D., Wu, Y., Ewans, K., 2014. Return level estimation from non-stationary spatial data exhibiting multidimensional covariate effects. Ocean Eng. 88, 520–532. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2014.07.007>
- Kaddour, S., Hemdane, Y., Kessali, N., Belabdi, K., Sallaye, M., 2022. Study of Shoreline Changes Through Digital Shoreline Analysis System and Wave Modeling: Case of the Sandy Coast of Bou-Ismaïl Bay, Algeria. Ocean Sci. J. 57, 493–527.

# Références bibliographiques

- <https://doi.org/10.1007/S12601-022-00083-X>
- Kamphuis, J.W., 2010. Introduction to Coastal Engineering and Management, 2nd Edition. *Intro. to Coast. Eng. Manag.* 2nd Ed. 1–525. <https://doi.org/10.1142/7021>
- Katz, O., Mushkin, A., 2013. Characteristics of sea-cliff erosion induced by a strong winter storm in the eastern Mediterranean. *Quat. Res.* 80, 20–32. <https://doi.org/10.1016/J.YQRES.2013.04.004>
- Kermani, S., Boutiba, M., Guendouz, M., Guettouche, M.S., Khelfani, D., 2016. Detection and analysis of shoreline changes using geospatial tools and automatic computation: Case of jijelian sandy coast (East Algeria). *Ocean Coast. Manag.* 132, 46–58. <https://doi.org/10.1016/J.OCECOAMAN.2016.08.010>
- Khalfani, D., Boutiba, M., 2019. Longshore Sediment Transport Rate Estimation near Harbor under Low and High Wave-Energy Conditions: Fluorescent Tracers Experiment. *J. Waterw. Port, Coastal, Ocean Eng.* 145, 04019015. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)ww.1943-5460.0000517](https://doi.org/10.1061/(asce)ww.1943-5460.0000517)
- Kleinhans, M.G., Rijn, L.C. van, 2002. Stochastic Prediction of Sediment Transport in Sand-Gravel Bed Rivers. *J. Hydraul. Eng.* 128, 412–425. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2002\)128:4\(412\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:4(412))
- Klentszman, C.A., 2007. Using Principles of Momentum Conservation to Develop a Coastal Storm Impulse Scale ( COSI ). *Civ. Environ. Eng. Theses Diss.* 431. <https://doi.org/10.25777/b63c-se03>
- Komar, P., 1998. Beach processes and sedimentation.
- Komar, P.D., Miller, M.C., 1974. Sediment Threshold Under Oscillatory Waves. *Coast. Eng. Proc.* 1, 756–775. <https://doi.org/10.9753/icce.v14.44>
- Komen, G.J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P.A.E.M., 1994. Dynamics and Modelling of Ocean Waves, Dynamics and Modelling of Ocean Waves. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511628955>
- Kraus, N.C., 1987. Application of portable traps for obtaining point measurements of sediment transport rates in the surf zone. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2307/4297270>
- Kraus, N.C., Rosati, J.D., 1997. Interpretation of Shoreline-Position Data for Coastal Engineering Analysis. <https://doi.org/10.21236/ADA591274>
- Kriebel, D.L., Dean, R.G., 1993. Convolution Method for Time-Dependent Beach-Profile Response. *J. Waterw. Port Coastal, Ocean Eng.* 119, 204–226. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1993\)119:2\(204\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1993)119:2(204))
- Kulmar, M., Lord, D., Sanderson, B., 2005. Future directions for wave data collection in New South Wales. 17th Australas. Coast. Ocean Eng. Conf. 2005 10th Australas. Port Harb. Conf. 2005, COASTS PORTS 2005 167–172.
- Langbein, W.B., 1949. Annual floods and the partial-duration flood series. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 30, 879–881. <https://doi.org/10.1029/TR030I006P00879>
- Larid, M., 2015. Feedback contribution to an integrated coastal management plan: Application to the Reghaia's coastal Wetland (Algiers province). *Mediterranee* 125, 141–152. <https://doi.org/10.4000/mediterranee.8091>
- Latapy, A., 2020. Influence des modifications morphologiques de l'avant-côte sur l'hydrodynamisme et l'évolution du littoral des Hauts-de-France depuis le XIXe siècle. <http://www.theses.fr>.
- Le Hir, P., 2008. AIDE MEMOIRE DE DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE.
- Le Mauff, B., 2018. Dynamique hydro-sédimentaire du goulet de Fromentine et des plages adjacentes jusqu'au Pays-de-Monts. <http://www.theses.fr>.
- Le Roux, J.P., 2007. A simple method to determine breaker height and depth for different deepwater wave height/length ratios and sea floor slopes. *Coast. Eng.* 54, 271–277.

# Références bibliographiques

- <https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2006.10.001>
- Leclaire, L., 1972. La Sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin algéro-Baléares : précontinent algérien. Mémoires du Muséum Natl. d'histoire Nat. Série C, Sci. la terre ; 24 391.
- LEM, 1996. Expertise pour l'étude de protection de rivage du site est de la baie d'Alger.
- Letetrel, C., Marcos, M., Martín Míguez, B., Woppelmann, G., 2010. Sea level extremes in Marseille (NW Mediterranean) during 1885-2008. *Cont. Shelf Res.* 30, 1267–1274. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.04.003>
- Levoy, F., 1994. Évolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales : l'exemple de la côte ouest du Cotentin. <http://www.theses.fr>.
- Li, F., van Gelder, P.H.A.J.M., Ranasinghe, R., Callaghan, D.P., Jongejan, R.B., 2014. Probabilistic modelling of extreme storms along the Dutch coast. *Coast. Eng.* 86, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.12.009>
- Li, G., Xu, K., Xue, Z.G., Liu, H., Bentley, S.J., 2020. Hydrodynamics and sediment dynamics in Barataria Bay, Louisiana, USA. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 107090. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.107090>
- Li, J., Zhu, L., Zhang, S., 2017. Numerical model on the flow dynamics around the sediment-water interface in the tidal coastal area. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 194, 57–65. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.05.018>
- Li, W., Hu, P., Pähtz, T., He, Z., Cao, Z., 2017. Limitations of empirical sediment transport formulas for shallow water and their consequences for swash zone modelling. *J. Hydraul. Res.* 55, 114–120. <https://doi.org/10.1080/00221686.2016.1212942>
- Lim, G., Jayaratne, R., Shibayama, T., 2020. Suspended sand concentration models under breaking waves: Evaluation of new and existing formulations. *Mar. Geol.* 426, 106197. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106197>
- Lin-Ye, J., Garcia-Leon, M., Gracia, V., Sanchez-Arcilla, A., 2016. A multivariate statistical model of extreme events: An application to the Catalan coast. *Coast. Eng.* 117, 138–156. <https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2016.08.002>
- Lionello, P., Bhend, J., Buzzi, A., Della-Marta, P.M., Krichak, S.O., Jansà, A., Maheras, P., Sanna, A., Trigo, I.F., Trigo, R., 2006. Chapter 6 : Cyclones in the Mediterranean region: Climatology and effects on the environment. *Dev. Earth Environ. Sci.* 4, 325–372. [https://doi.org/10.1016/S1571-9197\(06\)80009-1](https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80009-1)
- Liu, S., Fraser, C.S., Zhang, C., Ravanbakhsh, M., Tong, X., 2011. Georeferencing performance of THEOS satellite imagery. *Photogramm. Rec.* 26, 250–262. <https://doi.org/10.1111/J.1477-9730.2011.00639.X>
- Lombard, A., 2005. Les variations actuelles du niveau de la mer : observations et causes. <http://www.theses.fr>.
- Longuet-Higgins, M.S., 1970. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 1. *J. Geophys. Res.* 75, 6778–6789. <https://doi.org/10.1029/JC075i033p06778>
- Longuet-Higgins, M.S., Stewart, R. w., 1964. Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. *Deep. Res. Oceanogr. Abstr.* 11, 529–562. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(64\)90001-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(64)90001-4)
- Longuet-Higgins, M.S., Stewart, R.W., 1962. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beats.' *J. Fluid Mech.* 13, 481–504. <https://doi.org/10.1017/S0022112062000877>
- Lopatoukhin, L., Boukhanovsky, A., 2006. Extreme And Freak Waves: (The Difference and Similarity) 1–14.
- Lord, D., Kulmar, M., 2000. The 1974 storms revisited: 25 years experience in ocean wave measurement along the South-East Australian Coast. *Coast. Eng.* 2000 - Proc. 27th Int.

# Références bibliographiques

- Conf. Coast. Eng. ICCE 2000 276, 559–572. [https://doi.org/10.1061/40549\(276\)44](https://doi.org/10.1061/40549(276)44)
- Loureiro, C., Ferreira, Ó., Cooper, J.A.G., 2012. Extreme erosion on high-energy embayed beaches: Influence of megarrips and storm grouping. *Geomorphology* 139–140, 155–171. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.013>
- Lozano, C., Candela, J., 1995. OCEANOLOGICA ACTA-VOL. 18-N°4 ~ The M 2 tide in the Mediterranean Sea: dynamic analysis and data assimilation PRIM0-0 Ti de Semi-enclosed basin mode Mediterranean circulation Data assimilation, *Oceanologica Acta*. Gauthier-Villars.
- Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S., 2018. The State of the World's Beaches. *Sci. Reports* 2018 8, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>
- Lykke Andersen, T., Frigaard, P., Damsgaard, M.L., De Vos, L., 2011. Wave run-up on slender piles in design conditions — Model tests and design rules for offshore wind. *Coast. Eng.* 58, 281–289. <https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2010.10.002>
- Mahabot, M.-M., 2016. SUIVI MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES RECIFALES DE LA REUNION EN CONTEXTE D'OBSERVATOIRE.
- Malarkey, J., Davies, A.G., 2012. A simple procedure for calculating the mean and maximum bed stress under wave and current conditions for rough turbulent flow based on method. *Comput. Geosci.* 43, 101–107. <https://doi.org/10.1016/J.CAGEO.2012.02.020>
- Manca, E., Pascucci, V., Deluca, M., Cossu, A., Andreucci, S., 2013. Shoreline evolution related to coastal development of a managed beach in Alghero, Sardinia, Italy. *Ocean Coast. Manag.* 85, 65–76. <https://doi.org/10.1016/J.OCECOAMAN.2013.09.008>
- Maouche, S., 1987. Mécanismes hydrosédimentaires en baie d'alger (algerie): approche sédimentologique, géochimique et traitement statistique. *theses.fr*.
- Maouche, S., Morhange, C., Meghraoui, M., 2009. Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.013>
- Martzikos, N.T., Prinos, P.E., Memos, C.D., Tsoukala, V.K., 2021. Statistical analysis of Mediterranean coastal storms. *Oceanologia* 63, 133–148. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANO.2020.11.001>
- Masselink, G., Austin, M., Scott, T., Poate, T., Russell, P., 2014. Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. *Geomorphology* 226, 76–93. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2014.07.025>
- Masselink, G., Black, K.P., 1995. Magnitude and cross-shore distribution of bed return flow measured on natural beaches. *Coast. Eng.* 25, 165–190. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(95\)00002-S](https://doi.org/10.1016/0378-3839(95)00002-S)
- Masselink, G., Kroon, A., Davidson-Arnott, R.G.D., 2006. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings - A review. *Geomorphology* 73, 33–49. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.06.007>
- MATEV, 2014. Plan de gestion reghaia -algerie-. Ministère l'aménagement du Territ. l'environnement la V.
- Mathiesen, M., Goda, Y., Hawkes, P.J., Mansard, E., Martín, M.J., Peltier, E., Thompson, E.F., Van Vledder, G., 1994. Methodes conseillées pour l'analyse des houles extreme. *J. Hydraul. Res.* 32, 803–814. <https://doi.org/10.1080/00221689409498691>
- Mauff, B.L., 2019. Les dynamiques hydro-sédimentaires du Goulet de Fromentine, de la Baie de Bourgneuf et des plages adjacentes. *undefined*.
- McHugh, C.M.G., Damuth, J.E., Mountain, G.S., 2002. Cenozoic mass-transport facies and their correlation with relative sea-level change, New Jersey continental margin. *Mar. Geol.* 184, 295–334. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00240-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00240-7)

# Références bibliographiques

- Méndez, F.J., Menéndez, M., Luceño, A., Medina, R., Graham, N.E., 2008. Seasonality and duration in extreme value distributions of significant wave height. *Ocean Eng.* 1, 131–138. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2007.07.012>
- Mendoza, E., Jiménez, J., 2006. Storm-induced beach erosion potential on the Catalan coast. *Proc. 3rd Spanish Conf. Coast. Geomorphol.* URL <http://www.jstor.org/stable/25737386>.
- Mendoza, E.T., 2008. Coastal Vulnerability to Storms in the Catalan Coast.
- Mendoza, E.T., Jiménez, J.A., 2004. Factors Controlling Vulnerability To Storm Impacts Along the Catalan Coast. *Coast. Eng.* 3087–3099. [https://doi.org/10.1142/9789812701916\\_0249](https://doi.org/10.1142/9789812701916_0249)
- Mendoza, E.T., Jimenez, J.A., Mateo, J., 2011. A coastal storms intensity scale for the Catalan sea (NW Mediterranean). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 2453–2462. <https://doi.org/10.5194/NHESS-11-2453-2011>
- Mendoza, E.T., Trejo-Rangel, M.A., Salles, P., Appendini, C.M., Lopez-Gonzalez, J., Torres-Freyermuth, A., 2013. Storm characterization and coastal hazards in the Yucatan Peninsula. *J. Coast. Res.* 65, 790–795. <https://doi.org/10.2112/si65-134.1>
- Mezouar, K., Ciortan, R., 2020. Coastal Processes and Longshore Sediment Transport along Zemmouri Bay, Central East Coast of Algeria. *Ovidius Univ. Ann. Constanta - Ser. Civ. Eng.* 21, 7–15. <https://doi.org/10.2478/ouacsce-2019-0001>
- Miller, J.K., Livermont, E., 2009. a Predictive Index for Wave and Storm Surge Induced Erosion. *Conf. Coast. Eng. 2008 - 31st Int. Conf.* 4143–4153. [https://doi.org/10.1142/9789814277426\\_0344](https://doi.org/10.1142/9789814277426_0344)
- Miller, R.L., Meselhe, E.A., 2008. Louisiana Chenier Plain Regional Hydrodynamic and Salinity Numerical Model, in: *Estuarine and Coastal Modeling (2007)*. American Society of Civil Engineers, Reston, VA, pp. 407–426. [https://doi.org/10.1061/40990\(324\)25](https://doi.org/10.1061/40990(324)25)
- Millot, C., 1987. Circulation in the Western Mediterranean Sea, *Oceanologica Acta*. Gauthier-Villars.
- Ministère de l'écologie, 2010. La gestion du trait de côte. *Libr. Quae des livres au coeur des Sci.* URL <https://www.quae.com/produit/885/9782759209880/la-gestion-du-trait-de-cote>.
- Ministry of the environment and PAP RAC/PAM, 2015. National Strategy for Integrated Coastal Zone Management in Algeria. Appui PAM-MedPartnership, UNESCO. URL [http://pap-thecoastcentre.org/pdfs/GIZC\\_Strategie\\_nationale\\_Algerie.pdf](http://pap-thecoastcentre.org/pdfs/GIZC_Strategie_nationale_Algerie.pdf).
- Moore, L.J., 2000. Shoreline Mapping Techniques. *J. Coast. Res.* 16.
- Morellato, D., Benoit, M., 2009. Construction d'une base de données d'états de mer le long des côtes françaises méditerranéennes par simulations rétrospectives couvrant la période 1979-2008. *Conférence Méditerranéenne Côtière Marit. Ed.* 1. <https://doi.org/10.5150/cmcm.2009.037-4>
- Mori, N., Yasuda, T., Mase, H., Tom, T., Oku, Y., 2010. Projection of Extreme Wave Climate Change under Global Warming. *Hydrol. Res. Lett.* 4, 15–19. <https://doi.org/10.3178/HRL.4.15>
- Moron, V., Sabatier, F., Brunel, C., Meulé, S., Ullmann, A., Gaufrès, P., Sergent, P., Laborie, V., Heurtefeux, H., Hoepffner, M., Boichard, J.L., Chauvelon, P., Pichaud, M., Ouasine, A., 2007. IMPLIT – Impact des événements extrêmes (tempêtes et surcotes) sur les hydrosystèmes du littoral méditerranéen dans le cadre du changement climatique. GICC. URL [https://www.google.fr/search?sxsrf=AJOqlzWJ0qmT6qecNBdhubM00gnTUXIB4mw:1676363392123&q=IMPACT+-+Impact+des+événements+extrêmes+\(tempêtes+et+surcotes\)+sur+les+hydrosystèmes+du+littoral+méditerranéen+dans+le+cadre+du+changement+climatique&spell=1&sa=X&ved=2a](https://www.google.fr/search?sxsrf=AJOqlzWJ0qmT6qecNBdhubM00gnTUXIB4mw:1676363392123&q=IMPACT+-+Impact+des+événements+extrêmes+(tempêtes+et+surcotes)+sur+les+hydrosystèmes+du+littoral+méditerranéen+dans+le+cadre+du+changement+climatique&spell=1&sa=X&ved=2a).

# Références bibliographiques

- Morton, I.D., Bowers, J., Mould, G., 1997. Estimating return period wave heights and wind speeds using a seasonal point process model. *Coast. Eng.* 31, 305–326. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(97\)00016-1](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(97)00016-1)
- Morton, R.A., 2002. Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches - A preliminary basis for near real-time forecasting. *J. Coast. Res.* 18, 486–501.
- Moussaid, J., Fora, A.A., Zourarah, B., Maanan, Mehdi, Maanan, Mohamed, 2015. Using automatic computation to analyze the rate of shoreline change on the Kenitra coast, Morocco. *Ocean Eng.* 102, 71–77. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2015.04.044>
- Muller, J., Wüst, R.A.J., Hearty, P.J., 2006. Sediment transport along an artificial shoreline: “The Strand”, Townsville, NE-Queensland, Australia. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 66, 204–210. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.09.002>
- Munger, S., Kraus, N., 2010. Frequency of Extreme Storms Based on Beach Erosion at Northern Assateague Island, Maryland. *Shore & beach.* URL [http://www.asbpa.org/publications/pubs\\_S\\_and\\_B\\_abstracts78\\_2.htm](http://www.asbpa.org/publications/pubs_S_and_B_abstracts78_2.htm).
- Musereau, J., Regnauld, H., Planchon, O., 2007. Vulnérabilité aux tempêtes des dunes littorales : développement d’un modèle de prédiction du dommage à travers l’exemple de Saint-Trojan (Île d’Oléron, France). *Climatologie* 4, 145–166. <https://doi.org/10.4267/climatologie.819>
- Myrhaug, D., Ong, M.C., 2021. Note on estimating bed shear stress caused by breaking random waves. *Oceanologia* 63, 385–390. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANO.2021.03.004>
- Myrhaug, D., Slaattelid, O.H., 1990. A rational approach to wave-current friction coefficients for rough, smooth and transitional turbulent flow. *Coast. Eng.* 14, 265–293. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(90\)90027-T](https://doi.org/10.1016/0378-3839(90)90027-T)
- NASA, 2023. EOSDIS Worldview. L. NDVI Aver. URL <https://worldview.earthdata.nasa.gov/%0Ahttps://worldview.earthdata.nasa.gov/%0Ahttps://worldview.earthdata.nasa.gov/?v=-86.4027207293003,-4.129922438660202,112.44610035253048,95.4325775613398&t=2017-01-01-T15%253A19%25>.
- NASA WorldWind, 2020. NASA WorldWind. URL <https://worldwind.arc.nasa.gov/>.
- Naseef, T.M., Kumar, V.S., 2017. Variations in return value estimate of ocean surface waves - A study based on measured buoy data and ERA-Interim reanalysis data. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 17, 1763–1778. <https://doi.org/10.5194/NHESS-17-1763-2017>
- Natesan, U., Parthasarathy, A., Vishnunath, R., Kumar, G.E.J., Ferrer, V.A., 2015. Monitoring Longterm Shoreline Changes along Tamil Nadu, India Using Geospatial Techniques. *Aquat. Procedia* 4, 325–332. <https://doi.org/10.1016/J.AQPRO.2015.02.044>
- Nittroer, C.A., Wright, L.D., 1994. Transport of particles across continental shelves. *Rev. Geophys.* 32, 85–113. <https://doi.org/10.1029/93RG02603>
- Normark, W.R., Carlson, P.R., 2003. Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record? *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 370, 175–190. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.175>
- Notre-planète, 2001. Quand aura lieu la prochaine ère glaciaire ?. [https://www.notre-planete.info/actualites/3284-prochaine\\_ere\\_glaciaire](https://www.notre-planete.info/actualites/3284-prochaine_ere_glaciaire). URL [https://www.notre-planete.info/actualites/3284-prochaine\\_ere\\_glaciaire](https://www.notre-planete.info/actualites/3284-prochaine_ere_glaciaire).
- O’Brien, M.P., 1969. Equilibrium Flow Areas of Inlets on Sandy Coasts. *J. Waterw. Harb. Div.* <https://doi.org/10.1061/jwheau.0000622>
- O’Connor, B.A., Yoo, D., 1988. Mean bed friction of combined wave/current flow. *Coast. Eng.* 12, 1–21. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(88\)90012-9](https://doi.org/10.1016/0378-3839(88)90012-9)
- Ojeda, E., Appendini, C.M., Mendoza, E.T., 2017. Storm-wave trends in Mexican waters of the

# Références bibliographiques

- Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 17, 1305–1317. <https://doi.org/10.5194/NHESS-17-1305-2017>
- Oliveira, T.C.A., Neves, M.G., Fidalgo, R., Esteves, R., 2018. Variability of wave parameters and Hmax/Hs relationship under storm conditions offshore the Portuguese continental coast. *Ocean Eng.* 153, 10–22. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2018.01.080>
- OMM, 2014a. Guide Des Pratiques Hydrologiques: Gestion des ressources en eau et application des pratiques hydrologiques, 6ème édit. ed, Publication OMM No. 168, OMM. OMM, Genève.
- OMM, 2014b. Guide Des Pratiques Hydrologiques: Gestion des ressources en eau et application des pratiques hydrologiques. Publ. OMM No. 168. URL [https://www.google.fr/search?q=Guide+des+pratiques+hydrologiques+Volume+II+Gestion+des+ressources+en+eau+et+application+des+pratiques+hydrologiques&sxsrf=AJOqlzXRVuod\\_cGi8x2ShG6iSJO12s3r2w%3A1676210386234&source=hp&ei=0vDoY52KD1b8sAe61J74Cw&iflsig=AK50M\\_U](https://www.google.fr/search?q=Guide+des+pratiques+hydrologiques+Volume+II+Gestion+des+ressources+en+eau+et+application+des+pratiques+hydrologiques&sxsrf=AJOqlzXRVuod_cGi8x2ShG6iSJO12s3r2w%3A1676210386234&source=hp&ei=0vDoY52KD1b8sAe61J74Cw&iflsig=AK50M_U).
- Otmani, H., Belkessa, R., Bengoufa, S., Boukhediche, W., Djerrai, N., Abbad, K., 2020. Assessment of shoreline dynamics on the Eastern Coast of Algiers (Algeria): a spatiotemporal analysis using in situ measurements and geospatial tools. *Arab. J. Geosci.* 13, 1–15. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5069-6>
- Oumeraci, H., 1994. Review and analysis of vertical breakwater failures — lessons learned. *Coast. Eng.* 22, 3–29. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(94\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0378-3839(94)90046-9)
- P., B., 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. *J. Waterw. Port, Coast. Ocean Eng.* URL <https://cedb.asce.org/CEDBsearch/record.jsp?dockkey=0012696> (accessed 8.7.21).
- PAC, 2005. Programme d'aménagement côtier (PAC) de la zone côtière algéroise.
- Palma, M., Iacono, R., Sannino, G., Bargagli, A., Carillo, A., Fekete, B.M., Lombardi, E., Napolitano, E., Pisacane, G., Struglia, M.V., 2020. Short-term, linear, and non-linear local effects of the tides on the surface dynamics in a new, high-resolution model of the Mediterranean Sea circulation. *Ocean Dyn.* 70, 935–963. <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01364-6>
- Paris, P., Starek, M.J., Hardin, E., Kurum, O., Overton, M., Mitasova, H., 2013. Lines in the Sand: Geomorphic and Geospatial Characterization and Interpretation of Sandy Shorelines and Beaches. *Geogr. Compass* 7, 315–343. <https://doi.org/10.1111/GEC3.12041>
- Poulain, P.M., Centurioni, L., 2015. Direct measurements of World Ocean tidal currents with surface drifters. *J. Geophys. Res. Ocean.* 120, 6986–7003. <https://doi.org/10.1002/2015JC010818>
- Pullen, T., Allsop, N.W.H., Bruce, T., Kortenhaus, A., Schuttrumpf, H., van der Meer, J.W., 2007. Wave overtopping of sea defences and related structures: Assessment manual. *Kuste*. URL [https://www.researchgate.net/publication/256197945\\_EurOtop\\_Wave\\_Overtopping\\_of\\_Sea\\_Defences\\_and\\_Related\\_Structures\\_Assessment\\_Manual](https://www.researchgate.net/publication/256197945_EurOtop_Wave_Overtopping_of_Sea_Defences_and_Related_Structures_Assessment_Manual).
- Queffeuou, P., Bentamy, A., 2007. Analysis of wave height variability using altimeter measurements: Application to the Mediterranean Sea. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 24, 2078–2092. <https://doi.org/10.1175/2007JTECH0507.1>
- Rabehi, W., Guerfi, M., Mahi, H., 2016. Remote sensing data for coastal zone vulnerability assessment-The bay of Algiers case. *Eur. Sp. Agency, (Special Publ. ESA SP SP-740)*, 261.
- Ranasinghe, R., Larson, M., Savioli, J., 2010. Shoreline response to a single shore-parallel submerged breakwater. *Coast. Eng.* 57, 1006–1017. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.06.002>
- Ranasinghe, R., Ruane, A.C., Vautard, R., Arnell, N., Coppola, E., Cruz, F.A., Dessai, S., Islam, A.S., Rahimi, M., Carrascal, D.R., Sillmann, J., Sylla, M.B., Tebaldi, C., Wang, W.,

# Références bibliographiques

- Zaaboul, R., 2021. Climate Change Information for Regional Impact and for Risk Assessment. *Clim. Chang. 2021 Phys. Sci. Basis. Contrib. Work. Gr. I to Sixth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Chang.* 1767–1926.
- Rasmussen, E.K., Svenstrup Petersen, O., Thompson, J.R., Flower, R.J., Ahmed, M.H., 2009. Hydrodynamic-ecological model analyses of the water quality of Lake Manzala Nile delta, northern Egypt. *Hydrobiologia* 622, 195–220. <https://doi.org/10.1007/s10750-008-9683-7>
- Rasmussen, R.M., Heymsfield, A.J., 1987. Melting and Shedding of Graupel and Hail. Part II: Sensitivity Study. *J. Atmos. Sci.* 44, 2764–2782. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<2764:masoga>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<2764:masoga>2.0.co;2)
- Reale, M., Cabos Narvaez, W.D., Cavicchia, L., Conte, D., Coppola, E., Flaounas, E., Giorgi, F., Gualdi, S., Hochman, A., Li, L., Lionello, P., Podrascanin, Z., Salon, S., Sanchez-Gomez, E., Scoccimarro, E., Sein, D. V., Somot, S., 2022. Future projections of Mediterranean cyclone characteristics using the Med-CORDEX ensemble of coupled regional climate system models. *Clim. Dyn.* 58, 2501–2524. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06018-x>
- Refes, W., 2011. Contribution à la connaissance de la biodiversité des fonds chalutables de la côte algérienne : les peuplements ichtyologiques des fonds chalutables du secteur oriental de la côte algérienne. *Sci. la mer. Annaba Univ.*
- Rivas, V., Garmendia, C., Rasilla, D., 2022. Analysis of Ocean Parameters as Sources of Coastal Storm Damage: Regional Empirical Thresholds in Northern Spain. *Climate* 10. <https://doi.org/10.3390/CLI10060088>
- Rocha, M.V.L.M. Da, 2016. Observation et modélisation des ondes infra-gravitaires et des non-linéarités des vagues en milieu littoral.
- Rosales, P., Ocampo-Torres, F.J., Osuna, P., Monbaliu, J., Padilla-Hernández, R., 2008. Wave-current interaction in coastal waters: Effects on the bottom-shear stress. *J. Mar. Syst.* 71, 131–148. <https://doi.org/10.1016/J.JMARSYS.2007.06.006>
- Rosati, J.D., Kraus, N.C., 1989. Development of a portable sand trap for use in the nearshore /. *Coast. Eng. Res. Cent. Station. U.S. Army Eng. Waterw. Exp.* <https://doi.org/10.5962/BHL.TITLE.48242>
- Sabatier, F., Anthony, E.J., Héquette, A., Suanez, S., Musereau, J., Ruz, M.H., Régnault, H., 2009. Fonctionnement morphodynamique des systèmes plage/dune : Exemples sur les côtes françaises. *Geomorphol. Reli. Process. Environ.* 3–22. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7461>
- Sabatier, P., 2009. Reconstitution des événements climatiques extrêmes ( crues et tempêtes ) au cours de l ' Holocène dans le Golfe d ' Aigues-Mortes ( Sud de la France ). Université de Montpellier 2.
- Salcedo-Castro, J., Da Silva, N.P., De Camargo, R., Marone, E., Sepúlveda, H.H., 2018. Estimation of extreme wave height return periods from short-term interpolation of multi-mission satellite data: Application to the South Atlantic. *Ocean Sci.* 14, 911–921. <https://doi.org/10.5194/OS-14-911-2018>
- Salehi, M., Strom, K., 2012. Measurement of critical shear stress for mud mixtures in the San Jacinto estuary under different wave and current combinations. *Cont. Shelf Res.* 47, 78–92. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2012.07.004>
- Salem Cherif, Y., Mezouar, K., Guerfi, M., Sallaye, M., Dahmani, A.E.A., 2019. Nearshore hydrodynamics and sediment transport processes along the sandy coast of Boumerdes, Algeria. *Arab. J. Geosci.* 12, 1–17. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4981-0>
- Sallaye, M., Mezouar, K., Dahmani, A., Cherif, Y.S., 2022. Coastal vulnerability assessment and identification of adaptation measures to climate change between Cape Matifou and Cape Djinet Algeria. *Geo-Eco-Marina* 2022, 181–193.

# Références bibliographiques

- <https://doi.org/10.5281/ZENODO.7493268>
- Sallaye, M., Mezouar, K., Salem Cherif, Y., Dahmani, A.E.A., 2018. Morphological evolution of center Boumerdes in Zemmouri Bay (Algeria) from 1922 to 2017. *Arab. J. Geosci.* 11, 1–8. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3950-3>
- Sarpkaya, T.S., 2012. Wave forces on offshore structures. *Wave Forces Offshore Struct.* 9780521896, 1–322. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139195898>
- Sartini, L., Besio, G., Cassola, F., 2017. Spatio-temporal modelling of extreme wave heights in the Mediterranean Sea. *Ocean Model.* 117, 52–69. <https://doi.org/10.1016/J.OCEMOD.2017.07.001>
- Schwendeman, M., Thomson, J., Gemmrich, J.R., 2014. Wave breaking dissipation in a Young Wind Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 44, 104–127. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0237.1>
- Seelam, J.K., Guard, P.A., Baldock, T.E., 2011. Measurement and modeling of bed shear stress under solitary waves. *Coast. Eng.* 58, 937–947. <https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2011.05.012>
- Sevruk, B., Geiger, H., 1981. Selection of distribution types for extremes of precipitation. *Sel. Distrib. types Extrem. precipitation.*
- Seymour, R.J., Strange, R.R., Cayan, D.R., Nathan, R.A., 1984. Influence of El Ninos on California'S Wave Climate. *Coast. Eng. Proc.* 1, 39. <https://doi.org/10.9753/icce.v19.39>
- Shi, B., Wang, Y.P., Yang, Y., Li, M., Li, P., Ni, W., Gao, J., 2015. Determination of Critical Shear Stresses for Erosion and Deposition Based on In Situ Measurements of Currents and Waves over an Intertidal Mudflat. *J. Coast. Res.* 31, 1344–1356. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-14-00239.1>
- Shi, B.W., Yang, S.L., Wang, Y.P., Bouma, T.J., Zhu, Q., 2012. Relating accretion and erosion at an exposed tidal wetland to the bottom shear stress of combined current–wave action. *Geomorphology* 138, 380–389. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2011.10.004>
- Shoshany, M., Degani, A., 1992. Shoreline detection by digital image processing of aerial photography. *J. Coast. Res.* URL <https://www.jstor.org/stable/4297949>.
- Shvidchenko, A.B., Pender, G., Hoey, T.B., 2001. Critical shear stress for incipient motion of sand/gravel streambeds. *Water Resour. Res.* 37, 2273–2283. <https://doi.org/10.1029/2000WR000036>
- Simons, R.K., Canali, G.E., Anderson-Newton, G.T., Cotton, G.K., 2000. Sediment transport modeling: Calibration, verification, and evaluation. *Soil Sediment Contam.* 9, 261–289. <https://doi.org/10.1080/10588330091134239>
- Small, C., Nicholls, R.J., 2003. A global analysis of human settlement in coastal zones.
- Smith, G.L., Zarillo, G.A., 1990. Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques. *J. Coast. Res.* 6, 111–120.
- Smith, J.A., 2006. Wave-current interactions in finite depth. *J. Phys. Oceanogr.* 36, 1403–1419. <https://doi.org/10.1175/JPO2911.1>
- Soares, C.G., Scotto, M.G., 2004. Application of the r largest-order statistics for long-term predictions of significant wave height. *Coast. Eng.* 5–6, 387–394. <https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2004.04.003>
- Soulsby, R., 1997. *Dynamics of Marine Sands (HR Wallingford Titles): A Manual for Practical Applications* p137.
- Soulsby, R.L., Clarke, S., 2005. Bed Shear-stresses Under Combined Waves and Currents on Smooth and Rough Beds. *Hydraul. Res. Rep.* 1905, TR 137.
- Soulsby, R.L., Whitehouse, R.J., 1997. Threshold of sediment motion in coastal environments. *Proc. Pacific Coasts Ports 1997 Conf.* 1, 149–154.
- Splinter, K.D., Davidson, M.A., Golshani, A., Tomlinson, R., 2012. Climate controls on longshore sediment transport. *Cont. Shelf Res.* 48, 146–156.

# Références bibliographiques

- <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.07.018>
- Splinter, K.D., Palmsten, M.L., 2012. Modeling dune response to an East Coast Low. *Mar. Geol.* 329–331, 46–57. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.09.005>
- Stansell, P., 2004. Distributions of freak wave heights measured in the North Sea. *Appl. Ocean Res.* 26, 35–48. <https://doi.org/10.1016/J.APOR.2004.01.004>
- Stive, M.J.F., Aarninkhof, S.G.J., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K.M., Nicholls, R.J., Capobianco, M., 2002. Variability of shore and shoreline evolution. *Coast. Eng.* 47, 211–235. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00126-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00126-6)
- Stive, M.J.F., Reniers, A.J.H.M., 2003. Sandbars in motion. *Science* (80-. ). 299, 1855–1856. <https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1082512>
- Stokes, G., 1847. On the theory of oscillatory waves. *Trans. Cambridge Philos. Soc.*
- Suarez, S., 2009. La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne. Université de Caen.
- Suarez, S., Stéphan, P., 2011. Effects of Natural and Human Forcing on Mesoscale Shoreline Dynamics of Saint-Michel-en-Grève Bay (Brittany, France), *Shore & Beach*.
- Sulis, A., Cozza, R., Annis, A., 2017. Extreme wave analysis methods in the gulf of Cagliari (South Sardinia, Italy). *Ocean Coast. Manag.* 140, 79–87. <https://doi.org/10.1016/J.OCECOAMAN.2017.02.023>
- Sumer, B.M., Guner, H.A.A., Hansen, N.M., Fuhrman, D.R., Fredsøe, J., 2013. Laboratory observations of flow and sediment transport induced by plunging regular waves. *J. Geophys. Res. Ocean.* 118, 6161–6182. <https://doi.org/10.1002/2013JC009324>
- Tanaka, H., Thu, A., 1994. Full-range equation of friction coefficient and phase difference in a wave-current boundary layer. *Coast. Eng.* 22, 237–254. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(94\)90038-8](https://doi.org/10.1016/0378-3839(94)90038-8)
- Tawn, J.A., 1988. An extreme-value theory model for dependent observations. *J. Hydrol.* 101, 227–250. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(88\)90037-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90037-6)
- Teena, N. V., Sanil Kumar, V., Sudheesh, K., Sajeev, R., 2012. Statistical analysis on extreme wave height. *Nat. Hazards* 64, 223–236. <https://doi.org/10.1007/S11069-012-0229-Y>
- Thevasiyani, T., Perera, K., 2014. Statistical analysis of extreme ocean waves in Galle, Sri Lanka. *Weather Clim. Extrem.* 5–6, 40–47. <https://doi.org/10.1016/J.WACE.2014.07.003>
- Thieler, E.R., Danforth, W.W., 1994. Historical shoreline mapping (II): application of the digital shoreline mapping and analysis systems (DSMS/DSAS) to shoreline change mapping in Puerto Rico. *J. Coast. Res.* URL <https://www.jstor.org/stable/4298256>.
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., Ergul, A., 2009. The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0 - An ArcGIS extension for calculating shoreline change. *Open-File Rep.* <https://doi.org/10.3133/OFR20081278>
- Thornton, E.B., Guza, R.T., 1983. Transformation of wave height distribution. *J. Geophys. Res.* 88, 5925–5938. <https://doi.org/10.1029/JC088iC10p05925>
- Thornton, E.B., Humiston, R.T., Birkemeier, W., 1996. Bar/trough generation on a natural beach. *J. Geophys. Res. Ocean.* 101, 12097–12110. <https://doi.org/10.1029/96JC00209>
- Tsimplis, M.N., Shaw, A.G.P., 2010. Seasonal sea level extremes in the Mediterranean Sea and at the Atlantic European coasts. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10, 1457–1475. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-1457-2010>
- USACE, 1985. Field Research Facility > Engineer Research and Development Center > Storms. URL <https://www.ercd.usace.army.mil/Media/Fact-Sheets/Fact-Sheet-Article-View/Article/476710/field-research-facility/>.
- USWRC, 1981. Estimating peak flow frequencies for natural ungaged watersheds: a proposed nationwide test.

# Références bibliographiques

- Valchev, N., Trifonova, E., 2009. Wave climate clustering to define threshold values with respect to the expected morphological response. *J. Coast. Res.* URL <https://www.jstor.org/stable/25738073>.
- van der Zanden, J., van der A, D.A., Hurther, D., Cáceres, I., O'Donoghue, T., Ribberink, J.S., 2017. Suspended sediment transport around a large-scale laboratory breaker bar. *Coast. Eng.* 125, 51–69. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.03.007>
- van Rijn, L., 1993. Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. *Princ. Sediment Transp. Rivers, Estuaries Coast. Seas.* URL <https://www.worldcat.org/fr/title/29969144>.
- Van Rijn, L.C., 2011. Coastal erosion and control. *Ocean Coast. Manag.* 54, 867–887. <https://doi.org/10.1016/J.OCECOAMAN.2011.05.004>
- Van Rijn, L.C., Ribberink, J.S., Van Der Werf, J., Walstra, D.J.R., 2013. Coastal sediment dynamics: Recent advances and future research needs. *J. Hydraul. Res.* 51, 475–493. <https://doi.org/10.1080/00221686.2013.849297>
- Vanem, E., 2015. Uncertainties in extreme value modelling of wave data in a climate change perspective. *J. Ocean Eng. Mar. Energy* 4, 339–359. <https://doi.org/10.1007/S40722-015-0025-3>
- Vieira, R., Llaca, C.T. y, 1992. Ocean tide charts in the Mediterranean Sea.
- Viglione, A., 2018. Package “nsRFA” Title Non-Supervised Regional Frequency Analysis.
- Vinoth, J., Young, I.R., 2011. Global estimates of extreme wind speed and wave height. *J. Clim.* 24, 1647–1665. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3680.1>
- Viselli, A.M., Forristall, G.Z., Pearce, B.R., Dagher, H.J., 2015. Estimation of extreme wave and wind design parameters for offshore wind turbines in the Gulf of Maine using a POT method. *Ocean Eng. C*, 649–658. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2015.04.086>
- Vollmer, S., Kleinhans, M.G., 2008. Effects of particle exposure, near-bed velocity and pressure fluctuations on incipient motion of particle-size mixtures. *River, Coast. Estuar. Morphodynamics RCEM 2007 - Proc. 5th IAHR Symp. River, Coast. Estuar. Morphodynamics 1*, 541–548. <https://doi.org/10.1201/noe0415453639-c70>
- Waeles, B., Bertin, X., Chevaillier, D., Breilh, J.-F., Li, K., Mauff Dorn, B. Le, 2016. Limitation of High Water Levels in Bays and Estuaries During Storm Flood Events. *Springer* 439–449. [https://doi.org/10.1007/978-981-287-615-7\\_30](https://doi.org/10.1007/978-981-287-615-7_30)
- Waldman, R., 2016. Etude multi-échelle de la convection océanique profonde en mer Méditerranée : de l'observation à la modélisation climatique. *Univ. Toulouse III*.
- Walker, R.A., Basco, D.R., 2011. APPLICATION OF COASTAL STORM IMPULSE (COSI) PARAMETER TO PREDICT COASTAL EROSION. *Coast. Eng. Proc.* 1, management.23. <https://doi.org/10.9753/icce.v32.management.23>
- Wang, P., Kraus, N.C., Davis, R.A., 1998. Total longshore sediment transport rate in the surf zone: Field measurements and empirical predictions. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2307/4298775>
- Wang, X.L., Trewin, B., Feng, Y., Jones, D., 2013. Historical changes in Australian temperature extremes as inferred from extreme value distribution analysis. *Geophys. Res. Lett.* 40, 573–578. <https://doi.org/10.1002/GRL.50132>
- Wilcock, P.R., 1993. Critical Shear Stress of Natural Sediments. *J. Hydraul. Eng.* 119, 491–505. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1993\)119:4\(491\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1993)119:4(491))
- Woodroffe, C.D., Murray-Wallace, C. V., 2012. Sea-level rise and coastal change: The past as a guide to the future. *Quat. Sci. Rev.* 54, 4–11. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.05.009>
- Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Mar. Geol.* 56, 93–118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)

# Références bibliographiques

- Yan, H., Dai, Z., Li, J., Zhao, Jianchun, Zhang, X., Zhao, Junkai, 2011. Distributions of sediments of the tidal flats in response to dynamic actions, Yangtze (Changjiang) Estuary. *J. Geogr. Sci.* 21, 719–732. <https://doi.org/10.1007/S11442-011-0875-0/METRICS>
- Yang, S.L., Li, H., Ysebaert, T., Bouma, T.J., Zhang, W.X., Wang, Y.Y., Li, P., Li, M., Ding, P.X., 2008. Spatial and temporal variations in sediment grain size in tidal wetlands, Yangtze Delta: On the role of physical and biotic controls. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 77, 657–671. <https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2007.10.024>
- Yau, W.J., Teh, H.M., Lim, Y.H., Jeyadev, A., Abdullah, M.R., 2021. Measurement of Alongshore Sediment Transports at the Swash Zone of Teluk Nipah Beach. *J. Hunan Univ. Nat. Sci.* URL [https://www.researchgate.net/publication/352165074\\_Measurement\\_of\\_Alongshore\\_Sediment\\_Transports\\_at\\_the\\_Swash\\_Zone\\_of\\_Teluk\\_Nipah\\_Beach](https://www.researchgate.net/publication/352165074_Measurement_of_Alongshore_Sediment_Transports_at_the_Swash_Zone_of_Teluk_Nipah_Beach).
- Yoon, S.B., Cho, Y.S., Lee, C., 2004. Effects of breaking-induced currents on refraction-diffraction of irregular waves over submerged shoal. *Ocean Eng.* 31, 633–652. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2003.07.008>
- You, Z.J., Lord, D., 2008. Influence of the El Niño–Southern Oscillation on NSW coastal storm severity [WWW Document]. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2112/06-0690.1>
- Yu, J., Slinn, D.N., 2003. Effects of wave-current interaction on rip currents. *J. Geophys. Res. C Ocean.* 108, 33–1. <https://doi.org/10.1029/2001jc001105>
- Zanke, U.C.E., 2003. On the influence of turbulence on the initiation of sediment motion. *Int. J. Sediment Res.* URL [http://www.waser.cn/journal/full\\_text/2003-1/02.pdf](http://www.waser.cn/journal/full_text/2003-1/02.pdf).
- Zerrouki, C., Hemdane, Y., 2021. The study of low-frequency sea-level oscillations: case of Algiers harbor (Algeria). *Arab. J. Geosci.* 14. <https://doi.org/10.1007/S12517-021-06921-X>
- Zhang, Q., Gong, Z., Zhang, C., Lacy, J.R., Jaffe, B.E., Xu, B., 2018. Bed Shear Stress Estimation under Wave Conditions Using near-bottom Measurements: Comparison of Methods. *J. Coast. Res.* 85, 241–245. <https://doi.org/10.2112/SI85-049.1/201602/BED-SHEAR-STRESS-ESTIMATION-UNDER-WAVE-CONDITIONS>
- Zhu, Q., van Prooijen, B.C., Wang, Z.B., Ma, Y.X., Yang, S.L., 2016. Bed shear stress estimation on an open intertidal flat using in situ measurements. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 182, 190–201. <https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2016.08.028>
- Zhu, Q., Yang, S., Ma, Y., 2014. Intra-tidal sedimentary processes associated with combined wave–current action on an exposed, erosional mudflat, southeastern Yangtze River Delta, China. *Mar. Geol.* 347, 95–106. <https://doi.org/10.1016/J.MARGEO.2013.11.005>

# Annexes



# Annexes

Monthly distribution of wind speed (m/s)

lower	upper	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
00	01	1.1	1.4	0.3	2.6	4.5	1.0	0.5	1.7	1.1	2.0	1.7	2.8
01	02	6.9	10.1	10.2	9.4	9.7	9.9	11.1	10.0	6.6	14.1	5.7	13.1
02	03	6.1	9.6	11.3	11.2	18.4	17.8	13.2	14.8	13.1	8.8	6.4	7.5
03	04	12.8	9.8	9.7	8.6	11.8	19.1	11.7	14.3	11.1	11.5	11.2	7.5
04	05	13.3	10.7	16.1	11.2	9.2	13.4	13.7	12.4	12.0	18.3	10.7	12.0
05	06	11.9	11.8	13.3	10.2	7.8	13.6	10.4	6.9	19.1	14.4	11.0	11.2
06	07	8.6	7.6	10.2	11.7	14.2	12.3	14.2	14.0	12.5	9.8	11.2	10.1
07	08	9.4	12.4	8.2	8.1	12.1	7.1	8.5	12.4	8.8	7.8	11.9	10.1
08	09	9.7	11.2	9.2	8.9	3.8	4.5	10.4	5.5	5.4	5.4	8.3	4.5
09	10	9.4	5.3	4.6	7.8	4.3	0.8	4.7	3.8	5.4	3.2	5.2	7.3
10	11	5.3	5.6	2.3	3.1	1.2	0.5	1.0	2.6	3.4	2.2	6.7	5.3
11	12	1.9	2.5	1.3	4.4	1.7	0	0.3	1.2	0.3	1.5	3.6	3.9
12	13	2.5	0.8	2.8	1.0	0.9	0	0.3	0.2	0.3	0.2	2.1	1.7
13	14	0.6	0.6	0.5	1.0	0.2	0	0	0	0	0.2	1.7	1.4
14	15	0	0.6	0	0.3	0.2	0	0	0.2	0.9	0	0	0.8
15	16	0.3	0	0	0.5	0	0	0	0	0	0.2	1.4	0.6
16	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.2	0.3
17	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0	0
18	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>total</b>		100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Copyright ARGOSS, June 2021

### Your choices :

Centre of area is at 37° 00'N, 3° 15'E  
 Size of area is 50x50 km  
 Season is all year  
 First and last year analysed 1992-2020  
 Variable is wind speed (m/s)  
 Data source is altimeter  
 Results are based on 4641 samples from 1366 passes

**Figure anx.1** : Distribution mensuelle de la vitesse du vent  $U_{10}$  entre 1992 et 2020 à partir des données Altimétriques (INFOPLAZA, 2021).

# Annexes

Monthly distribution of wave height (m)

lower	upper	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
0.0	0.5	5.3	8.8	11.1	9.6	16.5	19.8	17.1	13.9	15.1	13.3	11.6	7.6
0.5	1.0	28.8	27.9	26.0	30.1	37.6	47.6	37.2	38.1	35.9	34.1	22.3	28.9
1.0	1.5	24.8	24.9	21.2	29.4	25.1	21.4	29.3	29.8	26.5	27.1	22.0	20.4
1.5	2.0	17.6	15.6	14.2	16.3	10.2	8.1	13.9	12.5	12.0	14.5	15.8	15.8
2.0	2.5	13.6	11.2	16.1	7.2	5.7	1.5	2.5	5.2	6.8	4.8	10.7	11.7
2.5	3.0	7.2	7.9	7.5	2.7	2.9	1.3	0	0.5	3.4	3.6	8.1	7.4
3.0	3.5	1.6	3.0	2.2	4.0	1.6	0.5	0	0	0.3	2.2	3.9	3.5
3.5	4.0	1.1	0.5	0.7	0	0.5	0	0	0	0	0	3.0	3.0
4.0	4.5	0	0	0.7	0.5	0	0	0	0	0	0	1.2	1.6
4.5	5.0	0	0	0.2	0.2	0	0	0	0	0	0.5	0.9	0
5.0	5.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0
5.5	6.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
total		100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Copyright ARGOSSE, June 2021

**Your choices :**

Centre of area is at 37° 00'N, 3° 15'E  
 Size of area is 50x50 km  
 Season is all year  
 First and last year analysed 1985-2020  
 Variable is wave height (m)  
 Data source is altimeter  
 Results are based on 4788 samples from 1410 passes

**Figure anx.2** : Distribution mensuelle de la hauteur significative des vagues  $H_s$  entre 1985 et 2020 à partir des données Altimétriques (INFOPLAZA, 2021).

# Annexes

Percentage of occurrence of wave height (m) in rows versus peak wave period (s) in columns

	lower	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	
lower	upper	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	total
0.0	0.5	0	0	0.8	3.1	3.8	3.1	1.2	0.5	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	12.9
0.5	1.0	0	0.0	3.4	6.7	8.2	6.9	6.8	2.5	1.2	0.7	0.4	0.1	0.0	0.0	0	0	35.9
1.0	1.5	0	0.0	0.2	3.9	5.3	4.6	4.1	3.9	1.0	0.7	0.7	0.2	0.0	0.0	0	0	24.6
1.5	2.0	0	0	0.0	0.4	3.1	2.1	3.3	1.3	1.1	0.4	0.3	0.4	0.0	0	0	0	12.4
2.0	2.5	0	0	0	0.0	0.5	2.7	1.2	0.8	0.7	0.4	0.1	0.2	0.1	0.0	0	0	6.7
2.5	3.0	0	0	0	0	0.0	1.0	0.9	0.7	0.4	0.3	0.1	0.1	0.1	0.0	0	0	3.6
3.0	3.5	0	0	0	0	0.0	0.2	0.6	0.5	0.3	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0	0	1.9
3.5	4.0	0	0	0	0	0	0.0	0.2	0.4	0.4	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	1.0
4.0	4.5	0	0	0	0	0	0	0.0	0.2	0.3	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.5
4.5	5.0	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.3
5.0	5.5	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.1	0.0	0.0	0	0.0	0	0	0	0.1
5.5	6.0	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0	0	0	0.0
6.0	6.5	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0	0	0	0.0
6.5	7.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0	0	0	0	0	0.0
7.0	7.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0	0	0	0	0	0	0.0
7.5	8.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0
<b>total</b>		0.0	0.0	4.4	14.0	20.9	20.5	17.3	10.8	6.0	3.1	1.8	1.0	0.3	0.0	0.0	0.0	100.0

Copyright ARGOS, June 2021

### Your choices :

Model output point is 37° 00'N, 3° 15'E  
 Season is all year  
 First and last year analysed 1992-2020  
 Variables are wave height (m) and peak wave period (s)  
 Data source is wavemodell  
 Results are based on 84744 model records

**Figure anx.3** : Pourcentage d'occurrence de la hauteur significative des vagues  $H_s$  vs la période pic  $T_p$  entre 1992-2020 à partir des données de réanalyses numériques WW3 (INFOPLAZA, 2021).

# Annexes

Percentage of occurrence of wave height (m) in rows versus wave direction in columns

	lower	337.5	22.5	67.5	112.5	157.5	202.5	247.5	292.5	
lower	upper	22.5	67.5	112.5	157.5	202.5	247.5	292.5	337.5	total
0.0	0.5	2.3	8.3	1.0	0.1	0.1	0.1	1.7	1.4	12.9
0.5	1.0	4.7	18.0	1.7	0.6	1.0	0.7	8.4	3.0	35.9
1.0	1.5	3.8	15.2	0.8	0.2	0.5	0.3	6.0	1.9	24.6
1.5	2.0	2.1	4.4	0.2	0.0	0.1	0.0	4.5	1.1	12.4
2.0	2.5	1.3	1.5	0.0	0	0.0	0.0	3.0	0.8	6.7
2.5	3.0	1.0	0.5	0.0	0	0	0.0	1.7	0.5	3.6
3.0	3.5	0.5	0.2	0.0	0	0	0	0.9	0.3	1.9
3.5	4.0	0.3	0.1	0	0	0	0	0.5	0.2	1.0
4.0	4.5	0.2	0.0	0	0	0	0	0.2	0.1	0.5
4.5	5.0	0.1	0.0	0	0	0	0	0.1	0.0	0.3
5.0	5.5	0.0	0.0	0	0	0	0	0.1	0.0	0.1
5.5	6.0	0.0	0.0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0
6.0	6.5	0.0	0.0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0
6.5	7.0	0.0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0
7.0	7.5	0.0	0	0	0	0	0	0	0	0.0
7.5	8.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0
total		16.1	42.3	3.7	0.9	1.7	1.1	25.1	9.2	100.0

Copyright ARGOSS, June 2021

### Your choices :

Model output point is 37° 00'N, 3° 15'E

Season is all year

First and last year analysed 1992-2020

Variables are wave height (m) and wave direction (deg)

Data source is wavemodel

Results are based on 84744 model records

Direction convention is "coming from"

**Figure anx. 4** : Pourcentage d'occurrence de la hauteur significative des vagues  $H_s$  vs la direction moyenne des vagues entre 1992-2020 à partir des données de réanalyses numériques WW3 (INFOPLAZA, 2021).

# Annexes

## Etude Bathymétrique

### Cas d'étude : Bateau cassé et Stamboul

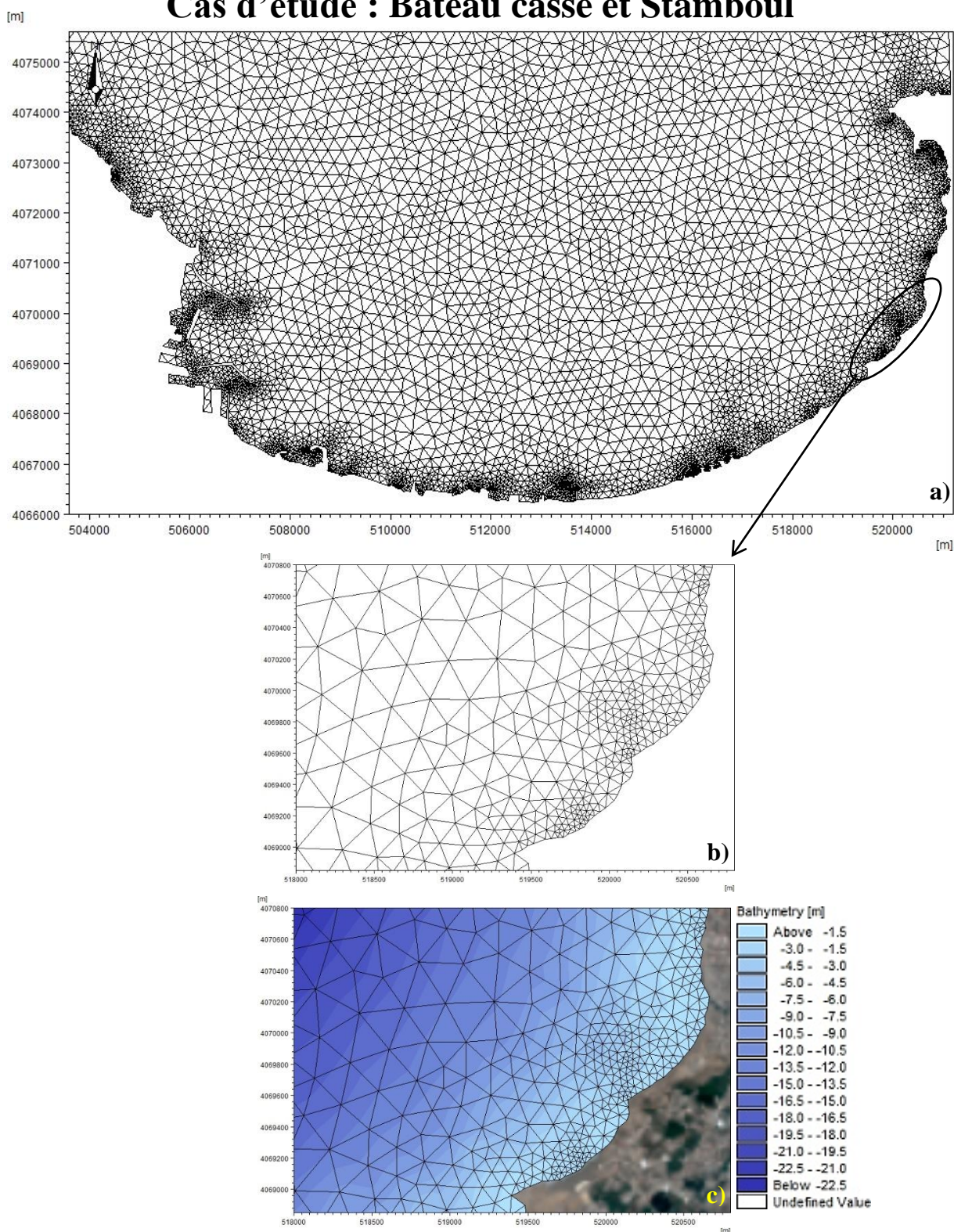


Figure anx. 5 : Maillage triangulaire : a) de la baie d'Alger, b) de Bateau cassé et Stamboul et c) la carte bathymétrique après interpolation de Bateau cassé et Stamboul.

# Annexes

## Etude Granulométrique

### Cas d'étude : La plage de Tamentfoust-Est (El Marsa)



Figure anx. 6 : Plage d'El Marsa « Tamentfoust-Est ».

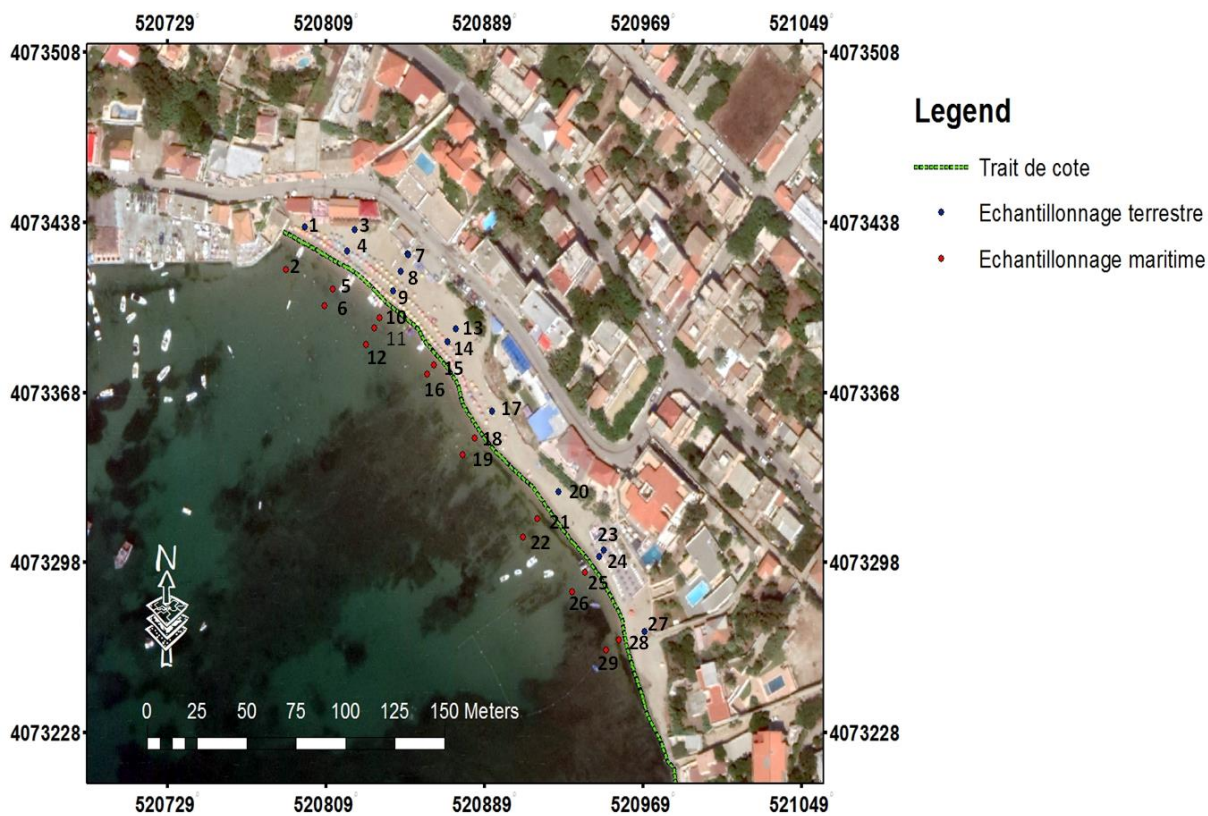
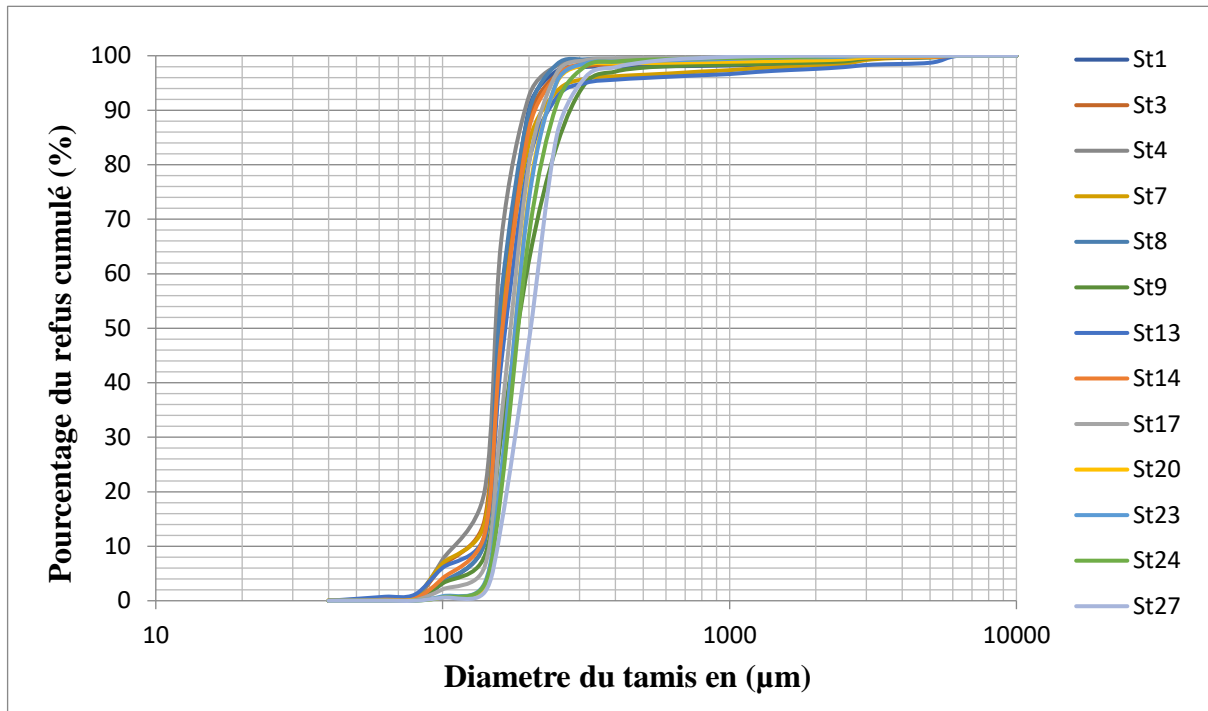


Figure anx. 7 : Positionnement des points de prélèvement (Partie terrestre et marine)

# Annexes

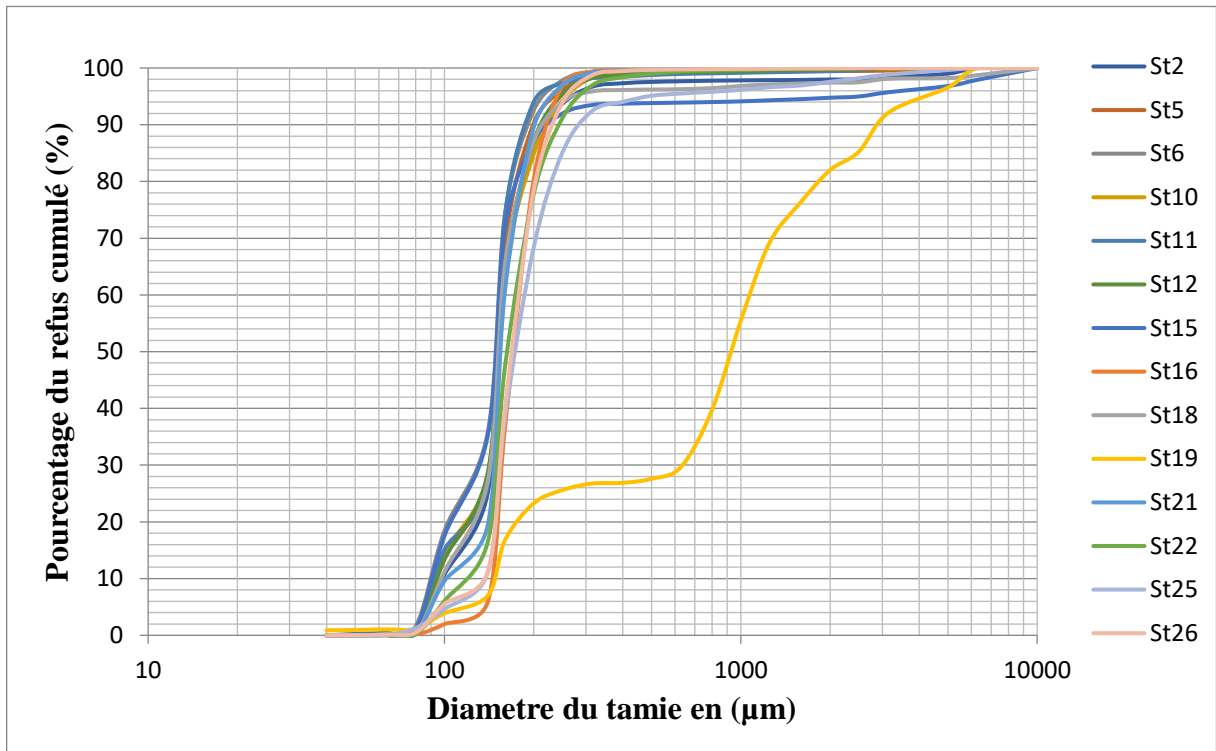


**Figure anx. 8 :** Courbes cumulatives des sédiments de la partie terrestres de la zone d'étude.

**Tableau anx. 1 :** Calcul des indices granulométriques et interprétation des résultats de la partie terrestre.

N	Mz ( $\phi$ )	Si	SKi	Grain moyen	Triage	Asymétrie
1	2.33	-0.26	-0.14	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie négative
3	2.35	-0.3	-0.21	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie négative
4	2.42	-0.28	-0.21	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie négative
7	2.31	-0.36	-0.64	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
8	2.34	-0.26	-0.33	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
9	2.09	-0.42	-0.61	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
13	2.26	-0.39	-0.72	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
14	2.31	-0.29	-0.12	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie négative
17	2.21	-0.27	0.03	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie
20	2.14	-0.25	-0.19	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie négative
23	2.15	-0.26	-0.12	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie négative
24	2.09	-0.29	-0.38	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
27	1.98	-0.31	-0.14	Sable fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie négative

# Annexes



**Figure anx. 9 :** Courbes cumulatives des sédiments de la partie marine de la zone d'étude.

**Tableau anx. 2 :** Calcul des indices granulométriques et interprétation des résultats de la partie marine.

N	Mz ( $\phi$ )	Si	SKi	Grain moyen	Triage	Asymétrie
2	2.41	-0.38	-1.04	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
5	2.46	-0.37	-0.64	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
6	2.53	-0.35	-0.08	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie
10	2.42	-0.41	-0.85	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
11	2.5	-0.31	0.24	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie positive
12	2.43	-0.38	-0.68	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
15	2.49	-0.91	-2.79	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
16	2.22	-0.27	-0.11	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie négative
18	2.42	-0.38	-1.12	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
19	0.2	-1.76	0.6	Sable moyen	Sédiment très bien trié	Asymétrie très positive
21	2.39	-0.32	-0.24	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie négative
22	2.27	-0.4	-0.65	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
25	2.15	-0.53	-1.87	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie très négative
26	2.24	-0.34	0.02	Sable très fin	Sédiment très bien trié	Asymétrie

# Annexes

## Cinématique du Trait de Côte

**Tableau anx. 3 :** Statistiques d'évolution du trait de côte entre 1959 et 2022 dans l'ensemble de la zone d'étude.

<b>Transect</b>	<b>Azimuth</b>	<b>TCD</b>	<b>SCE</b>	<b>NSM</b>	<b>EPR</b>
2	59,556	350	18,502	18,502	0,294
3	60,977	400	14,540	11,747	0,186
4	62,399	450	9,047	9,047	0,144
5	63,905	500	12,340	12,065	0,192
6	66,097	550	20,277	18,475	0,293
7	68,289	600	20,935	18,416	0,292
8	70,475	650	5,795	1,807	0,029
9	72,503	700	0,588	0,588	0,084
10	73,278	750	11,889	-5,746	-0,091
11	74,053	800	13,635	10,564	0,168
12	74,827	850	8,080	3,364	0,053
13	75,608	900	6,284	5,037	0,080
14	76,478	950	4,346	3,478	0,055
15	77,261	1000	8,142	6,775	0,108
16	77,358	1050	5,427	4,776	0,076
17	77,238	1100	4,361	-0,919	-0,015
24	86,406	1450	1,788	-1,788	-0,255
25	91,677	1500	10,162	10,162	0,161
26	95,770	1550	10,334	7,199	0,114
27	98,430	1600	15,201	-7,107	-0,113
29	102,048	1700	35,943	-25,494	-0,405
30	102,403	1750	8,428	4,676	0,074
31	102,610	1800	56,002	-21,699	-0,344
32	100,558	1850	24,035	4,416	0,070
33	97,227	1900	62,424	40,059	0,636
34	94,738	1950	35,303	29,054	0,461
35	91,231	2000	21,195	-9,887	-0,157
36	89,147	2050	0,080	0,080	0,011
37	88,589	2100	26,382	26,382	0,628
38	89,142	2150	63,851	47,283	0,751
39	91,940	2200	48,606	32,305	0,513
40	94,782	2250	35,002	35,002	0,833
41	97,653	2300	16,830	13,259	0,210
42	101,305	2350	20,255	6,129	0,097
43	105,369	2400	21,809	-4,849	-0,077
44	108,268	2450	23,105	-18,318	-0,291

## Annexes

46	112,554	2550	21,400	-21,400	-0,340
53	113,997	2900	9,296	-4,508	-0,072
54	113,286	2950	7,293	2,730	0,043
59	106,906	3200	35,610	35,610	5,087
62	99,792	3350	47,809	47,809	6,830
63	97,159	3400	44,547	44,547	6,364
64	94,324	3450	51,211	51,211	7,316
65	91,555	3500	22,416	22,416	3,202
66	88,805	3550	27,057	27,057	3,865
67	86,086	3600	25,304	15,515	0,246
68	84,596	3650	39,435	-29,112	-0,462
69	84,548	3700	36,943	-20,751	-0,329
70	84,689	3750	40,757	-2,174	-0,035
71	87,165	3800	69,155	19,935	0,316
72	89,692	3850	52,301	-50,221	-0,797
73	92,516	3900	65,417	-65,417	-1,038
74	95,703	3950	47,927	-19,316	-0,307
75	98,901	4000	45,721	-32,181	-0,511
76	102,090	4050	45,877	-33,247	-0,528
77	106,813	4100	50,069	-34,022	-0,540
78	112,408	4150	53,847	-33,844	-0,537
79	117,610	4200	56,463	-35,466	-0,563
80	122,554	4250	56,884	-35,767	-0,568
81	125,189	4300	51,768	-32,050	-0,509
82	128,008	4350	47,157	-35,462	-0,563
83	131,043	4400	50,135	-39,469	-0,626
84	134,062	4450	55,556	-38,902	-0,617
85	137,049	4500	62,013	-40,122	-0,637
86	139,988	4550	62,735	-34,998	-0,556
87	140,253	4600	69,996	-23,827	-0,378
88	139,100	4650	59,332	-18,819	-0,299
89	137,943	4700	45,268	-15,081	-0,239
90	137,056	4750	20,845	20,845	2,978
102	137,402	5350	38,700	-38,700	-0,614
103	137,056	5400	41,296	-33,062	-0,525
104	136,740	5450	39,147	-24,482	-0,389
105	136,740	5500	37,194	-22,561	-0,358
106	136,740	5550	55,634	-27,823	-0,442
107	136,740	5600	50,232	-27,887	-0,443
108	136,740	5650	16,431	-16,431	-0,329
114	136,740	5950	103,971	-12,925	-0,205
115	136,740	6000	73,863	-73,863	-1,172
116	136,740	6050	76,859	-76,859	-1,220

# Annexes

117	136,740	6100	61,791	-59,867	-0,950
118	136,740	6150	60,059	-24,614	-0,391
119	136,806	6200	64,488	-18,920	-0,300
132	144,818	6850	118,124	118,124	1,875
133	144,341	6900	111,373	105,514	1,675
134	143,865	6950	111,852	107,257	1,702
135	143,388	7000	116,616	105,536	1,675
136	142,912	7050	132,415	115,993	1,841
140	142,125	7250	115,699	108,570	1,723
141	142,125	7300	43,279	35,320	0,561
142	142,125	7350	9,925	-1,782	-0,028
143	142,940	7400	8,469	-1,307	-0,021
144	143,882	7450	9,817	-3,543	-0,056
145	144,826	7500	16,782	-9,968	-0,158
146	145,770	7550	23,399	-19,480	-0,309
173	153,034	8900	22,667	22,251	0,353
174	153,034	8950	51,905	51,905	0,824
175	153,034	9000	40,197	40,197	0,638
176	153,034	9050	32,572	28,517	0,453
177	153,034	9100	21,424	17,326	0,275
178	153,034	9150	14,488	14,488	0,230
179	153,034	9200	31,036	31,036	0,493
180	153,034	9250	115,434	107,824	1,711
181	153,424	9300	36,581	25,743	0,515
182	154,010	9350	20,571	20,571	0,327
183	154,596	9400	17,173	17,173	0,273
184	155,183	9450	42,125	42,057	0,668
185	155,769	9500	63,848	63,848	1,013
186	156,356	9550	9,926	5,498	0,110
187	156,942	9600	11,616	1,822	0,036
188	157,529	9650	7,346	6,850	0,137
189	158,115	9700	106,330	103,566	2,071
190	158,700	9750	11,459	-1,423	-0,028
191	158,895	9800	13,021	-1,991	-0,040
192	158,895	9850	19,150	-6,966	-0,139
193	158,895	9900	11,734	6,733	0,107
194	158,895	9950	40,636	38,990	0,619
195	158,895	10000	35,527	31,741	0,504
196	158,895	10050	40,499	37,566	0,596
197	158,895	10100	40,789	35,429	0,562
198	158,895	10150	41,600	33,460	0,531
199	158,895	10200	33,372	23,304	0,370
200	159,157	10250	44,695	32,788	0,520

## Annexes

201	160,136	10300	121,082	121,082	1,922
202	161,117	10350	14,200	14,200	0,338
217	168,714	11100	62,367	53,495	0,849
218	169,152	11150	65,944	56,068	0,890
219	169,662	11200	57,092	52,500	0,833
220	170,171	11250	75,153	75,153	1,193
221	170,681	11300	79,811	79,811	1,267
222	171,191	11350	39,973	39,973	0,634
223	171,701	11400	30,983	30,983	0,492
224	172,211	11450	24,864	24,864	0,395
225	172,720	11500	21,422	20,780	0,330
226	173,230	11550	19,229	11,492	0,182
227	173,739	11600	15,631	-0,658	-0,010
228	173,809	11650	17,662	2,697	0,043
229	173,809	11700	22,513	18,738	0,297
230	173,809	11750	17,560	13,828	0,219
231	173,809	11800	19,203	15,031	0,239
232	173,809	11850	18,748	17,253	0,274
233	173,863	11900	27,507	18,023	0,286
234	174,201	11950	24,152	19,468	0,309
235	174,538	12000	28,135	20,206	0,321
236	174,876	12050	31,662	24,734	0,393
237	175,214	12100	36,568	27,527	0,437
238	175,552	12150	39,343	24,817	0,394
239	175,890	12200	39,348	-21,681	-0,344
240	176,228	12250	26,552	-19,293	-0,306
241	176,565	12300	28,550	-15,441	-0,245
242	176,903	12350	28,527	-1,413	-0,022
243	177,186	12400	37,011	15,523	0,246
244	177,186	12450	61,146	33,421	0,530
245	177,186	12500	122,512	102,320	1,624
246	177,186	12550	222,408	216,132	3,431
247	177,186	12600	279,090	277,466	4,404
248	177,186	12650	284,576	281,742	4,472
249	177,186	12700	27,356	4,618	0,073
250	177,186	12750	25,895	0,666	0,011
251	177,186	12800	25,573	-1,163	-0,018
252	177,186	12850	25,166	-3,562	-0,057
253	177,186	12900	30,421	-3,143	-0,050
254	177,186	12950	25,575	-25,575	-1,112
259	177,180	13200	185,776	185,776	8,077
260	177,175	13250	159,186	153,844	2,442
261	177,170	13300	37,736	16,351	0,260

## Annexes

262	177,165	13350	46,304	-4,082	-0,065
263	177,160	13400	47,215	-10,660	-0,169
264	177,155	13450	51,279	-14,784	-0,235
265	177,150	13500	47,294	-16,286	-0,259
266	177,145	13550	42,853	-6,461	-0,103
267	177,140	13600	41,700	-8,200	-0,130
268	177,137	13650	40,444	-9,507	-0,151
269	177,137	13700	36,638	-17,334	-0,275
270	177,137	13750	33,511	-29,879	-0,474
271	177,137	13800	43,490	-27,013	-0,429
307	183,841	15600	130,267	130,267	3,102
308	184,743	15650	40,986	40,986	0,820
309	185,646	15700	63,344	63,344	1,005
310	186,550	15750	98,589	98,589	1,565
311	187,455	15800	162,198	162,198	2,575
312	188,359	15850	289,914	289,914	4,602
313	189,263	15900	117,699	117,699	1,868
314	190,166	15950	119,048	119,048	1,890
315	191,067	16000	126,057	126,057	2,001
316	191,689	16050	130,318	130,318	2,069
317	191,689	16100	133,244	133,244	2,115
318	191,689	16150	137,543	137,543	2,183
319	191,689	16200	101,066	101,066	1,604
320	191,689	16250	138,471	138,471	2,769

## Analyse statistique de la houle au large

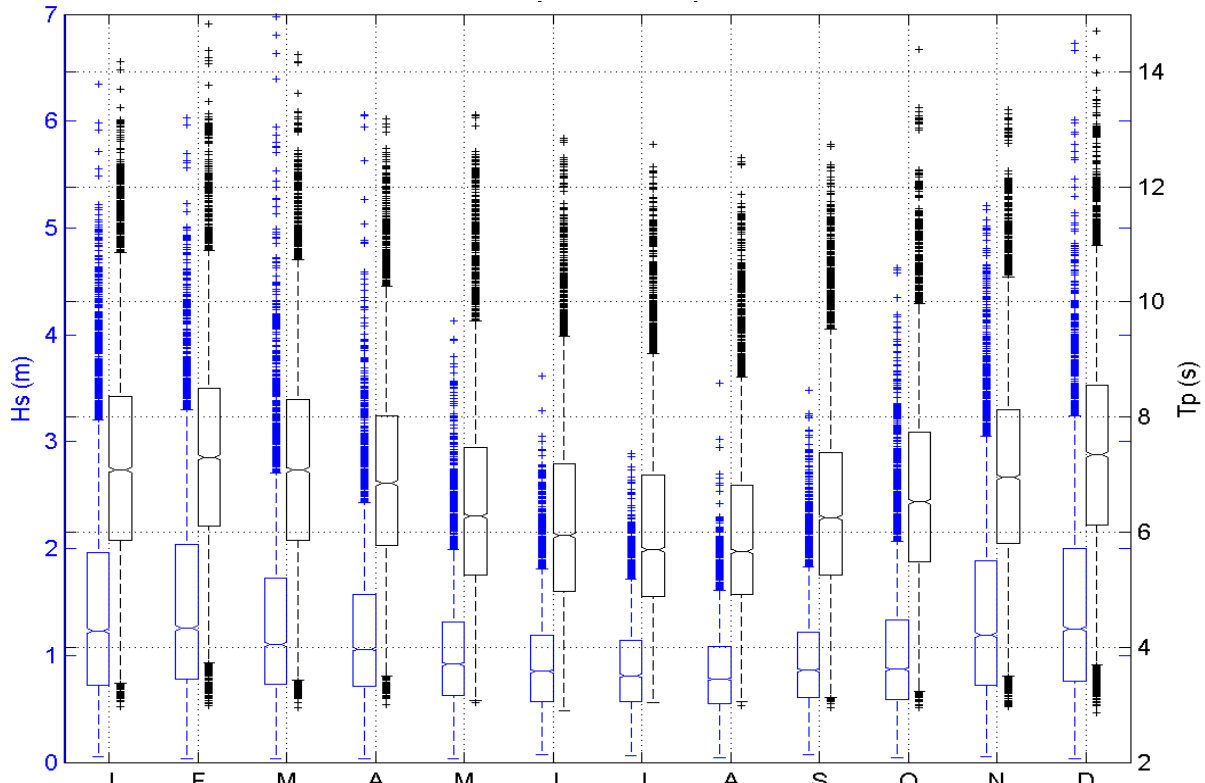


Figure anx. 10 : Boîte à moustaches mensuelle de  $H_s$  en (m) et  $T_p$  en (s) de la houle au large.

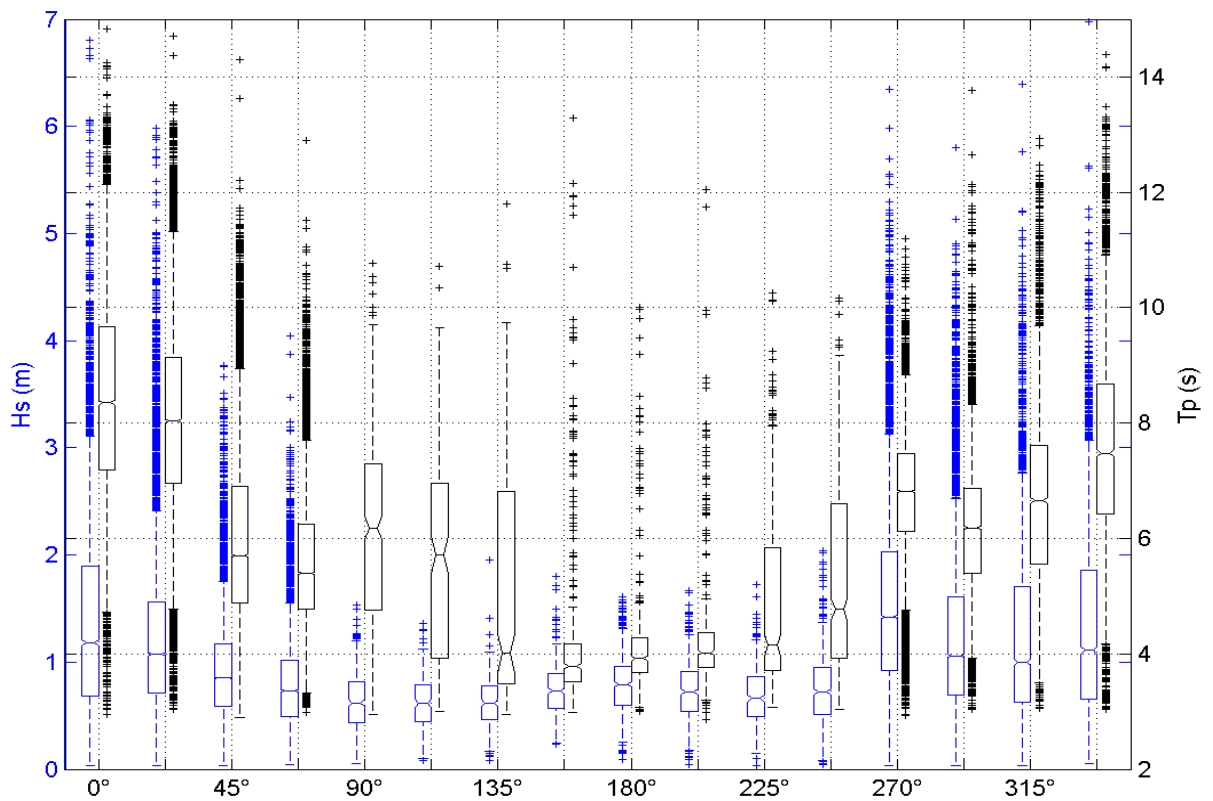
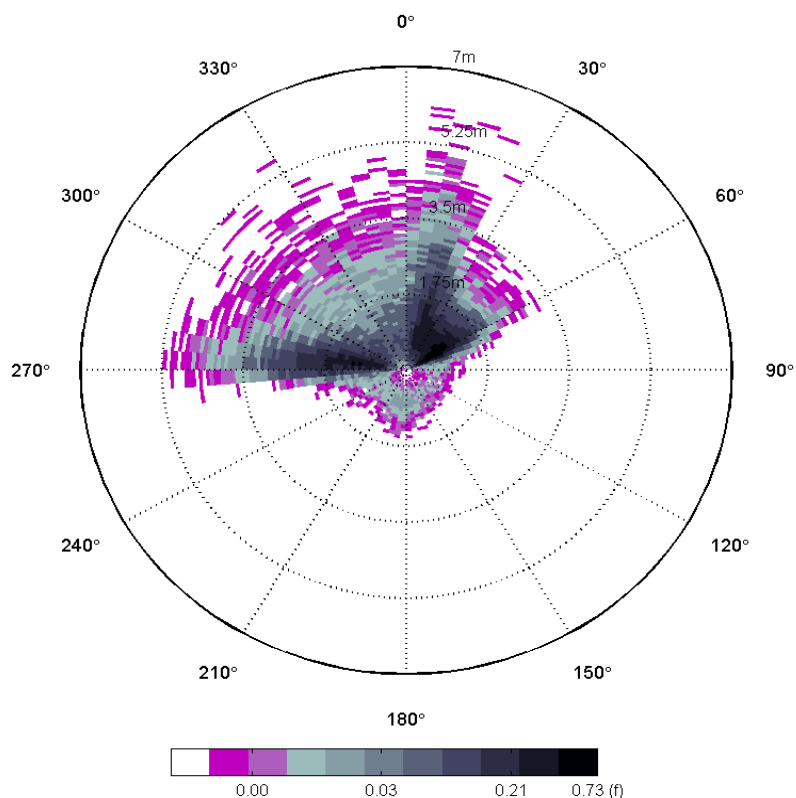
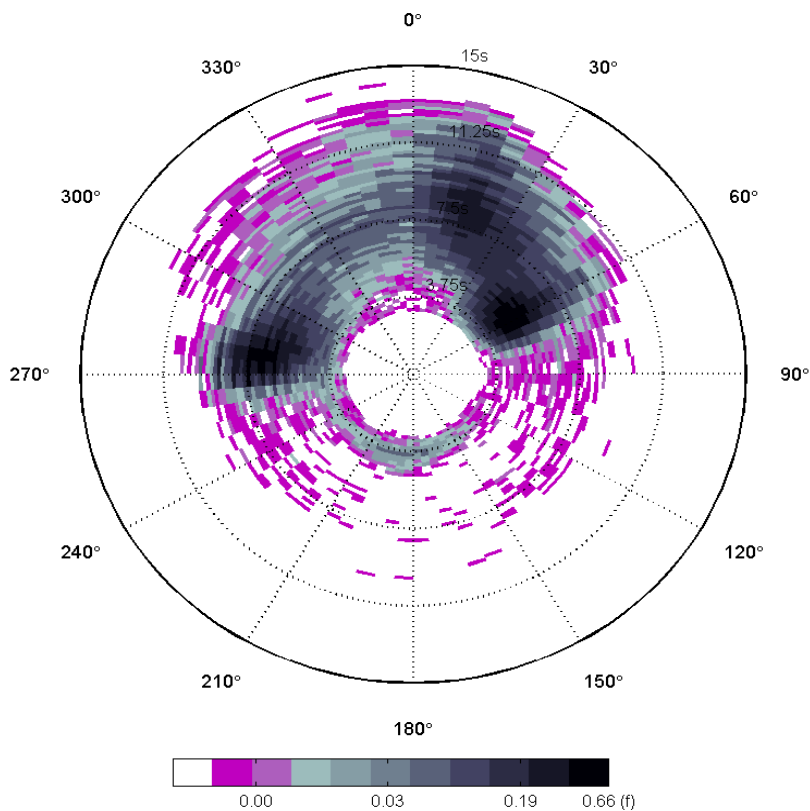


Figure anx. 11 : Boîte à moustaches sectorielle de  $H_s$  en (m) et  $T_p$  en (s) de la houle au large.

# Annexes



**Figure anx. 12 :** Rose fréquentielle de la hauteur significative de la houle au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.



**Figure anx. 13 :** Rose fréquentielle de période pic de la houle au large de la baie d'Alger réalisée à partir de la base de données (INFOPLAZA, 2021) de 1992 à 2020.

Résumé/  
Summary/

الملخص

# Résumé

L'Algérie possède un littoral de 1622 km dont la bande représente 1,9% du territoire national sur lequel se concentre 37% de la population. Or, La côte algéroise, et à fortiori les plages de la baie d'Alger étant très anthropisées et à la fois très convoitées souffrent du phénomène érosif qui a affecté près de 80% des plages sableuses à l'échelle mondiale. La dynamique côtière le long des plages de la baie d'Alger est fortement influencée par les agents hydrodynamiques, les facteurs morphologiques, les activités humaines, les infrastructures sociétales et la présence de structures rigides, ce qui perturbe leur équilibre hydro-sédimentaire. Dans ce but, et afin de mieux comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire de la zone en périodes calmes et tempétueuses ainsi que pour évaluer la réponse morphologique des plages face à tels forçages, des levés hydrographiques (*Simrad Cruise7*), courantologiques (*Global water Fp101* et *Valeport 106*) et sédimentologiques (*la Benne Ven-Veen* et *pièges à sédiment uni* et *multidirectionnels*) ont été effectués. Parallèlement à ces mesures, la base de données d'état de la mer d'INFOPLAZA entre 1992 et 2020 et les enregistrements de la bouée houlographe DATWELL entre 1998 et 1999 ont été amplement exploités. En outre, une analyse statistique du climat des vagues/vents au large, une modélisation statistique des valeurs extrêmes, l'action des agents hydrodynamiques sur les sédiments (estimation de la contrainte de cisaillement), un seuillage des tempêtes mineurs et majeurs, ainsi qu'une modélisation numérique des processus côtiers à l'aide du modèle (*Mike 21/3 FM*) ont été réalisés. Dans un contexte d'évolution de trait de côte, l'étude de la réponse morphologique du rivage a témoigné un recul notable de trait de côte de 40% des plages de la baie d'Alger lors ces 63 dernières années. Cette étude met également en évidence la prévalence d'un état de mer semblable à celui d'une vague qu'une houle tout en soulignant que l'hydrodynamique côtière (notamment le courant de dérive), le taux de transport sédimentaire et les changements morphologiques des petits-fonds sont profondément impactés par le très fort contraste entre les périodes hivernales et estivales en termes d'hauteur significative des vagues (vagues très énergétiques en hiver), d'occurrence des ondes de tempête (peu marquées en été) et de direction dominante des vagues (la dominance du secteur ONO en hiver et du secteur NNE en été). Cependant, il est précieux de clarifier l'influence du  $d_{50}$  sur le schéma dominant du transport sédimentaire dans la zone de surf, puisque les flux sédimentaires transversaux hivernaux jouent un rôle majeur dans les processus naturels d'équilibre côtier au sein des plages de sable très grossier caractérisées par un flux longitudinal limité. De plus, il a été constaté que les valeurs seuils des tempêtes mineures étaient fortement et uniquement influencées par le  $d_{50}$ , ce qui nous a conduit à fixer le seuil  $H_s$  à 01 m ( $\approx H_{s, 50\%}$ ) pour les plages à sédiments fins à moyens et à 1,5 m ( $\approx H_{s, 75\%}$ ) pour les plages à sédiments grossiers à très grossiers tandis que les tempêtes dépassant une hauteur de 2,7 m ( $\approx H_{s, 95\%}$ ) sont considérées comme majeures et les valeurs de  $H_s < H_{s, 50\%}$  sont considérés comme dominant uniquement sur la dynamique saisonnière des plages. En rassemblant l'ensemble des informations et les résultats obtenus, la collaboration entre les différents acteurs de la gestion du littoral devrait permettre une gestion concertée, globale et efficace de cet espace.

**Mots clés :** Baie d'Alger, érosion, Hydrodynamique, Théorie des valeurs extrêmes, contrainte de cisaillement, modélisation numérique, transport sédimentaire, surf zone.

# Summary

*Algeria* possesses a coastline of 1622 km whose band represents 1.9% of the national territory on which 37% of the population is concentrated. However, the *Algiers* coast, and particularly the *Algiers* bay beaches, being highly anthropized and at the same time highly coveted, suffer from the erosive phenomenon that has affected nearly 80% of sandy beaches worldwide. The coastal dynamics along the *Algiers* bay beaches is strongly influenced by hydrodynamic agents, morphological factors, human activities, societal infrastructures and the presence of rigid structures, which perturbs their hydro-sedimentary balance. For this purpose, and in order to better understand the hydrosedimentary functioning of the area in calm and stormy periods and to assess the morphological response of the beaches to such forcing, hydrographic (*Simrad Cruise7*), currentological (*Global water Fp101* and *Valeport 106*) and sedimentological (*Benne Ven-Veen, unidirectional and multidirectional sediment traps*) surveys have been carried out. In parallel to these measurements, the *INFOPLAZA* sea state database between 1992 and 2020 and the *DATWELL* wave buoy records between 1998 and 1999 were extensively exploited. In addition, a statistical analysis of the climate of offshore waves/winds, a statistical modeling of extreme values, the action of hydrodynamic agents on sediments (estimation of the shear stress), a thresholding of minor and major storms, as well as a numerical modeling of coastal processes using the model (*Mike 21/3 FM*) have been performed. In a context of coastline evolution, the study of the morphological response of the shoreline has shown a notable retreat of 40% of the *Algiers* bay beaches during the last 63 years. This study also highlights the prevalence of a sea state similar to that of a *wind waves* than a *swell* while emphasizing that coastal hydrodynamics (especially the longshore current), the rate of sediment transport and shallow water morphological changes are deeply impacted by the very strong contrast between winter and summer periods in terms of significant wave heights (very energetic waves in winter), storm surge occurrence (low in summer) and dominant wave direction (the dominance of the WNW sector in winter and the NNE sector in summer). However, it is valuable to clarify the influence of  $d_{50}$  on the dominant pattern of sediment transport in the surf zone, since winter cross-shore sediment fluxes play a major role in natural coastal equilibrium processes within very coarse sand beaches characterized by limited longitudinal flow. In addition, minor storm threshold values were found to be strongly and uniquely influenced by  $d_{50}$ , leading us to set the  $H_s$  threshold at 01 m ( $\approx H_s, 50\%$ ) for fine to medium sediment beaches and 1.5 m ( $\approx H_s, 75\%$ ) for coarse to very coarse sediment beaches while storms exceeding a height of 2.7 m ( $\approx H_s, 95\%$ ) are considered major and values of  $H_s < H_s, 50\%$  are considered dominant only on seasonal beach dynamics. By gathering all the information and the results obtained, the collaboration between the different actors of the coastal management should allow a concerted, global and efficient management of this space.

**Keywords :** *Algiers Bay, erosion, hydrodynamics, extreme value theory, shear stress, numerical modeling, sediment transport, surf zone.*

## الملخص

تمتلك الجزائر ساحلاً بطول 1622 كم يمثل نطاقه 1.9% من التراب الوطني الذي يتركز فيه 37% من السكان. ومع ذلك، فإن ساحل الجزائر العاصمة، وخاصة شواطئ خليج الجزائر، التي تتميز بكونها شديدة الكثافة السكانية وفي نفس الوقت مرغوبة للغاية، تعاني من ظاهرة التآكل التي أثرت على ما يقرب من 80% من الشواطئ الرملية في جميع أنحاء العالم. تتأثر الديناميكيات الساحلية على طول شواطئ خليج الجزائر بشدة بالعوامل الهيدروديناميكية والعوامل المورفولوجية والأنشطة البشرية والبنى التحتية المجتمعية ووجود هياكل صلبة، مما يخل بتوازنها المائي والرسوبي. ولهذا الغرض، ولتحسين فهم الأداء الهيدرو-رسوبي للمنطقة في فترات الهدوء والعاصفة، ولتقييم الاستجابة المورفولوجية للشواطئ لهذا الإجهاد، أجريت مسوحات هيدروغرافية (Simrad Cruise7) وتيارية (Valeport 106 و Global water Fp101) ورسوبيات (قابضة Ven-Veen، مصائد رواسب أحادية الاتجاه ومتعددة الاتجاهات). بالتوازي مع هذه القياسات، تم استغلال قاعدة بيانات حالة البحر INFOPLAZA بين عامي 1992 و2020 وسجلات DATWELL لعوامات الأمواج بين عامي 1998 و1999 على نطاق واسع. بالإضافة إلى ذلك، تحليل إحصائي لمناخ الأمواج / الرياح البحرية، ونمذجة إحصائية للقيم القصوى، وعمل العوامل الهيدروديناميكية على الرواسب (تقدير إجهاد القص)، وعتبة العواصف الصغيرة والكبيرة، فضلاً عن نمذجة رقمية للعمليات الساحلية باستخدام النموذج (Mike 21/3 FM). في سياق تطور الخط الساحلي، أظهرت دراسة الاستجابة المورفولوجية للخط الساحلي تراجعاً ملحوظاً بنسبة 40% من شواطئ خليج الجزائر خلال 63 عاماً الماضية. تسلط هذه الدراسة الضوء أيضاً على انتشار حالة البحر المشابهة لموجات الرياح أكثر من موجة من الأمواج الطويلة مع التأكيد على أن الديناميكا المائية الساحلية (خاصة التيار على طول شاطئ البحر)، ومعدل نقل الرواسب والتغيرات المورفولوجية للمياه الضحلة تتأثر بشدة بالتناقض الشديد بين فترتي الشتاء والصيف من حيث ارتفاع الموجات الكبيرة (موجات نشطة للغاية في الشتاء)، وحدوث العواصف (منخفضة في الصيف) والاتجاه السائد للموجة (هيمنة قطاع WNW في الشتاء وقطاع NNE في الصيف). ومع ذلك، من المهم توضيح تأثير  $d_{50}$  على النمط السائد لنقل الرواسب في منطقة انكسار الأمواج، حيث تلعب التدفقات الشتوية للرواسب عبر الشواطئ دوراً رئيسياً في عمليات التوازن الساحلي الطبيعي داخل الشواطئ الرملية الخشنة جداً التي تتميز بتدفق طولي محدود. بالإضافة إلى ذلك، وُجد أن قيم عتبة العاصفة الطفيفة تتأثر بقوة وبشكل فريد بـ  $d_{50}$ ، مما أدى بنا إلى تعيين عتبة  $H_s$  عند 01 متراً ( $H_s, 50\% \approx$ ) للشواطئ الرسوبيات الدقيقة والمتوسطة و1.5 متراً ( $H_s, 75\% \approx$ ) لشواطئ الرواسب الخشنة إلى الخشنة للغاية بينما العواصف التي تتجاوز ارتفاعها 2.7 متر ( $H_s, 95\% \approx$ ) تعتبر رئيسية وقيم  $H_s < H_s, 50\%$ ، تعتبر مهيمنة فقط على ديناميكيات الشواطئ الموسمية. من خلال جمع جميع المعلومات والنتائج التي تم الحصول عليها، يجب أن يسمح التعاون بين مختلف الجهات الفاعلة في الإدارة الساحلية بإدارة منسقة وعالمية وفعالة لهذا الفضاء.

**الكلمات المفتاحية:** خليج الجزائر، التعرية، الديناميكا المائية، نظرية القيمة القصوى، إجهاد القص، النمذجة الرقمية، نقل الرواسب، منطقة انكسار الأمواج.