

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية  
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي  
MINISTERE DE L'ENSEINGNEMENT 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**

Présenté en vue de l'obtention du grade de Docteur en Environnement Marin et Littoral

Option : Environnement Marin

Thème:

**Méthodologie pour la localisation des zones de forte énergie houlomotrice en combinant les modèles numériques et les observations in-situ**

Présenté par: M<sup>r</sup> AMAROUCHE Khalid

<b>M<sub>r</sub> B. Hamdi</b>	Professeur	ENSSMAL	Président
<b>M<sub>r</sub> N.E.I. Bachari</b>	Professeur	USTHB	Directeur de Thèse
<b>M<sub>me</sub> F. Houma</b>	Professeur	ENSSMAL	Co-Directrice
<b>M<sub>r</sub> A. Akpınar</b>	As-Professeur	ULUDAG-Bursa	Examineur
<b>M<sub>r</sub> R. Belkessa</b>	Professeur	ENSSMAL	Examineur
<b>M<sub>r</sub> K. Mezouar</b>	MCA	ENSSMAL	Examineur
<b>M<sub>r</sub> K. Mihoubi</b>	Professeur	ENSH	Invité

**Année Universitaire 2018 - 2019**



## Résumé

La connaissance des états de la mer est un facteur essentiel pour assurer une exploitation économique, propre et durable des zones côtières et offshore. Cette thèse présente une évaluation détaillée des énergies houlomotrice des vagues le long des côtes Algériennes, avec ses deux aspects constructif et destructif. Deux approches méthodologiques ont été élaborées dans le but de répondre à deux problématiques d'actualité. La première consiste à une croissance significative de la consommation d'électricité en Algérie, associée aux problèmes de réchauffement climatique, au problème de pollution marine et atmosphérique des centrales thermiques installées le long de la cote algérienne et à la nécessité de préserver les ressources en énergies combustibles. Le Ministère algérien de l'Energie et des Mines (MEM) a développé un programme national qui vise à fournir 40% des énergies renouvelables dans la production d'électricité en 2030. Dans le cadre de ce programme, plusieurs zones potentielles basées sur les ressources énergétiques solaires, éoliennes et géothermiques ont été identifiées. Ces recherches ont montré que les importantes ressources en énergie solaire et éolienne se situent dans la partie sud saharienne du pays. Cependant, selon les statistiques de la société nationale de production d'électricité (Sonelgaz), plus de 40% d'électricité est consommée par les provinces côtières qui couvrent 1,8% du pays. En conséquence, et compte tenu du développement continu des récupérateurs d'énergies des vagues au cours des dernières années, l'énergie des vagues présentée sous forme condensée d'énergie éolienne, constitue une source essentielle d'énergie renouvelable exploitable dans ces zones côtières à forte consommation. L'évaluation de la propagation de l'énergie marine, est une tâche très importante, non seulement pour son exploitation, mais aussi pour son rôle destructeur observé dans les zones côtières qui constitue un risque considérable les jours de tempêtes. Cet aspect destructif des énergies des vagues représente la deuxième problématique étudiée dans la présente thèse. Les différentes études et aménagements côtiers liés aux différentes activités marines, nécessitent une étude détaillée de la propagation des énergies des vagues de tempêtes le long des côtes, d'une part pour assurer une conception économiques et un renforcement durables des infrastructures portuaires et de protection côtière, et d'autre part pour identifier les zones côtières vulnérables exposées à des risques naturels élevés.

**Mots clés :** Energie Marine ; Energie Renouvelable ; Modélisation ; Bassin Algérien ; Tempête ; Vagues.

## الخلاصة:

في جميع النشاطات البحرية ، تعتبر معرفة حالة البحر أمراً ضروريا لضمان سلامة جيدة وتحقيق تسيير مستدام للمناطق الساحلية. تقدم هذه الأطروحة دراسة مفصلة حول انتشار طاقة الأمواج على طول السواحل الجزائرية، وذلك من ناحيتين: الطاقة القابلة للاستغلال و الطاقة المدمرة . تم تطوير مسلكين منهجيين للإجابة على مشكلتينا الرئيسيتين، حيث تكمن القضية الأولى حول الزيادة الكبيرة في استهلاك الكهرباء في الجزائر ، والتي تواجه الحفاظ على موارد الطاقة الأحفورية وكذلك المشاكل المتعلقة بالاحتباس الحراري والتي تتطلب استغلال موارد الطاقة المتجددة والمستدامة. وضعت وزارة الطاقة والمناجم الجزائرية خطة وطنية لتوفير 40 % من الطاقة المتجددة في إنتاج الكهرباء بحلول عام 2030. وكجزء من هذا البرنامج ، تم تحديد العديد من المجالات المحتملة على أساس موارد الطاقة الشمسية وطاقة الرياح والطاقة الحرارية الأرضية. أظهرت هذه الدراسات أن موارد الطاقة الشمسية وطاقة الرياح المهمة تقع في الجز الجنوبي من الصحراء ومع ذلك ، ووفقا للإحصاءات الصادرة عن الشركة الوطنية لتوزيع الطاقة (Sonegaz) تستهلك المناطق الساحلية أكثر من 40% من الكهرباء، والتي تغطي 1.8% من مساحة البلاد. نتيجة لذلك ، وبالنظر إلى التطوير المستمر لمحولات طاقة الأمواج البحرية في السنوات الأخيرة ، فإن طاقة الأمواج في شكل مكثف من طاقة الرياح تشكل مورداً أساسياً للطاقة المتجددة التي يمكن استغلالها في هذه المناطق الساحلية عالية الاستهلاك. لذلك ، يعد تقييم انتشار الطاقة البحرية عملية مهمة ليس فقط لاستغلالها ولكن أيضا لتأثيرها المدمر على المناطق الساحلية ، والتي تشكل خطراً كبيراً خلال الأيام العاصفة. هذا الجانب المدمر لطاقة الأمواج هو القضية الثانية التي تمت دراستها في هذه الرسالة. تتطلب مختلف الدراسات ومخططات التهيئة الساحلية المختلفة و المتعلقة بعدد النشاطات البحرية المختلفة دراسات مفصلة عن انتشار طاقة الأمواج أثناء العواصف لضمان تصميم إقتصادي والمستدام للموانئ وهياكل حماية السواحل و من أجل تعيين المناطق الساحلية الحساسة و المعرضة لمخاطر طبيعية

.الكلمات المفتاحية: الطاقة البحرية؛ طاقة متجددة؛ النمذجة. حوض جزائري؛ عاصفة؛ أمواج.

## Abstract :

Knowledge of sea states is an essential factor to ensure the economic, safe and sustainable exploitation of coastal and offshore areas. This thesis presents a detailed evaluation of wave energy along the Algerian coasts, including both constructive and destructive aspects. Two methodological approaches have been developed to provide answers to at least two current issues. The first is the significant increase in electricity consumption in Algeria, combined with global warming problems, the problem of marine and atmospheric pollution caused by the thermal power stations installed along the Algerian coast and the need to preserve fuel energy resources. The Algerian Ministry of Energy and Mines (MEM) has developed a national programme that aims to provide 40% of renewable energy in electricity production by 2030. As part of this programme, several potential areas based on solar, wind and geothermal energy resources have been identified. This research has shown that the important solar and wind energy resources are located in the southern Saharan part of the country. However, according to statistics from the national power generation company (Sonelgaz), more than 40% of electricity is consumed by the coastal provinces, which cover 1.8% of the country. As a result, and given the continued development of wave energy recuperators in recent years, wave energy, presented in condensed form of wind energy, is an essential source of renewable energy that can be used in these high consumption coastal areas. Assessing the propagation of marine energy is a very important task, not only for its exploitation, but also for its destructive role in coastal areas, which constitutes a considerable hazard on stormy days. This destructive aspect of wave energies is the second issue studied in this thesis. The various coastal studies and developments related to the various marine activities require a detailed study of the wave energy propagation during storm events, both to ensure sustainable economic design and strengthening of port and coastal protection infrastructures, and to identify vulnerable coastal areas exposed to high natural risks.

Keywords: Marine Energy; Renewable Energy; Modelling; Algerian Basin; Storm; Waves.



## Remerciements

Tout d'abord, je voudrais exprimer ma très grande gratitude à mon superviseur, le Professeur **Bachari NEI**, Professeur à la Faculté des sciences biologiques (USTHB), de m'avoir accompagné et initié sur ce thème de recherche concernant la modélisation des énergies marines, dont il m'a énormément aidé par son expérience, ses idées et ses conseils utiles à la réalisation des objectifs de cette recherche. Je suis extrêmement reconnaissant de son soutien continu.

Je voudrais exprimer ma profonde gratitude à ma codirectrice de thèse, Professeur **Houma Fouzia** (Professeur à l'École nationale des sciences de la mer et d'aménagement du littoral ENSSMAL), pour les efforts considérables qu'elle a déployés pour maintenir la thèse sur les rails ainsi que pour ses remarquables approches pluritaxiales. Je vous présente mon extrême gratitude pour m'avoir aidé à faire face à de nombreuses difficultés avec plein d'encouragements.

Je voudrais aussi exprimer ma profonde gratitude au Professeur. **Adem Akpinar** qui m'a donné l'opportunité d'accéder à son laboratoire à **l'université d'Uludag, Turquie**, et pour tous les moyens mis à ma disposition qui m'ont permis de faire des progrès considérable dans mon projet de thèse, de même je voudrais lui exprimer ma gratitude pour son soutien, ses conseils et ses recommandations enrichies d'une très grande expérience dans le domaine des énergies des vagues qui ont rendu cette thèse possible

Je tiens à exprimer mes plus vifs remerciements à Professeur **Hamdi Boualem** (ENSSMAL), de m'avoir fait l'honneur de présider mon jury de thèse.

Je tiens à remercier l'ensemble des examinateurs, **Professeur Adem Akpinar** (ULUDAG Turquie), **Professeur Belkessa Rabah** et **Docteur Mezouar Khoudir**, d'avoir accepté d'honorer ce travail par leur disponibilité, le temps consacré à la lecture de cette thèse et l'intérêt qu'ils lui ont porté. Vos évaluations finaliseront le fruit d'un travail de quatre ans, prenant et enrichissant, et permettant de mieux le perfectionner.

Je tiens à remercier le service d'archives de données de recherche NCEP/UCAR pour avoir fourni les données de forçage du vent de la **NOAA NCEP** Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), le **NGDC** pour avoir fourni les données bathymétriques de la mer Méditerranée occidentale, les Centres nationaux d'information environnementale pour la fourniture des données bathymétriques ETOPO1 1 minute d'arc, l'**ONSM** (Office National de Signalisation Maritime), la base de données nationale de mesure in situ des vagues (CANDHIS) et le **Público Puertos del Estado** pour l'accès aux données de mesure des vagues.

Mes profonds remerciements vont à ma **Mère**, à mon **Père** et mes **frères** qui m'ont aidée largement pour la finalisation de la présente thèse.

Mes remerciements sincères vont aussi à mes chères amies Docteur **Khames Yacine** et Dr. **R. Emre Çakmak**, pour leur aide précieuse qui m'a permis de finaliser ma thèse dans les brefs délais.

Au final, J'exprime ma profonde gratitude au **Dr. Bouda Abderrahmane**, pour son support précieux.

# *Je dédie ce travail*

*Avant tout, À Ma Mère Naïma et mon Père Mohammed*

*Les clés de ma réussite. Qui m'ont toujours soutenu et  
encouragé.*

*À mes frères, Bader et Badis*

*À toute ma famille.*

*À toute personne qui m'a enseigné un mot, une lettre ou une  
équation.*

*&*

*À tous mes amis et à ceux qui ont contribué de près ou de loin à  
ma réussite.*

# SOMMAIRE

<b>Introduction Générale .....</b>	<b>1</b>
1. Introduction générale .....	2
1.1. Problématiques.....	2
1.2. Objectifs de la thèse .....	4
1.3. Approches Méthodologique.....	4
1.3.1. Approche Méthodologique pour la classification des zones à fort potentiel d'énergie houlomotrice renouvelable .....	4
1.3.2. Approche Méthodologique pour la classification des zones vulnérable face aux énergies des vagues....	6
1.4. Organisation de thèse : .....	8
<b>Chapitre I: Caractérisation de la ressource d'énergie houlomotrice .....</b>	<b>9</b>
1. Génération des vagues.....	10
2. Caractéristiques physique des vagues .....	12
3. Propagation des vagues .....	15
3.1. Refraction et defraction des vagues .....	15
3.2. Des vagues aux courants côtiers .....	16
4. Exploitation des énergies des vagues (houlomotrice).....	18
4.1. Les Convertisseurs d'énergie des vagues WECs .....	19
4.1.1. Convertisseur d'énergies à corps mus par la houle (WAB).....	20
4.1.2. Convertisseur d'énergies des vagues à Colonne d'eau oscillante (OWC).....	21

4.1.3. Convertisseur d'énergies des vagues à Dispositifs de débordement.....	22
--	----

5. Impact potentiel des énergies des vagues.....	23
--	----

**Chapitre II: Implémentation d'un modèle de simulation de vagues calibré par rapport à des mesures in-situ..... 26**

1. Introduction.....	26
----------------------	----

2. Zone d'étude.....	28
----------------------	----

3. Matériels et méthodes.....	29
-------------------------------	----

3.1. Description du modèle SWAN.....	29
--------------------------------------	----

3.2. Configuration du modèle.....	33
-----------------------------------	----

3.3. Données utilisées.....	34
-----------------------------	----

3.4. Méthode de calibration.....	36
----------------------------------	----

4. Résultats et discussion.....	39
---------------------------------	----

4.1. Résultats de la calibration.....	40
---------------------------------------	----

4.2. Résultats de la validation.....	49
--------------------------------------	----

4.3. Discussion.....	56
----------------------	----

5. Conclusions.....	60
---------------------	----

**Chapitre III: Evaluation des ressources en énergie houlomotrice et classification des zones côtières à fort potentiel énergétique..... 63**

1. Introduction.....	64
----------------------	----

2. Zone d'étude.....	66
----------------------	----

3. Développement de la base climatique des vagues .....	67
4. Calcul des ressources en énergie des vagues.....	68
4.1. Validation des résultats des puissances des vagues .....	70
5. Évaluation des ressources et de la variabilité de l'énergie des vagues .....	73
5.1. Répartition spatiale des flux d'énergie des vagues.....	73
5.2. Variations temporelles du flux de puissance des vagues.....	74
5.3. L'indice de développement de l'énergie des vagues (WEDI).....	79
6. Évaluation des ressources d'énergie des vagues à l'échelle locale .....	80
7. Classification des points chauds côtiers .....	88
8. Conclusions .....	90
<b>Chapitre IV: Classification des zones côtières fortement vulnérables face aux énergies houlomotrice des vagues.....</b>	<b>92</b>
1. Introduction .....	93
2. Zone d'étude.....	96
3. Materials and Methods.....	97
3.1. Wave hindcast database.....	97
3.2. Mise en place d'un modèle de grille locale.....	98
3.3. Caractérisation et classification des tempêtes.....	103
4. Résultats et discussion.....	104
4.1. Analyse statistique des tempêtes des vagues .....	104

4.2. Variations sur le long terme des événements de tempête : .....	107
4.3. Impacts potentiels extrêmes et catastrophiques des vagues de tempêtes.....	110
4.4. Classification des zone côtières vulnérable au attaque des vagues .....	119
5. Conclusion.....	122
<b>Chapitre V: Conclusion générale et Perspectives .....</b>	<b>124</b>
1. Conclusion General.....	123
2. Apport de la thèse .....	127
3. Perspectives .....	128
<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>142</b>
<b>Annexes .....</b>	<b>144</b>

## LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1. Axes principaux de la Méthode appliquée pour la classification des zones à fort potentiel d'énergie marine renouvelable.....</i>	<i>6</i>
<i>Figure I-1. Les types de vagues qui peuvent se produire dans l'océan .....</i>	<i>10</i>
<i>Figure.I-2. Schéma explicative du phénomène physique de génération des houles (Dahanak &amp; Xiros, 2016., in Pinet 2000).....</i>	<i>11</i>
<i>Figure I-3. Représentation des caractéristiques des vagues.....</i>	<i>12</i>
<i>Figure I-4. Les domaines d'utilisation des différentes théories de la houle.....</i>	<i>13</i>
<i>Figure I-5. Propagation des vagues dans une côte à morphologie complexe; phenomene de réfraction des vagues due à l'effet du fond.....</i>	<i>16</i>
<i>Figure I-6. Propagation et mouvement oscillatoire d'une houle .....</i>	<i>17</i>
<i>Figure I-7. Carte des positions des convertisseurs d'énergies des vagues et des énergies marémotrices installées en Europe et en mer Méditerranée de l'OES.....</i>	<i>19</i>
<i>Figure I-8. Quelques Convertisseurs d'énergies à corps nus par la houle (WAB), actuellement exploitables .....</i>	<i>21</i>
<i>Figure I-9. Installation LIMPET OWC, d'une puissance nominale de 500 kW, installée depuis 2000 sur l'île d'Islay, Ecosse, Royaume-Uni.....</i>	<i>22</i>
<i>Figure I-10. Convertisseur d'énergies des vagues à dispositifs de débordement (WEC SSG à droite et le Wave Dragon à gauche).....</i>	<i>23</i>
<i>Figure I-11. Images illustrant l'Impactes des énergies des vagues de tempête dans certaines côtés algériennes (à Oran, Alger, Jijel, Tenes).....</i>	<i>24</i>
<i>Figure II-1. La carte limitant la zone d'étude et les limites du domaine de modélisation avec la bathymétrie ETOPO1 et la position des bouées de mesure des vagues. Les mesures à l'emplacement B1 ont été utilisées pour la calibration et les autres pour la validation du modèle .....</i>	<i>28</i>
<i>Figure II-2. Diagrammes de Taylor pour <math>H_{m0}</math> (en haut) et <math>T_{m02}</math> (en bas) simulés du 01-07-1999 au 30-06-2000 à l'emplacement de la bouée B1. Chaque graphique indique les résultats pour les différents coefficients de Whicapping basés sur différentes combinaisons pour la croissance exponentielle de vent et les formules de terme source de whicapping. L'écart-type est sur l'axe radial ; le coefficient de corrélation est sur l'axe angulaire ; les lignes pointillées vertes indiquent le CRMSD.....</i>	<i>42</i>
<i>Figure II-3. Diagrammes RMSE contre diagramme de biais pour <math>H_{m0}</math> (en haut) et <math>T_{m02}</math> (en bas) simulés du 01-07-1999 au 30-06-2000 à l'emplacement de la bouée B1. Chaque graphique indique les résultats pour les différents coefficients de Whicapping basés sur différentes combinaisons pour la croissance exponentielle de vent et les formules de terme source de Whicapping.....</i>	<i>43</i>

**Figure II-4. Diagrammes de dispersion des résultats du modèle SWAN par rapport aux mesures de la bouée B1 pour  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  en utilisant le réglage calibré et le réglage par défaut. N et SI indiquent respectivement le numéro des données et l'indice de dispersion.....46**

**Figure II-5. Diagrammes de densité de probabilité de la hauteur de houle significative  $H_{m0}$  et de la période de houle moyenne  $T_{m02}$  observés et prévus à l'aide du modèle SWAN étalonné à l'emplacement de la bouée B1.....46**

**Figure II-6. Diagrammes de Taylor et diagrammes de RMSE par rapport aux diagrammes de biais pour  $H_{m0}$  (en haut) et  $T_{m02}$  (en bas) simulés du 01-07-1999 au 30-06-2000 à l'emplacement de la bouée B1. Chaque graphique indique les résultats pour les différents coefficients de whitecapping basés sur deux combinaisons pour la croissance exponentielle de vent ST6 et les formules de terme source de whitecapping Komen et al (1984) (la première colonne) et Janssen (1989,1991) (la deuxième colonne). Le réglage par défaut du nouveau package de termes source ST6 est présenté sous forme de pentagramme dans chaque graphe.....47**

**Figure II-7. Diagrammes de dispersion de hauteurs de vagues significatives  $H_{m0}$  simulés par le modèle SWAN calibré utilisant la formule de croissance exponentielle du vent de Komen et al (1984) et le terme source de whitecapping de Janssen (1989,1991) avec  $CdsI=1.0$  contre les données mesurées de 11 bouées installées dans le bassin ouest Méditerranéen. N et SI renvoient respectivement au nombre des données et à l'indice de dispersion.....51**

**Figure II-8. Diagrammes de dispersion des périodes moyenne des vagues  $T_{m02}$  simulés par le modèle SWAN calibré utilisant la formule croissance exponentielle du vent de Komen et al (1984) et le terme source de whitecapping de Janssen (1989,1991) avec  $CdsI=1.0$  contre les données mesurées de 11 bouées installées dans le bassin ouest Méditerranéen. N et SI renvoient respectivement au nombre des données et à l'indice de dispersion.....52**

**Figure II-9. Q-Q Diagrammes des hauteurs de vagues significatives simulées le modèle calibré KJ en utilisant la formule de croissance exponentielle du vent: Komen - whitecapping : Janssen, le ST6 calibré en utilisant la formule de croissance exponentielle du vent: ST6 - Withcapping : Janssen, la ST6 par défaut utilisant la formule de croissance exponentielle du vent et de whitecapping : ST6, et le modèle SWAN par défaut utilisant la formule de croissance exponentielle du vent : Komen - whitecapping : Komen, contre les mesures in-situ du 01-01-2008 au 31-12-2008 par les bouées Dragonera et Nice, et du 01-10-1998 au 31-03-1999 par la bouée Tamentfoust.....53**

**Figure II-10. Diagrammes chronologiques des hauteurs de vagues significatives simulées à l'aide du modèle SWAN comparés par rapport aux mesures des bouées de Buger et de Kala en octobre 2002 .....57**

**Figure II-11. Des graphiques chronologiques des simulations de hauteur des vagues utilisant les modèles WAM, WW3 et VAG forcés par les vents ALADIN développés dans Ardhuin et al (2007) comparé avec les résultats du modèle SWAN calibré "KJ cds=1" forcé par les vents CFSR .....57**

**Figure II-12. Diagrammes de séries chronologiques des simulations de hauteur de vagues utilisant les modèles WAM et SWAN forcés par les vents MASS développés dans Bolaños-Sanchez et al (2007) et le modèle SWAN calibré "KJ" forcé par les vents CFSR, pendant deux tempêtes consécutives enregistrées par la bouée Ebre-delta (en haut) et Blanes Buoy (en bas) entre novembre 08, 2001 et 20, novembre 2001 .....59**

**Figure II-13. Diagrammes chronologiques des hauteurs de vagues significatives simulées à l'aide du modèle SWAN projeté par rapport aux mesures de la bouée Dragonera entre le 1er septembre au 30 novembre 2007.....60**

**Figure III-1. Illustration des cartes du domaine de paramétrage du modèle, de la zone d'intérêt, de la densité de population algérienne, de la consommation annuelle d'électricité dans chaque province côtière, de la position des bouées de validation, et de la position des stations retenues pour l'analyse détaillée .....67**

<i>Figure III-2. QQ Diagramme des ressources simulées d'énergie des vagues par rapport aux observations des bouées du 01-10-1998 au 31-03-1999 à la bouée Tamentfoust, du 01-07-1999 au 30-06-2000 à la bouée Areffoun et du 01-01-2002 au 31-12-2002 à la bouée Kala.....</i>	<i>71</i>
<i>Figure III-3. Diagramme chronologique de la hauteur significative des vagues <math>H_{m0}</math>, de la période d'énergie <math>T_e</math> et de la puissance des vagues <math>P_w</math> obtenue par le modèle SWAN étalonné et l'observation des bouées du 01-07-1999 au 30-06-2000.....</i>	<i>71</i>
<i>Figure III-4. Répartition spatiale des flux de puissance moyenne et maximale des vagues pendant 39 ans .....</i>	<i>74</i>
<i>Figure III-5. Répartition spatiale du flux moyen de puissance des vagues pendant les années décennales 1979 - 1988, 1989 - 1998, 1999 - 2008 et 2009 - 2017.....</i>	<i>75</i>
<i>Figure III-6. La distribution mensuelle et saisonnière du flux de puissance des vagues est en moyenne sur 39ans.....</i>	<i>77</i>
<i>Figure III-7. Répartition spatiale du coefficient de variation saisonnier et interannuel des puissance des vagues COV pendant 39 ans.....</i>	<i>78</i>
<i>Figure III-8. Répartition spatiale du coefficient de variation mensuel des puissance des vagues COV pendant 39 ans.....</i>	<i>79</i>
<i>Figure III-9. Indice de variabilité mensuelle et indice de variabilité saisonnière du flux de puissance des vagues de 1979 à 2017.....</i>	<i>79</i>
<i>Figure III-10. Répartition spatiale de l'indice WEDI sur 39 ans.....</i>	<i>80</i>
<i>Figure III-11. Moyenne annuelle et saisonnière des ressources en énergie houlomotrice et de la puissance houlomotrice maximale observée pendant 39 ans au large des quatorze willayas littorales .....</i>	<i>82</i>
<i>Figure III-12. Indice de développement énergétique des vagues en quatorze endroits le long de la côte algérienne.....</i>	<i>82</i>
<i>Figure III-13. Disponibilité moyenne mensuelle du flux de puissance des vagues pendant 39 ans aux quatorze stations sélectionnées.....</i>	<i>84</i>
<i>Figure III-14. Probabilité des hauteurs significatives inférieures à 0,5 m enregistrées sur une échelle de trois heures sur 39 ans et les profils de variation horaire de l'énergie moyenne des vagues.....</i>	<i>84</i>
<i>Figure III-15. Probabilité d'occurrence et les roses des flux énergie des vagues développés avec 39 ans de donnée hindcast pour les quatorze willayas côtières algériennes.....</i>	<i>86</i>
<i>Figure III-16. Distribution totale de l'énergie des vagues en fonction de la hauteur significative des vagues et de la période d'énergie développés avec 39 ans de donnée hindcast pour les quatorze willayas côtières d'Algérie.....</i>	<i>87</i>
<i>Figure III-17. Carte des énergies annuelles totales des vagues dans les 15 km de la bande côtière.....</i>	<i>89</i>
<i>Figure III-18. Carte de probabilité des états de mer calme dans les 15 km de la bande côtière .....</i>	<i>89</i>
<i>Figure III-19. Résultats de l'analyse multicritères, les zones en rouge sont caractérisées par une énergie annuelle totale supérieure à 100 MWh/m/an à 15 km de la côte, et une probabilité d'avoir un état de mer calme inférieur à 18%.....</i>	<i>90</i>

*Figure IV-1. Les images "a1, a2, a3" présentent une inondation catastrophique sur la commune de Bab-el-Oued. "b" présente une immersion marine au port de Tipaza. "c1, c2" présente une énorme érosion sur la plage de Surcouf. "d1, d2" montre le bateau Bechar échoué et heurté avec la digue du port d'Alger et le bateau Batna échoué sur la plage près du port d'Alger. "e" montre le bateau-pilote échoué près du port d'Alger. "f" montrent le port d'El-Djamila exposé à une forte tempête marine. "g1, g2" montrent le port de Tamentfoust après immersion marine.....94*

*Figure IV-2. Carte limitant la zone d'étude et les domaines des modèles de grilles grossière et local, avec la position de la bouée de mesure des houles utilisé pour la calibration du modèle SWAN imbriqué.....97*

*Figure IV.3. Représentation de la grille imbriquée utilisé dans le model SWAN local.....99*

*Figure IV-4. Diagrammes de Taylor pour les simulations de  $H_{m0}$  (en haut) et  $T_{m02}$  (en bas) du 01-10-1998 au 31 03-1999 à la bouée Tamentfoust. Chaque graphique indique les résultats pour les différents coefficients de whitecapping basés sur différentes combinaisons pour la croissance exponentielle de vent et des formules de terme source de whitecapping. L'écart-type est sur l'axe radial ; le coefficient de corrélation est sur l'axe angulaire ; les lignes pointillées vertes indiquent CRMSD.....101*

*Figure IV-5. Diagrammes RMSE en fonction du biais pour  $H_{m0}$  (en haut) et  $T_{m02}$  (en bas) simulés du 01-10-1998 au 31-03-1999 à la bouée Tamentfoust. Chaque graphique indique les résultats pour les différents coefficients de whitecapping basés sur différentes combinaisons entre les formules de croissance exponentielle de vent et les formules de terme source de whitecapping. ....102*

*Figure IV-6. Diagrammes de dispersion de la période de houle moyenne  $T_{m02}$  et de la hauteur de houle significative simulés à l'aide du modèle SWAN imbriqué calibré en utilisant la formule de croissance exponentielle du vent de Yan (1987) et la formule de Van der Westhuysen (2007) avec  $C_{ds2} = 10$  contre les données mesurées par Tamentfoust Buoy (B1) ; N se référer au nombre des données .....102*

*Figure IV-7. Dendrogramme de classification des tempêtes.....104*

*Figure IV-8. Distribution des directions des tempêtes de vagues observées au cours des 40 dernières années pour les cinq classes de tempêtes.....105*

*Figure IV-9. Variation mensuelle et saisonnière de la fréquence des vagues de tempête pour les cinq classes énergétique des tempêtes.....108*

*Figure IV-10. Variation interannuelle, quinquennale, décennale et bi-décennale de l'occurrence des vagues de tempêtes pour les cinq classes de tempêtes .....109*

*Figure IV-11. Diagramme chronologique de la variation de hauteur significative des vagues à côté de la côte de Bab-el-Oued pendant la tempête catastrophique de 2001 et la carte de distribution des  $H_{m0}$  pour le moment du pic de la tempête .....111*

*Figure IV-12. Diagramme chronologique de la variation de hauteur de vague significative à côté du port de Tipaza pendant la tempête catastrophique de 2007 ainsi que la carte de distribution des  $H_{m0}$  au moment du pic de la tempête .....112*

*Figure IV-13. Evolution du trait de côte observée après la tempête catastrophique de classe V du 2015 sur la plage de Surcouf.....114*

*Figure IV-14. Diagramme chronologique de la variation significative de la hauteur des vagues enregistrée sur la plage de Surcouf entre le 22/01/2015 et le 31/01/2015 et les cartes illustrant la distribution des hauteurs significative des vagues au moment des crêtes des tempêtes. La carte en haut présente un événement de tempête extensive (classe III), la carte ci-dessous présente l'événement de tempêtes le plus énergiques et le plus catastrophiques (classe V) observés au cours des 40 dernières années.....114*

*Figure IV-15. Time series plot of the significant wave height variation recorded beside Algiers Port between 08/11/2004 and 21/11/2004 and the  $H_{m0}$  distribution map of the storms peaks moments.....116*

*Figure IV-16. Time series plot of the significant wave height variation recorded beside Algiers Port between 06/12/2014 and 12/12/2014 and the  $H_{m0}$  distribution map of the storms peaks moments.....116*

*Figure IV-17. Diagramme chronologique de la variation de hauteur de vague significative enregistrée à côté du port d'El-Damila (en haut) et à côté du port de Tamentfoust (en bas) pendant les tempêtes extrêmes de février 2016 et mars 2018 successivement, avec la carte de distribution des  $H_{m0}$  au moment des pics des tempêtes.....118*

*Figure IV-18. Distribution des élévations du niveau de la mer (Wave Set-up) résultant de l'oscillation des groupes de vagues à courte période estimées à côté du port d'El-Damila et à côté du port de Tamentfoust pendant les pics de tempêtes extrêmes de février 2016 et mars 2018.....119*

*Figure IV-19. Carte des maximums d'énergies, des hauteurs significatives maximales des vagues et des surélévations maximales du niveau de la mer due à l'oscillation des groupes de vagues à courte périodes. (Baie de BouIsmaïl) ...120*

*Figure IV-20. Carte des maximums d'énergies, des hauteurs significatives maximale des vagues et des surélévations maximales du niveau de la mer due à l'oscillation des groupes de vagues a courte périodes. (Baie d'Alger).....121*

*Figure IV-21. Carte des maximums d'énergies, des hauteurs significatives maximale des vagues et des surélévations maximales du niveau de la mer due à l'oscillation des groupes de vagues a courte périodes. (Baie de Zemmouri) ...121*

## LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau II-1. Quelques caractéristiques des bouées de vagues utilisées pour la validation.....</i>	<i>35</i>
<i>Tableau II-2. Les paramètres des processus physiques du modèle SWAN calibrés pour le bassin ouest Méditerranéen .....</i>	<i>44</i>
<i>Tableau II-3. Statistiques d'erreur de <math>H_{m0}</math> et <math>T_{m02}</math> pour le modèle SWAN calibré et pour le mode par défaut .....</i>	<i>45</i>
<i>Tableau II-4. Statistiques d'erreur de <math>H_{m0}</math> pour quatre paramètres physiques différents ; SWAN par défaut (Komen et al.(1984) pour les formules de croissance exponentielle de vent et les termes sources de whitecapping), ST6 par défaut (le nouveau package de termes sources ST6), ST6 calibré (le modèle SWAN calibré utilisant le nouveau package de termes sources ST6 et la formule de whitecapping de Janssen (1989,1991), avec <math>C_{ds}=1.0</math>), et KJ calibré (le modèle SWAN calibré en utilisant la formule de croissance exponentielle de vent de Komen et al (1984) et la formule de whitecapping de Janssen (1989,1991) avec <math>C_{ds}=1,0</math>) .....</i>	<i>54</i>
<i>Tableau II-5. Statistiques d'erreur de <math>T_{m02}</math> pour quatre paramètres physiques différents ; SWAN par défaut (Komen et al.(1984) pour la croissance exponentielle de vent et les termes sources de whitecapping), ST6 par défaut (le nouveau package de termes sources ST6), ST6 calibré (le modèle SWAN calibré utilisant le nouveau package de termes sources ST6 et la formule de whitecapping de Janssen (1989,1991), avec <math>C_{ds}=1.0</math>), et KJ calibré (le modèle SWAN calibré en utilisant la formule de croissance exponentielle de vent de Komen et al (1984) et la formule de whitecapping de Janssen (1989,1991) avec <math>C_{ds}=1,0</math>.....</i>	<i>55</i>
<i>Tableau III-1. Caractéristiques des bouées de validation des périodes énergétique des vagues dans le bassin algérien .....</i>	<i>72</i>
<i>Tableau III-2. Statistiques d'erreur des résultats de la base de donnée développée par le modèle calibrés SWAN (<math>H_{m0}</math>, <math>T_{m02}</math> et <math>T_e</math>) dans les cinq bouées situé dans le bassin algérien .....</i>	<i>72</i>
<i>Tableau III-3. Caractéristiques des quatorze stations sélectionnées pour l'analyse détaillée.....</i>	<i>81</i>
<i>Tableau III-4. Quelques résultats statistiques des ressources en énergie houlomotrice dans les quatorze stations sélectionnées .....</i>	<i>83</i>
<i>Tableau IV-1. Résultats statistiques d'erreurs obtenus lors de la validation du modèle à grille grossière Swan .....</i>	<i>98</i>
<i>Tableau IV-2. Les paramètres des processus physiques du modèle SWAN imbriqué calibré pour la côte d'Alger..</i>	<i>101</i>
<i>Tableau IV-3. Résultats de la classification des tempêtes pour la côte algéroise obtenus à l'aide de méthodes de la classification hiérarchique basée sur l'indice de puissance des tempêtes de Dolan et Davis, (1992).....</i>	<i>104</i>
<i>Tableau IV-4. Résumé statistique des évènements de tempêtes observés durant les 40 derniers années.....</i>	<i>106</i>

## Liste des acronymes

ANEMOC 2	Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier
ARPEG	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
CANDHIS	Centre d'Archivage National de Données de Houle In Situ
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
COAMPS	The Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System
COV	Coefficient of variation
CRMSD	Différence quadratique moyenne centrée
ECMWF	The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EMA	Erreur moyenne absolu
FAN	formules de traînée du vent de Fan et al., (2012) et HWANG (Hwang, 2011)
HWANG	formules de traînée du vent de Hwang, (2011)
LIMPET	Land Installed Marine Power Energy Transmitter
MV	Variation Mensuelle
MW	Megawatt
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OWC	oscillating water columns
QQ	Quantile-Quantile
RMSE	Root Mean Square Error
SSG	Sea Slot-cone Generator
SV	Variation saisonnière
SWAN	Simulating Waves Nearshore
TOMAWAC	TELEMAC-based Operational Model Addressing Wave Action Computation
WAB	Wave Activated Bodies
WAM	Mediterranean Wave Forecast
WAMDI	Wave Model Development and Implementation
WEC	Wave energy converter
WEDI	Indice de développement des énergies des vagues

## Symboles

$a_i$	Amplitude des "vagues (m)"
$C$	Vitesse de phase "(Célérité) (m s <sup>-1</sup> )
$\Delta\theta$	Discrétisation angulaire (rad)
$C_g$	Vitesse de "groupe (m s <sup>-1</sup> )
$d$	Bathymétrie (m)
$D(f,\theta)$	Fonction de répartition angulaire (rad <sup>-1</sup> )
$E(f)$	Densité spectrale de variance ou spectre de variance fréquentiel (m <sup>2</sup> Hz <sup>-1</sup> )
$f$	Fréquence d'une vague (Hz = s <sup>-1</sup> )
$F(f,\theta)$	Densité spectro-angulaire de variance ou spectre de variance directionnel (m <sup>2</sup> Hz <sup>-1</sup> rad <sup>-1</sup> )
$f_a$	Fréquence "absolue (Hz)"
$f_r$	Fréquence "relative (Hz)"
$g$	Accélération de la pesanteur (m s <sup>-2</sup> )
$H_{m0}$	Hauteur spectrale significative d'une vague (m)
$H_{max}$	Hauteur maximale d'une vague (m)
$H_{sig} / H_s$	Hauteur significative des vagues
$k$	Nombre "d'onde (rad m <sup>-1</sup> )
$L$	Longueur d'onde des vagues (m)
$m_n$	Moment d'ordre n du spectre de variance (m <sup>2</sup> s <sup>-n</sup> )
$N(f,\theta)$	Densité spectro-angulaire d'action ou spectre d'action d'onde des vagues (m <sup>2</sup> Hz <sup>-2</sup> rad <sup>-2</sup> )
$p_i$	Probabilité d'occurrence du type de temps $i$ (-)"
$P_w$	Puissance linéique des vagues (kW/m)"
$Q_{bf}$	Termes sources et puits (m <sup>2</sup> rad <sup>-1</sup> )
$Q_{br}$	Terme puit de dissipation d'énergie par friction sur le fond (m <sup>2</sup> rad <sup>-1</sup> )
$Q_{ds}$	Terme puit de dissipation d'énergie par moutonnement (m <sup>2</sup> rad <sup>-1</sup> )
$Q_{in}$	Terme source de génération des vagues par le vent (m <sup>2</sup> rad <sup>-1</sup> )
$T_e$	Période énergétique des vagues calculée à partir des moments d'ordre -1 et 0 (s)
$T_{m02}$	Période moyenne des vagues calculée à partir des moments d'ordre 0 et 2 (s)
$T_{max}$	Période maximale d'une vague (approche vague à vague) (s)
$U, U_x, U_y$	Vitesse du courant océanique ambiant dans l'espace (x,y) (m s <sup>-1</sup> )
$U_{10}$	Vitesse du vent à 10 m (m s <sup>-1</sup> )
$\epsilon$	Densité spectro-angulaire d'énergie ou spectre directionnel d'énergie (kg s <sup>-2</sup> Hz <sup>-1</sup> rad <sup>-1</sup> )
$\eta(x,$	Elévation de la surface libre (m)
$\theta$	Direction d'une vague (rad)
$\theta_m$	Direction moyenne des vagues (rad)
$\xi$	Facteur de combinaison de système de vagues (décomposition spectrale) (-)
$\rho$	Masse volumique (kg m <sup>-3</sup> )
$\omega$	Pulsation intrinsèque (relative) d'une vague (rad s <sup>-1</sup> )

# **Introduction Générale**

---

## **1. Introduction générale**

Durant les dernières décennies, les domaines des sciences de la mer, de l'environnement et du climat à l'échelle mondiale, ont connu le développement d'une conscience environnementale dans la communauté scientifique et une évolution importante des connaissances actuelles dans le domaine des sciences de la mer. Les phénomènes du changement climatique à différentes échelles spatiotemporelles; leurs causes et leurs conséquences, présentent aujourd'hui un axe de recherche à intérêt mondial (Cayan et al., 2008; Cramer et al., 2018; Giorgi and Lionello, 2008; Jakob and Lambert, 2009; Nacef et al., 2016; Nicholls and Klein, 2005; Summers, 2013). Différents auteurs ont lié ces changements environnementaux à la surexploitation des énergies combustibles, qui présentent l'une des causes du réchauffement climatique et de l'acidification des océans. En ce qui concerne les conséquences de ces modifications climatiques, en mer Méditerranée, plusieurs auteurs ont observé un assèchement et un réchauffement important, selon Giorgi and Lionello, (2008), la Méditerranée est considérée parmi les régions les plus sensibles au changement climatique mondial, étant donné que la Méditerranée est une zone de transition entre le climat tempéré de l'Europe centrale et le climat aride de l'Afrique du Nord. D'après Jiménez et al. (2012), les dégâts enregistrés sur les zones côtières causées par des tempêtes marines, ont augmenté d'environ 40% par décennie au cours des 50 dernières années le long de la côte catalane. Ces causes et ces conséquences liées à la variation climatique intense observée durant les dernières décennies ont fait que la communauté scientifique s'est concentrée sur deux nouveaux axes de recherche principaux. Le premier axe consiste en l'évaluation et la recherche de nouvelles ressources d'énergie propre et renouvelable pour remplacer les énergies fossiles considérées responsables d'augmentation des gaz à effet de serre ; l'une des principales causes des changements climatiques. Le deuxième axe consiste en l'étude des catastrophes climatiques naturelles en conséquence des phénomènes du changement climatique. Ces deux axes d'actualité mondiale, constituent le socle principal des présentes études qui ont pour objet de répondre aux problématiques suivantes.

### **1.1. Problématiques**

L'Algérie dispose de 14 wilayas littorales sur un linéaire côtier de 1623 km caractérisés par une forte concentration de population, liée aux conditions climatiques et aux fortes activités industrielles, touristiques et commerciales développées dans cette zone.

La pression exercée par ces activités côtières en plus du changement climatique les expose à des risques naturels considérables (Simav et al., 2013). Les problématiques traitées durant cette thèse sont liées principalement à ces deux derniers facteurs. La première problématique est en relation avec la forte consommation d'électricité enregistrée dans les willayas littorales ; vue la densité démographique que connaissent ces zones et qui est en croissance continue. La deuxième problématique est liée à la fragilité de la zone littorale exposée à de fortes pressions anthropiques et à de fortes pressions marines, exercées par les vagues et les courants côtiers. Les actions des vagues continue observée dans les côtes algériennes ont souvent causé des pertes humaines et matérielles importantes durant les tempêtes marines.

La préservation des ressources énergétiques fossiles ainsi que les problèmes globaux liés au réchauffement climatique, nécessite une exploitation des ressources énergétiques renouvelables et durables. Pour trouver des solutions globales et durables à ces problèmes, le ministère algérien de l'Energie et des Mines (MEM) a développé un programme national qui vise à fournir 40% des énergies renouvelables dans la production d'électricité en 2030 (Stambouli et al. 2012). Pour atteindre ces objectifs et afin de contrer les fortes croissances de la consommation d'électricité que connaît l'Algérie ainsi que l'ensemble des pays du monde (Bouchouicha et al., 2016), plusieurs études réalisées afin d'évaluer les ressources énergétiques solaires, éoliennes et géothermiques en Algérie (Bouchouicha et al. 2015 ; Himri et al, 2009 ; Mahmoudi et al, 2010 ; Merzouk, 2000), ont montré que les importantes ressources en énergie solaire et éolienne se situent dans la partie sud saharienne du pays. Cependant, la concentration de population dans la zone littorale, fait que plus de 40% d'électricité est consommée dans les willayas côtières qui couvrent 1,8% du pays (Kateb, 2003). Dans la récente étude développée par Besio et al (2016), la côte algérienne a été déterminée comme l'une des zones les plus énergétiques de la mer Méditerranée ; une énergie présentée sous forme condensée d'énergie éolienne (Akpinar et al., 2017) et peut constituer une source essentielle d'énergie renouvelable exploitable dans ces zones à consommation importante, en tenant compte du développement exponentiel des WEC (Convertisseur d'énergie des vague). Dans le bassin ouest Méditerranéen des ressources très prometteuses en énergies houlomotrices ont été observées sur les côtes Espagnoles et Italiennes avec un taux annuel dépassant 100 MWh/m/an dans les côtes ouest de Sardaigne en Italie (Liberti et al., 2013). La côte algérienne se caractérise par un plateau continental étroit qui dissipe l'énergie des vagues près de la côte ou directement sur la côte. L'évaluation de la propagation de l'énergie marine est une tâche très importante non seulement pour son exploitation

prometteuse en Algérie selon (Besio et al 2016) mais aussi pour son rôle destructeur dans la zone côtière (la deuxième problématique principale traité dans ce travail). Il est à espérer que les initiatives scientifiques à l'égard de ces problématiques serviront de lignes directrices utiles aux décideurs en Algérie, et qu'elles permettent de répondre à de nombreuses questions encore en suspens, sur différents phénomènes physique, chimique et biologique observé dans les côtes algériennes.

## **1.2. Objectifs de la thèse**

Le travail détaillé dans cette thèse a pour objet de répondre aux problématiques citées précédemment. L'objectif principal de ce travail est de localiser les zones côtières caractérisées par une forte énergie houlomotrice. La classification de ces zones côtières et la quantification des ressources d'énergie des vagues exploitable dans ces régions, permettra d'avoir de nouvelles perspectives, en restant à jour avec les nouveaux développements technologiques dans les domaines des énergies marines renouvelables. D'autre part, l'étude de la propagation des énergies des vagues les jours de tempête permettra de classer les zones les plus exposées aux attaques des vagues qui peuvent subir des dégâts considérables. Pour la réalisation de ces deux objectifs principaux, nous avons commencé par l'implémentation d'un modèle de simulation des vagues de haute résolution adapter aux côtes algériennes, un modèle calibré par des mesures in-situ effectuées sur les côtes algériennes et validées dans l'ensemble du bassin ouest Méditerranéen. Le modèle en question forcé par des vents de CFSR permettra de développer une base de donnée de climat des vague de 40ans avec une résolution temporelle de 3heures et une résolution spatiale de 3km. Afin d'atteindre ces différents objectifs, deux approches méthodologiques ont été développées et présentées dans la section suivante.

## **1.3. Approches Méthodologiques**

### **1.3.1. Approche Méthodologique pour la classification des zones à fort potentiel d'énergie houlomotrice renouvelable**

Actuellement l'énergie des vagues est considérée parmi les énergies marines les plus importantes et les plus étudiées par la communauté scientifique. Elle constitue un potentiel d'énergie très important en zone côtière qui se manifeste comme une énergie houlomotrice dans les eaux profondes et peu profondes et par des courants côtiers auprès du rivage.

Vue la morphologie du littoral algérien et du bassin ouest Méditerranéen et vue les variations climatiques à l'échelle des côtes algérienne, les ressources d'énergie des vagues présentent des variations considérables de l'Est à l'Ouest du pays. D'autre part, ces variations ne sont pas seulement observées à l'échelle spatiale, mais elles sont aussi importantes à l'échelle temporelle, horaire, mensuelle, et annuelle. Ainsi, pour l'exploitation de ces énergies par les convertisseurs d'énergie des vagues (WECs), les variations des caractéristiques physiques des vagues, dont la hauteur significative, la Période énergétique et la direction de propagation de cette énergie, sont primordiales pour la classification des zones côtières optimales pour l'implémentation des récupérateurs d'énergie des vagues.

Sur le plan économiques, les zone caractérisées par des hauteurs de vagues de retour extrêmes et des tempêtes de vagues violentes nécessitent un renforcement important de la carapace des WECs et donc des couts d'implémentation très élevés. D'autre part, la distance du rivage de ces ressources d'énergie des vagues exploitées et la distance par rapport aux ports, constituent aussi un facteur économique très important à considérer dans la classification des zones à fort potentiel d'énergie houlomotrice.

En se basant sur les différents facteurs décrits ci-dessous, l'approche méthodologique développée pour la classification des zones à fort potentiel d'énergie marine renouvelable est structurée en 5 axes principaux (Figure I-1). Le premier axe consiste au développement d'un modèle de simulation des vagues de haute précision, validé par des mesures in-situ des vagues sur les côtes algériennes, et le développement d'une base de données de prévision à posteriori des climats des vagues sur une longue période de 39ans.

Le deuxième axe consiste au développement d'une base de données des énergies des vagues à partir des caractéristiques physiques des vagues (hauteurs significative, période énergétique et direction).

Le troisième axe consiste en une évaluation statistique spatiale et temporelle des énergies des vagues le long des côtes algériennes.

Le quatrième axe consiste en une évaluation locale détaillée des ressources en énergies des vagues présente au large des 14 willayas littorales.

Le dernier axe consiste à une classification spatiale des points chauds présents sur les côtes algériennes.

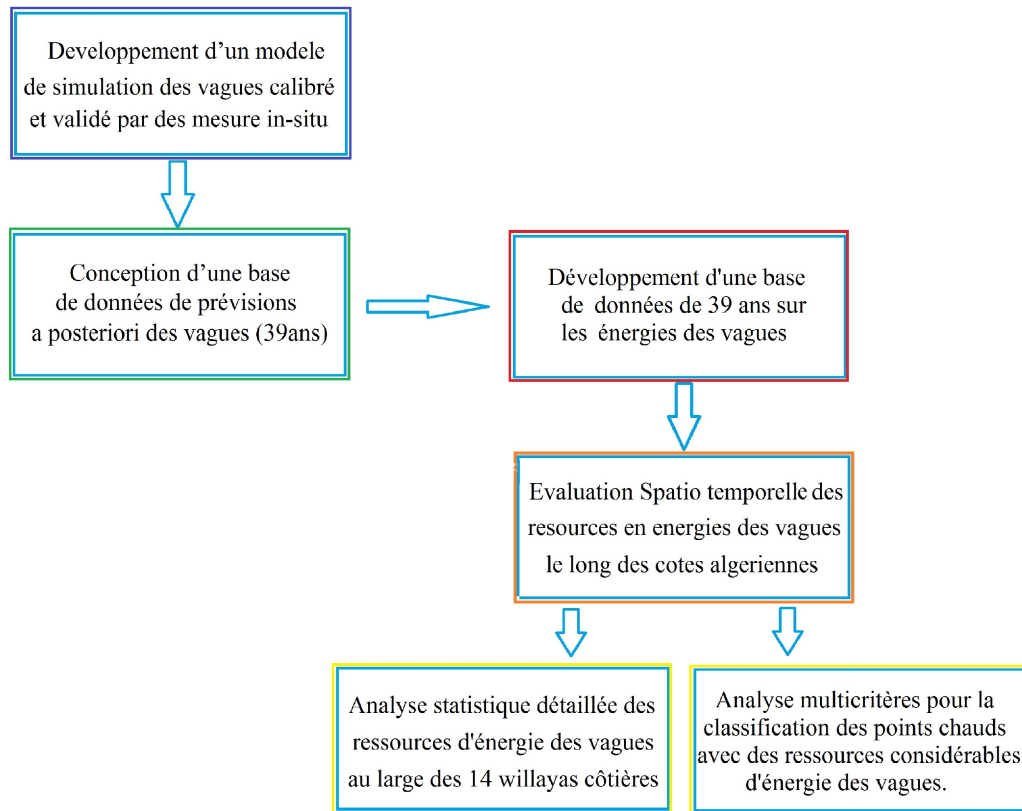


Figure I-1. Axes principaux de la méthode appliquée pour la classification des zones à fort potentiel d'énergie marine renouvelable

### 1.3.2. Approche Méthodologique pour la classification des zones vulnérable face aux énergies des vagues

Comme nous l'avons déjà noté, les énergies des vagues peuvent être constructives comme elles peuvent être destructives. Les énergies des vagues constituent un risque très considérable les jours de tempête dans les zones côtières à forte pression anthropique. En Méditerranée, plusieurs études (Oded Katz, E. 2013. Bosom et J. A. Jim 2011 enez, Maouche et al 2009 ; Jiménez et al 2009 ; Andrea Sulis et al 2017 ; Sartini et al 2017 ; L. Bertotti et al 2012) se sont concentrées sur l'évaluation des vagues

extrêmes, des tempêtes et des tsunamis éventuels sur les côtes centrales algériennes ; telles que présentées par Maouche et al (2009), plusieurs grandes accumulations de blocs ont été suspectées d'être le résultat de tempêtes catastrophiques ou de tsunamis. Selon Sartini et al (2018), c'est dans le bassin algérien que l'on enregistre les plus hauts niveaux de retour de vagues extrêmes. Il est donc difficile de déterminer l'événement à l'origine de l'accumulation de blocs rocheux sur les côtes algériennes, s'ils sont causés par un tsunami ou par des vagues de retour extrêmes. Ainsi, le bassin algérien est exposé à la fois aux tempêtes violentes (Nacef et al 2017) et aux différentes activités cycloniques de la mer Méditerranée (Sartini et al 2018).

Actuellement, des centaines d'ouvrages de protection côtière ont été installés pour faire faces aux énergies destructives des vagues de tempête. Vu le nombre important des ouvrages de protection installés et en vue des coûts importants nécessaires pour l'implémentation et l'entretien de ces ouvrages, ils peuvent affecter considérablement l'économie du pays. Afin d'assurer, un développement économique et durable de ces ouvrage de protection et des ouvrages portuaires, il est nécessaire d'avoir une information détaillée à long terme des ampleurs des tempêtes marines et de leurs propagation le long des côtes, afin de prendre les précautions nécessaires contre les différentes catastrophes naturelles qu'elles peuvent engendrer.

Dans ce travail, on vise à étudier en détail la propagation de l'énergie des vagues durant les tempêtes les plus énergétiques enregistrées sur les côtes algéroises, ainsi qu'à identifier les zones les plus exposées et les plus vulnérables aux attaques des vagues extrêmes de ces tempêtes.

La méthodologie développée pour l'élaboration de cette étude peut être résumée en quatre étapes :

- a. La classification des évènements de tempêtes de vagues observés durant les 40 dernières années dans les côtes algéroises, en se basant sur leur énergie définie par l'indice d'énergie de tempête développé par Dolan & Davis (1992) ; un indice largement utilisé par la communauté scientifique.
- b. Analyse des variations temporelles des différentes classes d'évènement de tempête identifiées
- c. Implémentation d'un modèle SWAN opérationnel à haute résolution spatial pour la côte algéroise imbriquée dans le modèle régional implémenté pour l'ensemble du bassin ouest Méditerranéen.

- d. Simulation de la propagation des vagues de tempête extrême et catastrophique observés durant les dernières décennies et discussions sur les dégâts engendrés durant ces tempêtes.
- e. Simulation de l'ampleur énergétique maximale causée par ces événements de tempêtes au près du rivage et évaluations des risques maximales auxquels sont exposés.

#### **1.4. Organisation de thèse :**

La présente thèse est organisée en 4 chapitres consistants avec une conclusion générale.

Le chapitre I : présente un résumé sur les phénomènes physiques responsables de la génération des vagues et de la dissipation de leurs énergies auprès des côtes, et les méthodes d'exploitation de ces ressources d'énergies et leur impact potentiel.

Le chapitre II : ce chapitre présente l'évaluation, la calibration, l'implémentation et la validation d'un modèle de simulation des vagues, de haute résolution spatio-temporelle et opérationnelle dans les côtes algériennes, sur la base de plusieurs mesures in-situ.

Le chapitre III : présente une évaluation qualitative et quantitative détaillée des ressources en énergies houlomotrices le long des côtes algériennes avec une sélection des hotspots Méditerranéens. (Ce chapitre présente une étude de l'aspect constructive des énergies des vagues).

Le chapitre IV : présente une étude de classification des zones côtières fortement vulnérables face aux énergies des vagues en se basant sur une évaluation détaillée du régime des tempêtes (ce chapitre présente une étude sur l'aspect destructif des énergies des vagues).

---

**Chapitre I: Caractérisation de la ressource d'énergie  
houlomotrice**

Dans ce chapitre nous allons présenter un résumé sur la physique des houles et des vagues, et sur les phénomènes responsables de la génération et de la dissipation des énergies houlomotices. Les différentes théories des vagues linéaires et non linéaires sont largement détaillées dans différentes documentation (eg., Bonnefille, 1992; Dhanak and Xiros, 2016; Holthuijsen, 2007; LARRAS J, 1991; Pecher and Kofoed, 2017). Ainsi, les méthodes d'exploitation de ces ressources d'énergies à plein-temps et l'impact potentiel des énergies de tempête de vagues ont été discutées dans cette partie.

## 1. Génération des vagues

Les vagues à la surface de l'océan sont à l'origine de différentes forces physiques qui s'exercent sur les océans. Ces différents forces sont à l'origine de la formation des marées qui pourraient être considérées comme des vagues de très longue période et les perturbations telles que les tsunامي légitimement appelées vagues de très courte période (Holthuijsen, 2007; Pecher and Kofoed, 2017). Cependant, les vagues considérées dans cette étude se sont les vagues gravitationnelles exploitées par les convertisseurs d'énergie houlomotrice est qui sont générées par le vent (Figure I-1). Ces vagues se présentent généralement comme une suite indéfinie d'ondulations parallèles presque identiques qui se propagent de façon sensiblement uniforme vers le rivage ; cet ensemble d'ondulations est appelé houles ou vagues (Bonnefille, 1992).

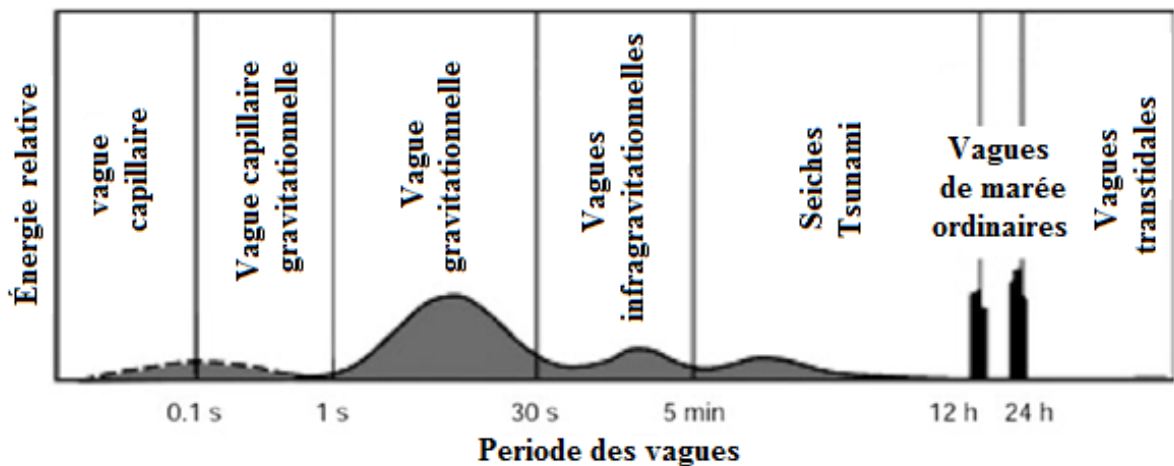


Figure I-1. Les types de vagues qui peuvent se produire dans l'océan (Pecher and Kofoed, 2017)

En ce qui concerne la génération des vagues produites par le vent, les vagues commencent souvent par de petites ondulations générées par la force du vent qui souffle au-dessus d'une étendue marine calme, et forme une couche turbulente dans l'air au-dessus de la surface. Avec la persistance du vent,

les vagues augmentent en taille en raison de l'apport énergétique soutenu du vent, jusqu'à atteindre le plafond qui dépend de la force du vent et du fetch (figure.I.1) , au-delà de ce plafond les vagues cesse de se développer en raison de pertes d'énergie telles que la compensation de l'énergie fournie par le vent par effet du Whitecapping. Dans ce cas, les vagues sont considérées comme étant complètement développées. Lorsque le vent cesse de souffler, les vagues continuent d'exister et se déplacent sur de très grandes distances sans pratiquement aucune perte d'énergie. Dans cet état, on les appelle typiquement vagues de houle parce que le vent responsable de leur génération n'est plus présent.

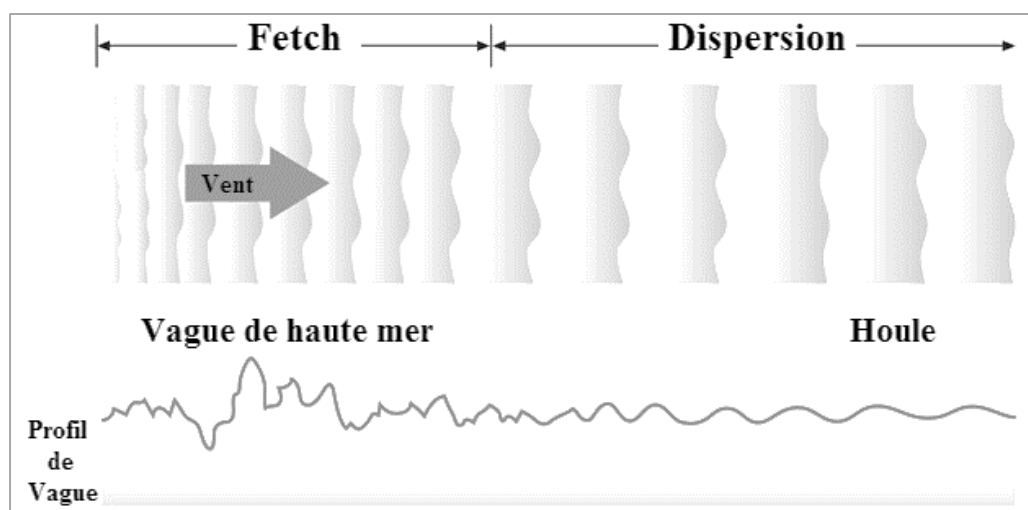


Figure.I.2. Schéma explicative du phénomène physique de génération des houles (Dahanak & Xiros, 2016., in Pinet 2000)

#### - Le Whitecapping :

Le Whitecapping ou le déferlement des vagues en eaux profondes est un phénomène très compliqué qui, jusqu'à présent, n'a pas été compris par les théoriciens. Lorsque la pente d'une vague devient trop grande, le sommet de la vague devient instable et la vague se brise, ce qui entraîne un recouvrement blanc (Arthur Pecher, 2017). Elle implique un hydrodynamique hautement non linéaire sur une large gamme d'échelles, allant des ondes de surface gravitationnelles aux ondes capillaires, en passant par la turbulence. Le fait qu'il n'existe pas de définition précise et généralement acceptée du whitecapping et que les observations quantitatives sont très difficiles à réaliser. Le whitecapping est le processus le moins compris parmi tous les processus affectant les vagues (Holthuijsen, 2007).

## 2. Caractéristiques physiques des vagues

La surface de la mer à un endroit particulier est une superposition complexe de vagues aux caractéristiques différentes se propageant à partir de différents endroits où elles étaient habituellement produites par le vent à différents moments. Les caractéristiques détaillées dans cette partie concernent les mouvements des vagues théoriques à fréquence unique.

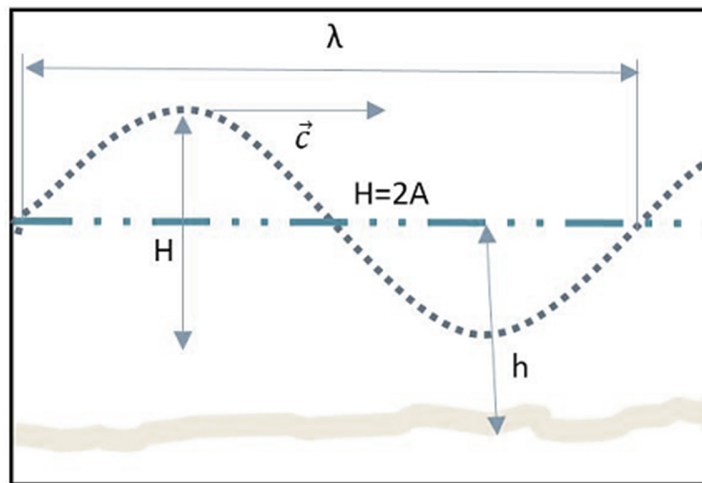


Figure I-3. Représentation des caractéristiques des vagues

La hauteur de vague  $H$  est la distance verticale entre la plus haute (crête) et la plus basse (creux) élévation de surface d'une vague (Figure I-3). Ces hauteurs de vagues caractéristiques  $H$  sont souvent utilisées pour le calcul d'une autre grandeur physique observable des vagues, appelée hauteur de vague significative  $H_s$ . Ce paramètre est calculé comme le tiers supérieur des hauteurs de vagues  $H$  donnée par la formule suivante :

$$H_s = H_{1/3} = \frac{1}{N/3} \sum_{i=1}^{N/3} H_i \dots \dots \dots (1)$$

Où  $i$  est le rang des vagues la plus haute observé ( $H_1 = H_{\max}$ ) dans une série composée de  $N$  vagues, une telle mesure de la hauteur des vagues est considérée pertinente pour les projets liés à l'énergie des vagues qui est proportionnelle au carré de la hauteur significative des vagues.

La période d'une vague  $T$  est définie comme l'intervalle de temps entre le début et la fin de l'onde. La moyenne de cette période de vague au passage par le zéro à la baisse (mean zero crossing period)

est alors définie comme la moyenne des périodes enregistrées par une série des vagues séparées par les moments de passage par le zéro à la baisse et calculé selon la formule suivante.

$$\bar{T}_0 = \frac{\sum_{i=1}^N T_{0,i}}{N} \dots\dots\dots(2)$$

Les trois caractéristiques physiques principales des vagues Hs, T et la longueur d'onde L (distance entre de crête de vagues successives) permettent de définir d'autres paramètres de vagues importantes pour définir les modèles mathématiques les plus appropriés, dont :

La Pente de la vague (Wave steepness) :  $s = H/L$

La Fréquence des vagues :  $\omega = 2\pi/L$

La profondeur relative :  $dr = d / T^2$

La pente des vagues (Wave steepness) est souvent utilisée pour distinguer les vagues linéaires et non linéaires. Selon Méhauté, (1976) la pertinence des différentes théories des vagues dépend de la pente des vagues (Wave steepness) et la profondeur relative  $dr$  comme il est détaillé dans la figure I-4 .

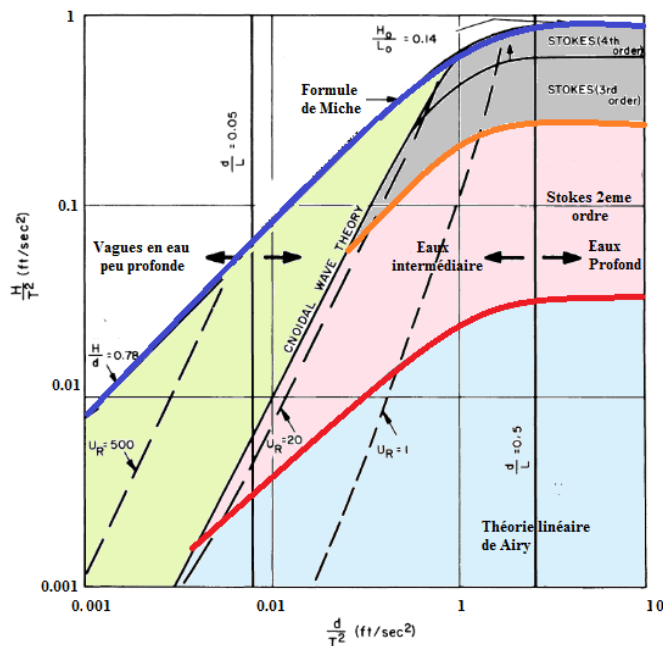


Figure I-4. Les domaines d'utilisation des différentes théories de la houle

- **Théorie de La houle linéaire et non linéaire (Stokes) :**

La plus simple théorie de la houle est celle de Stokes de premier ordre; théorie d'Airy (1845), cette théorie est une solution approchée nécessitant que la cambrure soit faible. la solution de Airy est valable seulement pour les houles de petite amplitude. Ainsi, les houles à forte amplitude et ceux qui se propagent en eau peu profonde sont décrits par d'autres théories de Stokes non linéaires de deuxième et de troisième ordre. Concernant la solution du 2<sup>e</sup> ordre de Miche, elle représente une houle non linéaire au deuxième ordre d'approximation dont une composante du courant horizontal arbitraire  $v(z_0)$  et le niveau moyen d'oscillation est prise en considération dans la solution.

Dans la présente étude, principalement trois caractéristiques physiques des vagues (la hauteur de vague significative  $H_{m0}$ , la période de vague moyenne  $T_{m02}$ , la période énergétique  $T_{m-10}$  la direction moyenne des vagues  $\theta_m$ ) ont été prises en compte. Ces paramètres sont considérés comme une caractéristique intégrale des vagues calculable à partir du spectre de densité de variance  $E$  avec  $c'$  est différents moments spectraux pour la gamme de fréquence des vagues gravitationnel comme:

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0} \dots\dots\dots(3)$$

$$T_{m02} = \frac{m_0}{m_2} \dots\dots\dots(4)$$

$$T_{m-10} = \frac{m_{-1}}{m_0} \dots\dots\dots(5)$$

$$\theta_m = \arctan \left( \frac{\int_0^{2\pi} \int_{f_{min}}^{f_{max}} E \sin\theta \, df \, d\theta}{\int_0^{2\pi} \int_{f_{min}}^{f_{max}} E \cos\theta \, df \, d\theta} \right) \dots\dots\dots(6)$$

où le n-ième moment spectral  $m_n$  est :

$$m_n = \int_0^{2\pi} \int_{f_{min}}^{f_{max}} f^n E \, df \, d\theta \dots\dots\dots(7)$$

et  $f$  est la fréquence (absolue). La gamme de fréquence varie entre 0,033 Hz et 1,0 Hz.

La direction moyenne des vagues,  $\theta_m$ , est définie comme la moyenne de toutes les directions individuelles des vagues dans une série temporelle représentant un certain état de mer.

### 3. Propagation des vagues

#### 3.1. Réfraction et diffraction des vagues

Dans les zones côtières à morphologie complexe, les phénomènes de réfraction et de diffraction des vagues sont capables de concentrer les énergies des vagues sur certaines zones particulières du rivage (Figure I-5). La réfraction et la diffraction des vagues peuvent très bien engendrer une évolution totalement différente le long des côtes. Lorsque les vagues s'approchent d'une côte idéale (ligne de côte droite et longue avec tous les contours bathymétriques du fond parallèles à la ligne de côte), la direction de propagation des vagues sera régie par la loi de Snell

$$\frac{\sin \theta}{c_p} = Cte \dots \dots \dots (8)$$

Si une onde harmonique s'approche de la même côte, mais avec un angle d'incidence oblique ;  $\neq 90$ , la vague changera lentement de direction en s'approchant de la côte. Ce phénomène est due à la déviation en profondeur le long de la crête de vagues avec une variation déséquilibrée dans la vitesse en phase long de cette crête (Figure I-5).

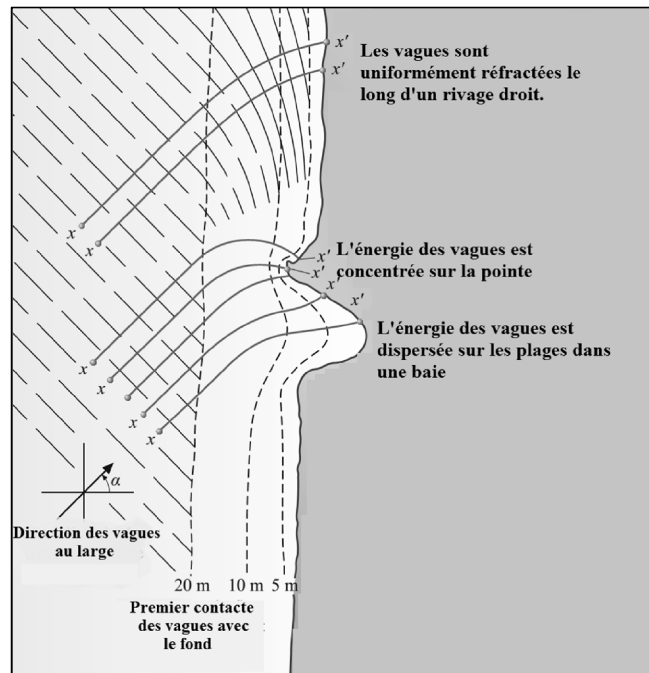


Figure I-5. Propagation des vagues dans une côte a morphologie complexe; phenomene de réfraction des vagues due à l'effet du fond (Dhanak and Xiros, 2016)

Le phénomène de diffraction contrairement au phénomène de réfraction se produit en eau peu profonde ou profonde et peu importe l'angle d'incidence avec l'obstacle rencontré.

Lorsque une houle avec une longueur d'onde considérable se déplace dans une eau de profondeur constante, autour d'un obstacle imperméable (d'une digue, un cap, une ile...etc.), les ondes se déplacent dans l'ombre de l'obstacle selon un motif de crêtes presque circulaire dont l'amplitude diminue rapidement. En raison de l'effet d'ombrage de l'obstacle, de grandes variations d'amplitude se produisent le long de la ligne géométrique de l'ombre de l'obstacle.

Le potentiel d'enroulement due au déferlement des vagues est plus grand lorsque les longueurs d'onde des vagues sont plus grandes. Ces vagues peuvent parfois s'enrouler 180 degrés autour d'une jetée. La diffraction est souvent faible avec des vagues de faible longueur d'onde et de courte période.

### 3.2. Des vagues aux courants côtiers

Dans les régions côtières, les courants sont d'une autre nature que ceux observé pleine mer. Les grands courants océaniques agissent faiblement dans les faibles profondeurs qui caractérisent les abords des continents où les courants sont surtout engendrés par les vagues et par les marées dans

certaines zones. La direction et l'intensité de ces courants sont fonction de l'amplitude et de l'incidence des vagues par rapport à la côte et de la pente et de l'aspect du rivage. Le courant côtier existe sous différente forme qui dépend de son origine. D'après (Paskoff, 2010), Les courants les plus intéressants pour la compréhension de l'évolution des littoraux sont les courants engendrés par les vagues.

La présence des fonds marins exerce un frottement sur le mouvement orbital des particules d'eau et déforme de ce fait leur mouvement circulaire à un mouvement elliptique au près du fond. De plus la composante  $V_s$  devient supérieure à la composante  $V_i$  près du fond (Figure I-6), la résultante s'exprime par un déplacement des particules d'eau dans le sens de la propagation des vagues et génère un courant que l'on appelle courant orbital ou courant d'oscillation ( $\vec{U}$ ).

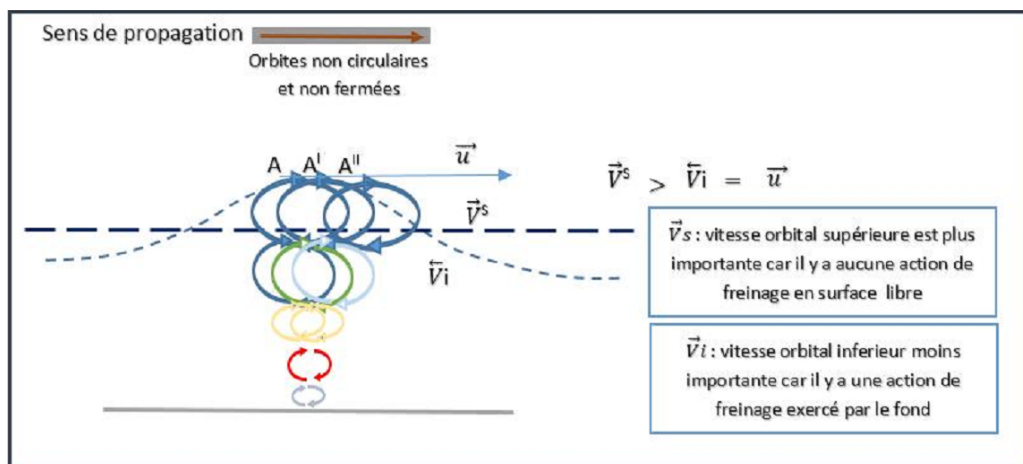


Figure I-6. Propagation et mouvement oscillatoire d'une houle

D'autre part, Lorsque les vagues atteignent la plage avec une certaine obliquité, elles génèrent un courant linéaire parallèle au rivage appelé dérive littorale. La vitesse de la dérive littorale dépend de plusieurs facteurs : période des vagues, angle d'incidence des vagues ( $\theta$ ) par rapport au trait de côte, la hauteur des vagues déferlante  $H_b$ , la pente ( $p$ ) en pourcentage, et rugosité de fond.

Pour estimer la vitesse de dérive Long shore, il existe deux formules qui sont souvent confirmées par les mesures de vérification réalisées sur le terrain. La formule de Longuet-Higgins, (1970) modifiée par le C-E.R.C. (Coastal Engineering Research Center of U.S.A.) et présentée dans (Paskoff, 2010) comme :

$$U = 20.7 * \sqrt{gH_b p} * \sin(2\alpha) \dots\dots\dots(9)$$

et la formule de Putnam et al., (1949) éditée par (LARRAS J, 1991) :

$$U = 2.58 * \sqrt[3]{\frac{gH_b^2}{T} + p} * \sin(2\alpha) \dots\dots\dots(10)$$

#### 4. Exploitation des énergies des vagues (houlomotrice)

Depuis le XXe siècle, les énergies avec leurs différentes sources forment un socle socio-économique majeur dans tous les pays du monde. Actuellement, les énergies les plus exploitables sont les combustibles fossiles qui causent des dommages importants à l'environnement terrestre, entraînant un changement climatique et une pollution atmosphérique élevée. En raison de ce problème et compte tenu de la croissance exponentielle des énergies fossiles dans le monde. Une tendance ascendante vers l'exploitation des énergies renouvelables est observée depuis les cinquantes dernières années. Plusieurs récupérateurs d'énergies renouvelables sont en développement permanent, visant à optimiser l'exploitation des sources renouvelables en question.

Les deux principales sources d'énergie renouvelable qui ont été commercialisées dans la plupart des pays du monde sont l'éolien et le solaire, avec des coûts comparables à ceux de la production d'énergie conventionnelle, bien qu'on observe actuellement des tendances importantes dans le développement des autres sources d'énergie renouvelable comme l'énergie des vagues. De nombreuses études ont estimé que la densité du contenu énergétique disponible des vagues brutes est supérieure à celle de l'énergie éolienne.

L'accélération observée dans le développement des récupérateurs d'énergie houlomotrice peut atteindre un jour un niveau de rendement moyen qui permet la récupération totale de l'énergie houlomotrice bien plus rentable que les autres sources en énergie renouvelable. Pour faire face à ces évolutions, plusieurs pays côtiers dans le monde ont évalué le potentiel d'énergie des vagues le long de leurs côtes.

Les possibilités offertes par l'exploitation de l'énergie des vagues et d'autres sources d'énergie renouvelable peuvent contribuer de manière significative à l'indépendance énergétique vis-à-vis des

sources d'énergie fossiles, si chaque pays utilise toutes les ressources naturelles à sa disposition (Lavidas 2016) pour assurer un meilleur équilibre et une meilleure durabilité.

Actuellement plusieurs récupérateurs d'énergies des vagues sont installés un peu partout dans le monde, dont trois récupérateurs sont installés en mer Méditerranée en Italie et en Espagne (Figure I-7).

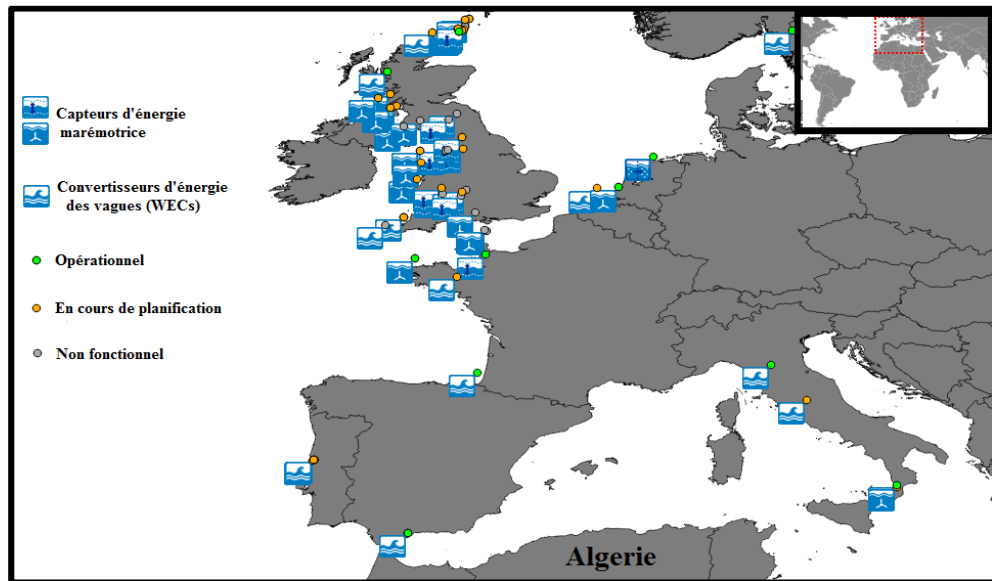


Figure I-7. Carte des positions des convertisseurs d'énergies des vagues et des énergies marémotrices installées en Europe et en mer Méditerranée de l'OES (ocean-energy-systems.org)

#### 4.1. Les convertisseurs d'énergie des vagues WECs

Les convertisseurs d'énergies des vagues sont classés selon différents aspects, qui dépendent de leur fonctionnement ou de leur zone d'emplacement (nearshore, offshore). Ainsi, une catégorisation basée sur les termes terminateur, atténuateur et absorbeur est souvent utilisée ; les terminateurs sont des dispositifs à grande extension horizontale parallèle à la direction de propagation des vagues, tandis que les atténuateurs ont de grandes extensions horizontales orthogonales à la direction de propagation des vagues.

Les WECs installés auprès de la côte ou fixés à terre sont par nature des terminateurs et sont reliés de façon rigide à la terre ferme. Les dispositifs à proximité du rivage sont situés à des profondeurs d'eau où les vagues disponibles sont influencées par la profondeur de l'eau, et les dispositifs déployés dans cette région seront souvent installés au fond. Les dispositifs placés au large des côtes flotteront

généralement et auront accès aux vagues, sans être altérés par la présence des fonds marins, Concernant la classification des WECs en fonction de leurs principes de fonctionnement, il existe plus de 8 types principaux.

Dans cette section, nous allons présenter quelques catégories des convertisseurs d'énergies des vagues les plus connues et les plus utilisées, sachant qu'en 2017 il y avait plus que 200 récupérateurs d'énergie des vagues selon l'EMCE (the European Marine Energy Centre), correspond probablement à plus de 3 000 brevets d'invention selon (Babarit, 2017).

#### **4.1.1. Convertisseur d'énergies à corps mus par la houle (WAB)**

Le Pelamis WEC est parmi les WECs les plus connue de cette catégorie. Le Pelamis est un dispositif flottant constitué de tronçons de tubes descendants reliés par des joints universels qui permettent une flexion dans les deux sens. Le WEC flotte à moitié immergé à la surface de l'eau et fait intrinsèquement face à la direction des vagues, maintenu en place par un système d'ancrage. Au fur et à mesure que les vagues passent le long de la machine et que les sections se plient dans l'eau, le mouvement est converti en électricité par des systèmes de prise de force hydraulique situés à l'intérieur de chaque joint des tubes de la machine. Les courants sont transmis aux côtes par des équipements et câbles sous-marins (Pecher and Kofoed, 2017). Il existe plusieurs autres WAB opérationnels autres que le Pelamis, comme par exemple il existe des WAB submergés, comme la bouée Carnegies CETO, une bouée elle-même est complètement immergée et maintenue en place par une attache fixée au fond de la mer et avec une prise de force à pompe hydraulique en ligne. La figure I-8 présente différents WECs des WAB les plus connus.



Figure I-8. Quelques convertisseurs d'énergies à corps mus par la houle (WAB), actuellement exploitables

#### 4.1.2. Convertisseur d'énergies des vagues à Colonne d'eau oscillante (OWC)

Ce type de WECs à colonnes d'eau oscillantes (OWC) est capable d'être implémenté directement dans sur des structures côtières existantes ou en développement, comme les brise-lames. Ainsi, Tous les composants mobiles pour récupérer l'énergie des vagues sont bien au-dessus de la ligne de flottaison et la structure fixe peut être facilement intégrée dans des édifices solides (Howe and Nader, 2017); Ce qui constitue un avantage à cette conception du point de vue étanchéité et durabilité. L'intégration de la structure du OWC dans un brise-lames pour la protection côtière ou portuaire présente plusieurs avantages : les coûts de construction sont partagés et l'accès pour la construction, l'exploitation et l'entretien de l'usine d'énergie des vagues devient beaucoup plus facile (Falcão and Henriques, 2016). Les OWCs sont actuellement installés un peu partout dans le monde, en Ecosse, en Portugal (Figure I-9), en Espagne au Japon et en Australia. Les colonnes d'eau oscillantes (OWC) ont l'un des plus longs antécédents de déploiement et les installations reliées au réseau sont opérationnelles

depuis plus d'une décennie comme pour le système LIMPET à Islay en Royaume Uni (Figure I-9). Le système de fonctionnement des OWC a été détaillé dans par Falcão and Henriques, (2016).



Figure I-9. Installation LIMPET OWC, d'une puissance nominale de 500 kW, installée depuis 2000 sur l'île d'Islay, Ecosse, Royaume-Uni

#### **4.1.3. Convertisseur d'énergies des vagues à Dispositifs de débordement**

Le Wave Dragon est composé de deux réflecteurs qui concentrent les vagues vers sa rampe intérieure, reliés à la structure principale. Ces réflecteurs de vagues ont pour but d'augmenter la hauteur de la vague, ce qui augmente considérablement la quantité d'énergie absorbée. La structure principale se compose d'une rampe double et d'un réservoir de stockage d'eau qui s'évacue en passant par un ensemble de turbines à hélice à faible hauteur d'élévation semblables à celles qui sont utilisées dans les centrales hydroélectriques. Le Wave Dragon est l'un des plus grands convertisseurs d'énergie des vagues. Un Wave dragon peut avoir une puissance de 4 à 11 MW ou plus, selon le niveau d'énergie des vagues sur le site de déploiement.

Ainsi il existe également d'autres convertisseurs basés sur le débordement, comme le SSG (Figure I-10), qui est une structure fixe agissant comme une combinaison d'un WEC et d'un brise-lames. Le SSG se compose de plusieurs réservoirs avec des hauteurs différentes. Cette diapositive, comme pour le OWC présente plusieurs avantages économiques dans le cas de son intégration avec un projet d'installation d'un brise-lames pour la protection côtière ou portuaire.

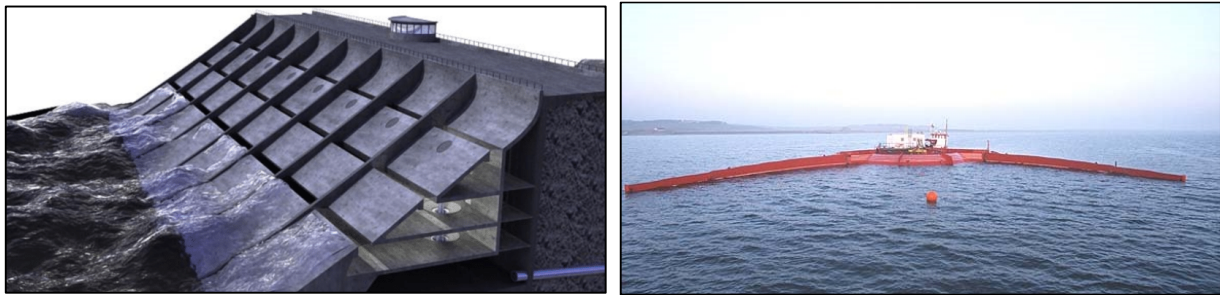


Figure I-10. Convertisseur d'énergies des vagues à dispositifs de débordement (WEC SSG à droite et le Wave Dragon à gauche)

## 5. Impact potentiel des énergies des vagues

Dans les zones côtières, la dissipation des énergies des vagues se traduit sous différentes formes.

En résumé, dans les rivages à pente abrupte comme les falaises, l'énergie des vagues se dissipe directement sur le rivage et provoque souvent une déstabilisation des falaises ou une érosion massive de la côte offensée, un phénomène très observé durant les jours de tempêtes et dans différentes côtes à falaises en Méditerranée (eg. Jimenez et al., 2009; Katz and Mushkin, 2013; Sunamura, 1977).

Dans les zones à faible pente, et à l'approche du rivage, la vitesse des particules de la crête de vague dépasse la célérité des vagues et la cambrure des vagues diminue ce qui conduit à un déferlement de la vague, provoquant ainsi un haut degré de turbulence avec une grande dissipation d'énergie (HOLTHUIJSEN, 2007). Dans la zone de déferlement la propagation et la dissipation des énergies des vagues dépendent aussi de leur obliquité par rapport au rivage et de la morphologie de la zone côtière ; Les vagues dotées d'une énergie considérable et qui atteignent la côte avec une certaine obliquité sont généralement responsables de la formation d'un courant longitudinal appelé courant de dérive littoral. Ces différents modes de dissipation des vagues auprès des côtes, sont à l'origine des catastrophes énormes enregistrées durant les tempêtes marines sur les côtes algériennes.



Figure I-21. Images illustrant l'impact des énergies des vagues de tempête sur certaines côtes algériennes (à Oran, Alger, Jijel, Tenes)

Les côtes algériennes sont caractérisées par des côtes densément peuplées et fortement urbanisées avec des routes maritimes très fréquentées qui couvrent la majeure partie des côtes à falaise. Ainsi, plusieurs zones côtières sont considérées très vulnérables face à l'attaque de la houle, ont fait objet de plusieurs aménagements côtiers qui ont fortement touché à l'économie du pays. La morphologie du littoral algérien avec son plateau continental étroit fait que les vagues s'approchent des côtes avec une quantité d'énergie importante. Les côtes algériennes sont exposées à trois grands bassins Méditerranéens (le bassin algero-provençal, tyrrhénien, et d'alboran).

La connaissance des régimes des tempêtes et de leurs potentiels énergétiques est donc nécessaire pour la prévision des risques côtiers, pour la navigation maritime, et pour les services d'ingénierie et de travaux maritimes. Durant les dernières décennies, les tempêtes de vagues ont provoqué plusieurs

catastrophes économiques, matérielles et humaines sur les côtes algérienne. Des dommages aux infrastructures côtières, une érosion côtière importante, des maisons côtières démolies, des falaises déstabilisées, des naufrages ayant fait des morts et des inondations portuaires ont été enregistrés (Figure I-10). Le manque d'information concernant l'ampleur maximal des tempêtes de vague en Algérie a fait que plusieurs aménagements portuaires et de protections côtières (dimensionnées à base de données anciennes de faible résolution, sans validation local et sans prise en comptes de variation climatique actuelle) ont été endommagés et ont nécessité plusieurs travaux de renforcement coûteux.

---

**Chapitre II: Implémentation d'un modèle de simulation  
de vagues calibré par rapport à des mesures in-situ**

## 1. Introduction

La connaissance des conditions à long terme du vent et des vagues est essentielle pour assurer une bonne sécurité et une gestion durable des environnements côtiers. Comme la disponibilité des mesures in situ des vagues est très limitée dans le temps et dans l'espace et dans la plupart des régions du monde (Akpınar et Bingölbali, 2016), le recours à la simulation numérique est donc nécessaire pour assurer une prévision à long terme et à haute résolution spatio-temporelle des vagues (Amarouche et al., 2018 ; Musić et Nicković, 2008). La modélisation des vagues à l'aide des modèles spectraux des vagues de vent de troisième génération, à partir de champs de vent et de bathymétrie connus est passée d'un état de l'art à l'état de la pratique au cours de la dernière décennie (Christensen et al., 2013). Il est donc nécessaire de développer un modèle de vague à haute résolution en réponse aux développements récents et de produire une banque de données de vague à haute résolution.

Actuellement, plusieurs modèles précis de vagues de vent ont été évalués et mis en œuvre dans le bassin de la Méditerranée occidentale. Parmi les plus récents, le modèle WAM par Cavaleri et Sclavo (Cavaleri et Sclavo, 2006), WAM-PRO par Ponce de León et Soares (de León et Guedes Soares, 2008), le modèle MIKE21 par Donatini et al. (Donatini et al., 2015), le modèle Wavewatch III par Mentaschi et al. (Mentaschi et al., 2015) et le modèle TOMAWAC par Tiberi-Wadier et al. (Tiberi-Wadier et al., 2016), avec une résolution spatiale qui est respectivement de 25 km, 25 km, 3 km, 10 km et 25 km pour le bassin algérien. Tous ces modèles n'ont été validés qu'à partir de mesures de vagues recueillies sur les côtes européennes et/ou d'observations satellitaires. Selon l'atlas Méditerranéen des vents et des vagues (Groupe Medatlas, 2004), la plupart des bouées à vagues sont situées dans les zones côtières. Le modèle SWAN (Booij et al., 1999) version 41.20 mis en œuvre dans la présente étude est un modèle de prévision à posteriori de troisième génération caractérisé par une bonne efficacité en zone côtière (Ris et al., 1999). Selon Sartini et al. (Ludovica Sartini et al., 2015), le modèle SWAN par rapport au modèle WW3, est capable de reproduire parfaitement les phénomènes de diffraction et de réfraction côtière, liés à la morphologie côtière. Ce caractère garantit que le modèle peut être calibré et validé sur la base de mesures et d'observations de bouées de vagues côtières.

L'objectif de la présente étude est de calibrer et de valider le modèle SWAN de troisième génération de simulation à posteriori des vagues forcées par les champs de vent du CFSR (Saha et al., 2014,

2010), à partir des observations des vagues faites sur la côte algérienne. Ce modèle calibré nous permettra de développer une nouvelle base de données pratique de prévisions à posteriori des vagues, à haute résolution spatiale (~3km) et haute précision dans le bassin algérien. Ce dernier présentera un outil essentiel pour les études scientifiques et les travaux maritimes, plus particulièrement en ingénierie côtière (protection côtière, construction portuaire, étude de vulnérabilité côtière...), sachant que le modèle SWAN calibré nous permettra de procéder avec un maillage plus fin en utilisant le système de grille emboîtée comme présenté par Bingölbali et al (Bingölbali et al, 2019). Il peut donc être un outil d'aide à la décision pour les services de transport maritime, sachant que le bassin algérien est caractérisé par un trafic maritime très dense. Selon les données statistiques du service Algérien de la sécurité maritime, de nombreux naufrages ont été enregistrés dans cette zone dans des conditions météorologiques extrêmes, de même que, sur la côte algérienne, les tempêtes sont responsables de submersion en milieu littoral et peuvent avoir des conséquences désastreuses sur ces milieux (Nacef et al., 2016). Selon Sartini et al (Sartini et al., 2017), le bassin algérien est fortement affecté par les conditions maritimes les plus sévères avec la présence d'activités cycloniques, les niveaux de retour les plus élevés en Méditerranée ont donc été estimés sur les côtes algériennes. Pour la calibration du modèle SWAN, nous avons utilisé les mesures de vagues de la bouée B1 d'Azeffoune (Figure II-1) observées pendant un an entre le 01/07/1998 et le 30/06/1999. La bouée Azeffoun a été choisie en fonction de sa situation géographique, exposée aux vagues générées dans la partie centrale, Nord, Est et Ouest du bassin Méditerranéen occidental (Figure II-1). La calibration s'est concentrée sur les termes sources de l'entrée du vent et de la dissipation des vagues due au whitecapping, en réduisant et augmentant la valeur par défaut du coefficient de dissipation ; ce paramètre représente le terme le moins connu dans les modèles de vagues (Pallares et al., 2014), et est habituellement la base standard utilisée pour ajuster la dissipation de vagues dans les modèles numériques (Leckler et al., 2013). Au cours du processus de calibration, le nouveau package de termes source ST6 implémenté dans la version 41.20 du modèle SWAN a également été calibré, évalué et comparé avec les termes source précédent, soit la croissance exponentielle de vent et le whitecapping.

Ce travail présente la première étude dans laquelle un modèle de vague de troisième génération est calibré et validé sur la base de mesures de bouées effectuées sur la côte sud du bassin de la Méditerranée occidentale, considérant que la localisation géographique de la bouée d'étalonnage peut contribuer de manière significative à l'amélioration des performances du modèle dans tout le bassin de la Méditerranée occidentale en raison de sa morphologie complexe.

## 2. Zone d'étude

Le bassin ouest Méditerranéen est un bassin semi-fermé relié à l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, il s'étend de 6° Ouest à 11° Est de longitude, et de 35° à 46° de latitude Nord (Figure II-1). Ce bassin se caractérise par une profondeur élevée, qui dépasse les 5000 m et un plateau continental très étroit dans la partie sud du bassin (le bassin algérien). Compte tenu de ces aspects morphologiques, le bassin algérien est caractérisé par un courant instable résultant de l'écoulement des eaux atlantiques dans le détroit de Gibraltar (Millot, 1987). Ce flux génère des tourbillons côtiers instables le long de la côte algérienne (d'Ovidio et al., 2009). Le bassin Méditerranéen occidental qui borde six pays européens et africains (Espagne, France, Italie, Tunisie, Algérie, Maroc) a une très forte activité socio-économique avec une population très dense. Ce bassin connaît également un très fort trafic maritime, c'est le point de rencontre des navires venant de l'Atlantique, de la Mer Noire et de la Mer Rouge. La forte exploitation humaine dans les zones côtières et le changement climatique les rendent plus exposées aux risques naturels (Simav et al., 2013). La mise en œuvre et le développement d'un modèle performant de simulation des vagues pour cette zone est donc extrêmement important.

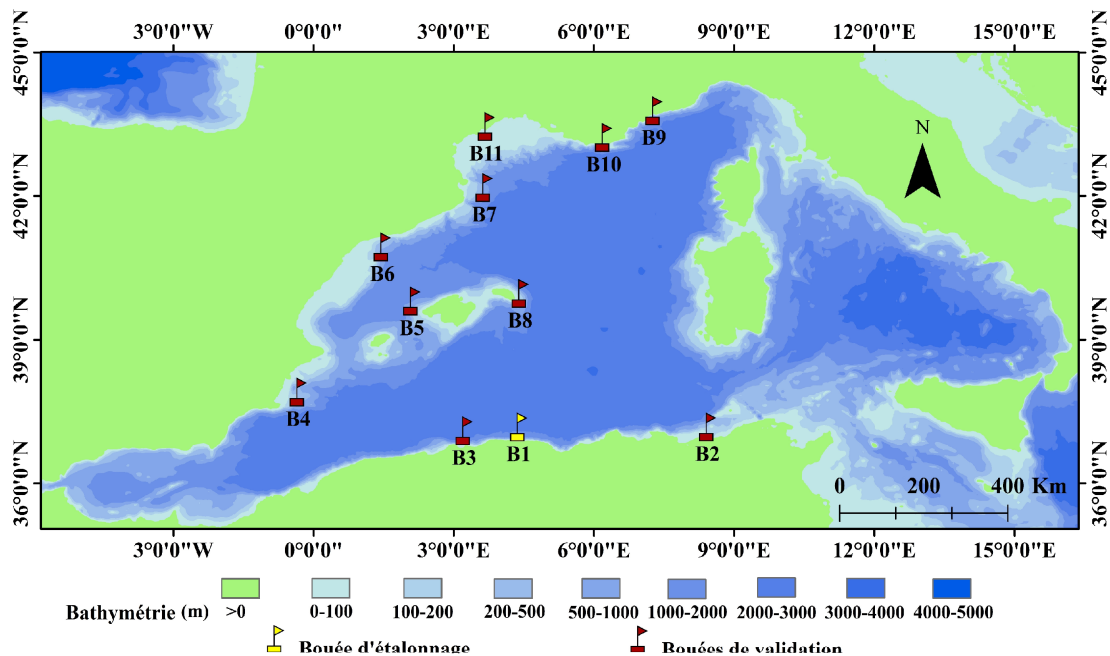


Figure II-1. La carte limitant la zone d'étude et les limites du domaine de modélisation avec la bathymétrie ETOPO1 1 et la position des bouées de mesure des vagues. Les mesures à l'emplacement B1 ont été utilisées pour la calibration et les autres pour la validation du modèle

### 3. Matériels et méthodes

#### 3.1. Description du modèle SWAN

Au cours des trois dernières décennies, plusieurs modèles de prévision a posteriori de vague de vent de troisième génération ont été développés, afin de résoudre l'équation d'équilibre d'action spectrale sans aucune restriction préalable sur le spectre dans l'évolution du cycle de croissance. Ces modèles comprennent WAM (Wamdi Group, 1988), WW III (Tolman, 1991), TOMAWAC (Benoit et al., 1996), et SWAN (Booij et al., 1999). Le modèle qui fait l'objet de cette étude est la dernière version du modèle SWAN (Booij et al., 1999 ; Ris et al., 1999), version 41.20. SWAN est un modèle spectral des vagues discrètes de troisième génération qui décrit l'évolution du spectre de l'énergie des vagues en mode bidimensionnel, et dans des conditions arbitraires de vent et de bathymétrie (Ris et al., 1999). Ce modèle repose sur l'équation d'équilibre de l'action, qui considère implicitement les interactions entre les vagues et les courants (Booij et al., 1999). L'équation d'évolution du spectre de vague sur laquelle repose ce modèle est décrite par l'équation d'équilibre d'action spectrale (p.ex. Gelci et al., 1957 ; Hasselmann et al., 1973) :

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial C_X N}{\partial x} + \frac{\partial C_Y N}{\partial y} + \frac{\partial C_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial C_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S(\sigma, \theta, x, y, t)}{\sigma} \quad (1)$$

Le premier terme à gauche représente le taux local de changement de densité d'action dans le temps, les deuxièmes et troisièmes termes représentent la propagation de l'action. Le quatrième terme représente le décalage de la fréquence relative dû aux variations des profondeurs et des courants. Le cinquième terme représente la réfraction induite par la profondeur et le courant, où  $N(\sigma, \theta, x, y, t)$  est la densité d'action en fonction de la fréquence intrinsèque  $\sigma$ , la direction  $\theta$ , les coordonnées horizontales  $x$  et  $y$ , et le temps  $t$  ( $c_x$  et  $c_y$  sont les composantes  $x$ ,  $y$  de la vitesse du groupe). Le terme à droite de l'équation de l'équilibre d'action est un terme source représentant les effets de la génération, de la dissipation et des interactions non linéaires vague-vague. Par rapport au modèle WAM (Wamdi Group, 1988), la propagation des vagues dans le SWAN est calculée à partir de l'eau profonde jusqu'à la zone de surf, bien que le modèle WAM soit destiné à l'échelle océanique. Dans le modèle SWAN, six processus contribuent aux bassins et aux termes sources.

$$S = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad (2)$$

Le premier terme désigne la croissance des vagues par le vent, le deuxième, troisième et quatrième termes désignent respectivement le transfert non linéaire de l'énergie des vagues par des interactions à trois et quatre vagues et la désintégration des vagues due au whitecapping, et les deux derniers termes désignent les dissipations dues au frottements du fond et à la rupture des vagues provoquée par la profondeur. Tous les processus de génération, de propagation et de dissipation dans le modèle SWAN, en plus des détails techniques récents, se trouvent dans le manuel technique du SWAN (équipe SWAN, 2018).

Dans la configuration de notre modèle de simulation des vagues, nous avons testé diverse source terme pour l'entrée exponentielle du vent et la dissipation par whitecapping. Le terme source pour l'entrée vent peut être formulé comme suit :

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + B E(\sigma, \theta) \quad (3)$$

dans laquelle le terme A est exprimé par Cavaleri et Malanotte-Rizzoli (Cavaleri et Rizzoli, 1981). Pour le terme d'entrée des vents B, deux formulations ont été prises en compte dans le modèle SWAN. La première est dérivée de la première version du modèle WAM Cycle 3 (Wamdi Group, 1988) qui utilise les formulations de Snyder et al (Snyder et al., 1981), mais qui a été rééchelonnée en termes de vitesse de friction  $u^*$  par Komen et al (Komen et al., 1984). La deuxième expression du terme B dans le A est due à Janssen (Janssen, 1991 ; Janssen et Janssen, 1989) et utilisée dans le modèle WAM du cycle 4 (Komen et al., 1994). Les formulations de Whitecapping sont basées sur un modèle à impulsions (Hasselmann, 1974).

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \tilde{\sigma}^{\frac{k}{\tilde{k}}} E(\sigma, \theta) \quad (4)$$

où  $\Gamma$  est un coefficient dépendant de la pente,  $k$  est le nombre de vagues et  $\tilde{\sigma}$  et  $\tilde{k}$ , respectivement, représentent une fréquence moyenne et un nombre moyen des vagues (cf. le groupe WAMDI (Wamdi Group, 1988)). En fermant le bilan énergétique des vagues dans des conditions pleinement développées, Komen et al (Komen et al., 1984) ont estimé la valeur de  $\Gamma$ . Cela signifie que cette valeur dépend de la formulation de l'entrée du vent utilisée. Deux valeurs pour  $\Gamma$  sont utilisées dans SWAN du fait que deux expressions d'entrée du vent sont utilisées. Le premier est en fonction de Komen et

al (Komen et al., 1984) comme dans le cycle 3 de WAM, et le second comme dans le cycle 4 de WAM, est adapté par Günther et al (Günther et al., 1992) d'après Janssen (Janssen, 1992, 1991) par,

$$\Gamma = \Gamma_{KJ} = C_{ds} \left( (1 - \delta) + \delta \frac{k}{\tilde{k}} \right) \left( \frac{\tilde{s}}{\tilde{s}_{PM}} \right) \quad (5)$$

Les coefficients  $C_{ds}$ ,  $\delta$ , et  $p$  sont des coefficients ajustables,  $\tilde{s}$  est l'escarpementa totale de la vague,  $\tilde{s}_{PM}$  est la valeur du spectre de Pierson-Moskowitz (Pierson et Moskowitz, 1964).

$$\tilde{s}_{PM} = \sqrt{3.02 \times 10^{-3}}.$$

Les valeurs par défaut du coefficient de whitecapping ( $C_{ds}$ ) dans sa formulation sont définies comme  $C_{ds} = 4,5$  pour JANSSEN et  $C_{ds} = 2,36 \times 10^{-5}$  pour Komen et al (1984).

Un certain nombre d'expressions alternatives ont été proposées pour améliorer la précision du SWAN. Une alternative est proposée par Van der Westhuysen (Van der Westhuysen, 2007), basée sur l'expression whitecapping d'Alves et Banner (Alves and Banner, 2003). Cette expression adaptée du whitecapping est utilisée avec un terme d'entrée de vent qui est basé sur celui de Yan (Yan, 1987). La valeur par défaut du coefficient de whitecapping dans cette alternative est  $C_{ds} = 5 \times 10^{-5}$  pour WESTHUYSEN.

Dans la nouvelle version du modèle SWAN, un nouveau terme d'apport éolien  $S_{in}$  (ST6) basé sur Donelan et al (Donelan et al., 2006) qui représente les jeunes vagues de vent à des conditions de mer matures a récemment été modifié et mis en œuvre par Rogers et al (Rogers et al, 2012). Le  $S_{in}$  modifié avec l'entrée négative supplémentaire due aux vents obliques et aux vents contraires inclut : (i) une contrainte physique appliquée à la contrainte totale ; (ii) un coefficient de traînée modifié avec une nouvelle formule ; et (iii) une saturation spectrale exprimée en nombre des vagues plutôt qu'en fréquence des vagues, et (iv) une entrée négative (Aijaz et al, 2016).

Ici,  $S_{in}(f, \theta)$  est calculé à partir des équations suivantes :

$$S_{in}(f, \theta) = B(f, \theta) E(f, \theta) \quad (6)$$

$$B(f, \theta) = \gamma(f, \theta) \sigma \frac{\rho_a}{\rho_w} \quad (7)$$

$$\gamma(f, \theta) = G\sqrt{B_n(f)} W(f, \theta) \quad (8)$$

$$G = 2.8 - \{1 + \tanh[10\sqrt{B_n(f)} W(f, \theta) - 11]\} \quad (9)$$

$$W(f, \theta) = \left\{ \max \left[ 0, \frac{U}{c} \cos(\theta_{wv} - \theta_{wn}) - 1 \right] \right\}^2 \quad (10)$$

où  $f = \sigma / 2\pi$  est la fréquence,  $\rho_a$  et  $\rho_w$  sont les densités de l'air et de l'eau, et  $\Theta_{wv}$  et  $\Theta_{wn}$  sont les directions des vagues et du vent, respectivement (Rogers et al., 2012). L'expression (10) est donnée par Donelan et al (2006) avec  $U = U_{10}$ . Cependant, il est souhaitable que le modèle soit mis à l'échelle avec la vitesse de frottement  $U^*$  au lieu de  $U_{10}$ . Alves et Banner (Alves et Banner, 2003) ont utilisé  $U = 28U^*$  dans l'équation (10), semblable à l'approche adoptée par Komen et al (Komen et al., 1984) dans le but de forcer le modèle à l'échelle avec  $U^*$ .

Dans le modèle du RAAE, le terme de whitecapping conforme à l'observation  $S_{ds}$  proposé par Banner et al (Banner et al., 2000), Babanin et al (Babanin et al., 2001) et Young et Babanin (Young et Babanin, 2006) a également été appliqué par Rogers et al (Rogers et al., 2012). Il a deux caractéristiques principales : la première est que les ondes ne se brisent pas à moins que la densité spectrale à cette fréquence dépasse un seuil de densité spectrale calculé à partir du spectre de saturation spectrale (Babanin et al., 2001 ; Banner et al., 2000). La deuxième caractéristique clé du terme de whitecapping est qu'il s'agit d'un terme à phase, parce qu'il a été supposé séparable en deux mécanismes distincts (Young et Babanin, 2006) ; il y a donc deux termes de dissipation distincts :

$$S_{ds}(f, \theta) = [T_1(f, \theta) + T_2(f, \theta)]E(f, \theta) \quad (11)$$

$$T_1(f, \theta) = a_1 \gamma_1^{p_1} \quad (12)$$

$$T_2(f, \theta) = a_2 \left( \int_{f'}^f \gamma_2^{p_2} df' \right) \quad (13)$$

$$\gamma_1 = \frac{\Delta(f)}{\bar{E}(f)} \quad (14)$$

$$\gamma_2 = \frac{\Delta(f')}{\tilde{E}(f')} \quad (15)$$

Le premier mécanisme de dissipation est le composant de rupture inhérent T1, qui tient compte de la rupture résultant des instabilités des ondes à cette fréquence. Le deuxième composant de rupture T2 est un terme cumulatif qui tient compte de la dissipation des vagues induites par la rupture de vagues plus longues, par exemple, par la turbulence créée par de tels événements de rupture. Les niveaux de dépassement  $\Delta(f)$  sont normalisés par la densité spectrale  $\tilde{E}(f')$ . Rogers et al (Rogers et al., 2012) ont étalonné les termes de dissipation à l'aide de simulations de modèles ponctuels et proposé quatre ensembles de coefficients,  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $p_1$  et  $p_2$ . Ces quatre coefficients donnent des formes différentes des termes de dissipation T1 et T2. Dans le cadre de l'étalonnage, deux coefficients ( $a_1$  et  $a_2$ ) ont été trouvés, ces deux coefficients donnent la meilleure correspondance de l'énergie totale dans des essais à durée limitée idéalisés avec deux modèles préexistants, y compris la physique par défaut du SWAN. La taille relative de  $a_1$  et  $a_2$  est réglée pour atteindre un rapport souhaité de T1 et T2 aux valeurs d'âge des grandes vagues à des vitesses de vent modérées. Les coefficients de puissance  $p_1$  et  $p_2$  déterminent dans quelle mesure le terme de dissipation réagit au dépassement du seuil. La dissipation devient importante lorsque  $p_1$  et  $p_2$  sont supérieurs à 1 car cela entraîne une augmentation du dépassement  $\Delta(f)$ . L'augmentation des valeurs de  $p_1$  et  $p_2$  à des valeurs encore plus grandes de 4 et 8 suggère une augmentation explosive de la dissipation. Cependant, cela est considéré comme physiquement plus réaliste dans les situations où l'énergie des vagues doit diminuer dans un court laps de temps ou à une échelle spatiale en raison du blocage des vagues (Rogers et al., 2012) ou en raison de virages soudains du vent (Aijaz et al., 2016).

### 3.2. Configuration du modèle

Dans cette étude, le modèle SWAN cycle III version 41.20 a été utilisé pour réaliser l'étude rétrospective. Il a été exécuté en mode non stationnaire de troisième génération avec un pas de temps de 30 min et un maximum de 4 itérations par pas de temps en utilisant le critère de convergence exigeant une convergence de 99% des points de grille actifs. Le domaine du modèle couvre toute la Méditerranée occidentale, de 17°E à 6°W et de 35°N à 45°N (Figure II-1). Le domaine a été discrétisé avec une grille régulière de  $0,033^\circ \times 0,033^\circ$  en coordonnées sphériques. La fonction de spectre de densité d'énergie des ondes directionnelles a été discrétisée à l'aide de 36 récepteurs directionnels et de 35 récepteurs de fréquence entre 0,033 Hz et 1,0 Hz. Le schéma numérique était le schéma

légèrement dispersif BSBT (premier ordre en amont du vent ; en arrière dans l'espace, en arrière dans le temps).

En ce qui concerne les processus de calcul physique, nous avons utilisé différentes formulations de croissance exponentielle du vent et de whitecapping et calibré leur paramètre  $C_{ds}$  accordable. De plus, nous avons utilisé et calibré séparément le nouveau terme source package ST6. Pour les interactions onde-onde quadruplet, nous avons utilisé l'approximation d'interaction discrète (DIA) de Hasselmann et al (Hasselmann et Hasselmann, 1985) avec  $\lambda = 0,25$  et  $C_{nl4} = 3 \times 10^7$ . La formulation de frottement de fond JONSWAP a été utilisée avec  $C_{fjon} = 0,038 \text{ m}^2\text{s}^{-3}$  selon Zijlema et al (Zijlema et al., 2012). La déferlante à profondeur limitée est modélisée selon le modèle de forage de Battjes et Janssen (Battjes J. A. et Janssen J. P. F. M., 1978) en utilisant  $\alpha = 1$  et  $\gamma = 0,73$ . La forme des spectres (en fréquence et en direction) à la limite sud-est de la grille de calcul a été définie à l'aide du spectre JONSWAP avec un paramètre d'amélioration du pic  $\gamma = 3,3$ .

### **3.3. Données utilisées**

Le vent est la principale force responsable de la génération des ondes gravitationnelles. La hauteur de la vague et son énergie dépendent de la vitesse du vent, de sa persistance et de sa force de traction. Dans cette étude, le modèle SWAN a été forcé par les données de vent de la Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) développée par le NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Cette base de données se caractérise par une résolution temporelle élevée d'une heure avec une résolution spatiale élevée de  $0,3125^\circ \times 0,3125^\circ$  entre 1979 et 2011 (CFSR v1) (Saha et al., 2010) et  $0,225^\circ \times 0,225^\circ$  depuis 2011 (CFSR v2) (Saha et al., 2014). Plusieurs études antérieures (Akpınar et al, 2016 ; Chawla et al, 2012 ; Cox et al, 2011 ; Ponce de León et Guedes Soares, 2014) ont approuvé l'efficacité de cette source de données en utilisant les modèles de troisième génération des vagues. Cette source de données donne un meilleur résultat que les autres sources de données "réanalyses" en utilisant le modèle SWAN en mer noire (Van Vledder et Akpınar, 2015). Par ailleurs, une étude (Cox et al., 2011) sur l'utilisation du forçage du vent du CFSR dans la modélisation de la réponse océanique a montré que le champ de vent du CFSR (U10) fournit une excellente source de forçage pour le modèle de vague de 3e génération. Pour accéder à la base de données du CFSR "ds093.1", nous avons utilisé le site Web des archives de données de recherche de l'University Corporation for Atmospheric Research et des National Centers for Environmental Prediction, (<https://ncar.ucar.edu>).

D'autre part, la variation bathymétrique est un facteur très important dans la propagation et la dissipation de l'énergie des vagues. La source bathymétrique utilisée dans cette étude est celle de ETOPO1(<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>) du centre national des information environnementales (Amante et Eakins, 2009). Dans le bassin Méditerranéen, cette base de données bathymétriques est caractérisée par une résolution spatiale de 0,0166°, et elle est également compilée à l'aide d'une grille dérivée de levés bathymétriques par sonar multifaisceaux de 500 m (Amante et Eakins, 2009). La zone bathymétrique considérée couvre l'ensemble du bassin Méditerranéen occidental entre 35°N, 45°N, -6 W et 17°E (Figure II-1).

Tableau II-1. Quelques caractéristiques des bouées de vagues utilisées pour la validation

Nom de la bouée	Type/capteur	Pays	Période utilisée	Résolutions temporelles	Nombre d'observations	Profondeurs
Azzefoun (B1)	Non-Directionnel Waverider /Datawell	Algeri a	01-09-2000 to 28-02-2001	3h	1196	30
Kala (B2)	Non-Directionnel Waverider/Datawell	Algeri a	01-01-2002 to 31-12-2002	3h	2480	50
Tamentfoust (B3)	Non-Directionnel Waverider/Datawell	Algeri a	01-10-1998 to 31-03-1999	3h	1304	50
Palos (B4)	Directionnel SeaWatch/Datawell	Spain	01-01-2008 to 31-12-2008	1h	8718	230
Dragonera (B5)	Directionnel WaveScan/HIPPY 120	Spain	01-01-2008 to 31-12-2008	1h	7916	135
Tarragona (B6)	Directionnel SeaWatch/Datawell	Spain	01-01-2008 to 31-12-2008	1h	8717	688
Buger (B7)	Directionnel WaveScan /HIPPY- 120/Wavesense	Spain	01-01-2008 to 31-12-2008	1h	6374	1200
Mahon (B8)	Directionnel WaveScan/HIPPY- 120/Wavesense	Spain	01-01-2008 to 31-12-2008	1h	8507	300
Nice (B9)	Directionnel Waverider/Datawell	French	01-01-2008 to 31-12-2008	1h	8177	270
Porquerolles (B10)	Non- Directionnel Waverider/Datawell	French	01-01-2000 to 31-12-2000	3h	3129	96
Marseille (B11)	Non- Directionnel Waverider Datawell	French	01-01-2000 to 31-12-2000	3h	2095	32

Pour la calibration et la validation du modèle SWAN dans le bassin ouest Méditerranéen, nous avons utilisé les données collectées par onze bouées de mesures des vagues (Figure II-1, Tableau II 1). Trois d'entre elles ont été installées sur la côte Algérienne, fournies par l'Office National de Signalisation Maritime (ONSM) (<http://www.onsm-dz.com/?p=houlographe>), cinq bouées ont été installées sur la côte espagnole, fournies par le site web Puertos del Estado (<http://www.puertos.es/en-us>) et trois bouées ont été installées sur la côte française fournies par la base nationale CANDHIS (<http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>). Ces mesures ont été réalisées dans le cadre d'une collaboration entre le DDTM-06 (Direction Départementale des Territoires et de la Mer), la DREAL (Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement Languedoc-Roussillon) et CEREMA (Centre d'études et d'expertise sur les risques, l'environnement, la mobilité et l'aménagement). Pour l'étalonnage du modèle SWAN, nous avons utilisé une année de mesure des vagues recueillies au large du port d'Azzeffoun (B1 dans la figure II-1, entre juillet 1999 et juillet 2000 avec une résolution temporelle moyenne de 3 heures. Cette bouée et toutes les bouées algériennes sont des bouées non directionnelles de type DATAWELL Waverider, elles mesurent des vagues avec des périodes de 1,6 à 30 secondes, avec une erreur maximale de 3%. Pour la validation des résultats du modèle SWAN, nous avons utilisé les onze bouées mentionnées précédemment et détaillées dans le tableau II-1, qui présente les périodes utilisées dans la partie validation, les résolutions temporelles, le nombre d'observations des vagues, le capteur de bouées et les profondeurs aux emplacements des bouées.

### **3.4. Méthode de calibration**

Dans différents travaux de recherche (Akpınar et Ponce de León, 2016 ; Moeini et Etemad-Shahidi, 2007 ; Rogers et al., 2003), il est vérifié que l'étalonnage du modèle SWAN du milieu physique le rend généralement plus efficace que le paramètre par défaut recommandé par ce modèle. Ces paramètres peuvent dépendre de plusieurs facteurs dont les données d'entrée utilisées, la morphologie de la zone étudiée, la résolution de la grille de calcul, les formules utilisées et les coefficients accordables dans les processus physiques. Cette étude vise à développer un modèle SWAN opérationnel pour la Méditerranée occidentale, en sélectionnant les paramètres optimaux adaptés à cette zone. Dans les modèles numériques, les paramètres de dissipation des vagues sont basés sur les paramètres de whitecapping (Leckler et al., 2013), ce paramètre est considéré comme le terme le moins connu dans les modèles de vagues (Pallares et al., 2014) et utilisé comme un mécanisme de

fermeture accordable (Rogers et al., 2003). Pour l'étalonnage du modèle SWAN, nous nous sommes concentrés sur la dissipation de l'onde due au whitecapping en diminuant et en augmentant la valeur par défaut du coefficient de dissipation (coefficient empirique de proportionnalité Cds). Ainsi, cinq combinaisons différentes avec les termes sources précédents des vents et du whitecapping qui sont respectivement Komen et al (Komen et al., 1994) & Komen et al (Komen et al., 1994), Komen et al (Komen et al., 1994), 1994) & Janssen (Janssen, 1991 ; Janssen et Janssen, 1989), Janssen (Janssen, 1991 ; Janssen et Janssen, 1989) & Janssen (Janssen, 1991 ; Janssen et Janssen, 1989), Janssen (Janssen, 1991 ; Janssen, 1991 ; Janssen et Janssen, 1989) & Komen et al. 1994), Yan (Yan, 1987) & Van der Westhuysen (Van der Westhuysen, 2007). De plus, deux autres nouvelles combinaisons ont été étalonnées (ST6 et Komen et ST6 et Janssen pour la croissance des vagues et le whitecapping) pour la nouvelle formulation du terme source (ST6) documentée dans Rogers et al (Rogers et al., 2012) et référé à Babanin et al (Babanin et al., 2010 ; Rogers et al., 2012). Ce nouveau terme source des vents et la formule de whitecapping (ST6) ont été mis en œuvre et étalonnés dans deux modèles de vague, SWAN en 2010 et WAVEWATCH III (Zieger et al., 2015). Par rapport à la WW3 / ST6 le SWAN / ST6 ce caractérise par quelques différences remarquables. Par exemple, SWAN a d'abord la nouvelle option SSWELL ARDHUIN pour la dissipation hors déferlement d'Ardhuin et al (Ardhuin et al., 2010). Deuxièmement, dans le modèle SWAN, l'échelle de vitesse du vent selon Komen et al (Komen et al., 1984) comme  $U = 28u^*$  a été remplacée par  $U = S_{wsu}^*$ , où  $S_{ws}$  est un paramètre libre. Ce paramètre contrôle l'échelle du vent et varie entre 28 et 35. Sa variation apporte des améliorations significatives au niveau de la trainer, corrigeant la surprédiction de la pente carrée moyenne. Avant l'étalonnage de la formulation du terme source ST6, nous avons effectué plusieurs tests de sensibilité concernant les coefficients relatifs au facteur d'échelle du vent et à la dissipation locale T1 et le coefficient relatif au terme de dissipation cumulative T2, en utilisant deux formules de traînée du vent différentes, FAN (Fan et al., 2012) et HWANG (Hwang, 2011). Le manuel du SWAN (équipe SWAN, 2018) recommande l'étalonnage de la nouvelle formulation du terme source ST6 en appliquant différents tests concernant ces paramètres et ces formules. Nous avons donc appliqué les tests recommandés ainsi que trois tests de sensibilité supplémentaires pour trouver le réglage par défaut optimal pour cette nouvelle formulation du terme source ST6. Ensuite, nous avons défini les deux combinaisons supplémentaires à l'aide de ST6 pour la croissance des vagues de vent avec les termes sources Komen et al (Komen et al., 1994) et Janssen (Janssen, 1991 ; Janssen et Janssen, 1989) pour le whitecapping. Par la suite, pour les deux combinaisons, le coefficient de

whitecapping a été calibré. Le meilleur réglage physique a également été testé en termes de performances par rapport aux différentes résolutions temporelles de calcul avec un pas de 10 min, 20 min, 30 min et 1 heure.

En se basant sur les mesures de vagues d'un an recueillies à la bouée Azzefoune B1 (Figure II-1), une analyse statistique des erreurs a été effectuée afin de sélectionner le meilleur réglage physique permettant de réduire les erreurs et d'obtenir une meilleure corrélation. Les mesures statistiques d'erreur sur lesquelles nous avons basé pour évaluer la performance du modèle et la précision de leurs résultats sont le coefficient de corrélation (r), l'erreur absolue moyenne (MAE), l'erreur quadratique moyenne (RMSE), le biais et l'indice de dispersion (SI). Les formules utilisées pour calculer ces paramètres statistiques est détaillée ci-dessous.

$$\text{bias} = \sum_{i=1}^N \frac{1}{N} (P_i - M_i) \quad (16)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - M_i)^2} \quad (17)$$

$$\text{SI} = \frac{\text{RMSE}}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N M_i} \quad (18)$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N ((P_i - \bar{P})(M_i - \bar{M}))}{\sqrt{(\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2) (\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2)}} \quad (19)$$

$$\text{MAE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |P_i - M_i| \quad (20)$$

Où  $M_i$  est la valeur mesurée,  $\bar{M}$  est la valeur moyenne des données mesurées,  $P_i$  est la valeur prévue,  $\bar{P}$  est la valeur moyenne des données prévues et  $N$  est le nombre de données. En plus de ces paramètres statistiques, nous avons également fondé notre validation sur différentes représentations graphiques, y compris des diagrammes de dispersion, des diagrammes de Taylor, des diagrammes de RMSE / biais, des diagrammes de distribution de probabilité, des diagrammes de séries chronologiques et des diagrammes Quantile-Quantile (Q-Q). Dans le diagramme de Taylor (Taylor, 2001), la différence quadratique moyenne centrée CRMSD est liée à l'écart-type ( $\sigma_m$ ) et au coefficient de corrélation (R) par l'équation suivante (Taylor, 2001) :

$$CRMSD^2 = \sigma_o^2 + \sigma_m^2 - 2\sigma_o\sigma_mR \quad (21)$$

où  $\sigma_o$  et  $\sigma_m$ , respectivement, l'écart-type des mesures et des simulations. La construction du diagramme (avec la corrélation donnée par le cosinus de l'angle azimutal) est basée sur la similitude de l'équation ci-dessus et de la loi des cosinus :

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab\cos\phi \quad (22)$$

Le diagramme de Taylor, c'est-à-dire l'équation (21), est basé sur des signaux centrés  $M_i - \bar{M}$  et ne prend donc en compte aucun biais de modèle. Nous complétons donc le diagramme de Taylor par un diagramme bias-RMSE.

Pour quantifier la performance des directions, les équivalents directionnels de l'EMA (Erreur moyenne absolu) et de RMSE sont définis comme suit :

$$MAE_\theta = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \Delta_i \quad (23)$$

$$RMSE_\theta = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \Delta_i^2} \quad (24)$$

avec  $\Delta$  la distance la plus courte entre 2 directions  $\theta_1$  and  $\theta_2$ :

$$\Delta = 180 - |180 - |\theta_1 - \theta_2|| \quad (25)$$

Notez que pour les données directionnelles, les lignes de régression linéaire n'ont aucune signification car elles ne sont pas invariantes à un décalage directionnel. Le même argument est utilisé pour définir la version directionnelle du biais en termes d'erreur directionnelle absolue moyenne.

#### 4. Résultats et discussion

Cette partie présente tous les résultats obtenus lors de l'étalonnage et de la validation du modèle SWAN, en utilisant les formulations du terme source de croissance exponentielle du vent et de whitecapping existant dans les versions précédentes du modèle SWAN et le nouveau package de terme source ST6. Les résultats ont été présentés graphiquement et numériquement afin d'évaluer les

performances du modèle et de comparer les résultats avec ceux des autres études similaires réalisées précédemment dans le bassin ouest Méditerranéen.

#### **4.1. Résultats de la calibration**

Les résultats de La calibration nous permettent de choisir le paramétrage idéal offrant une précision optimale avec la plus faible erreur et les taux de corrélation les plus élevés pour la hauteur de vague significative  $Hm0$  et la période de vague moyenne  $Tm02$ . Ici, l'étalonnage est basé sur les données d'une seule bouée, ce qui rend les résultats d'étalonnage dépendants des différentes zones de génération de vagues auxquelles cette bouée est directement exposée. La bouée d'Azeffoun choisie pour cette calibration, contrairement à la plupart des bouées européennes, est située dans une zone clé bien exposée aux vagues générées au centre, au nord, à l'est et à l'ouest du bassin W-Méditerranéen (Figure II-1). Une amélioration significative des résultats de la simulation des vagues dans ce domaine se reflète dans l'amélioration des prévisions de vagues dans une zone considérable du bassin Méditerranéen occidentale. De plus, dans cette étude, nous visons à disposer d'un modèle de prévision a posteriori des vagues à haute résolution avec les erreurs les plus faibles pour la côte algérienne. Les performances du modèle sont également vérifiées par rapport aux données d'une autre bouée de la côte algérienne et d'autres bouées de la mer Méditerranée occidentale. Cela le rend fiable non seulement sur la côte algérienne mais aussi sur l'ensemble de la côte ouest de la Méditerranée. Pour l'étalonnage du modèle, nous avons d'abord étudié les performances de cinq combinaisons utilisant différentes formulations de termes sources décrivant la croissance exponentielle du vent et la dissipation d'énergie par whitecapping pour les paramètres physiques du modèle SWAN. Nous avons également étudié l'effet du coefficient de dissipation par whitecapping (paramètre accordable,  $Cds$ ) en réduisant ou en augmentant la valeur de ce coefficient dans toutes les combinaisons, ainsi, le paramètre  $Cds$  des formulations précédentes a été étalonné pour la Méditerranée occidentale. L'étalonnage du modèle SWAN a été achevé en minimisant l'erreur (biais, le RMSE et indice de dispersion SI) de simulation des deux paramètres des vagues ( $Hm0$  et  $Tm02$ ). Les figures II-2 et II-3 présentent les diagrammes de Taylor et les diagrammes de RMSE par rapport aux biais des hauteurs de vagues significatives et des périodes de vagues moyennes simulées par rapport aux mesures in situ des vagues observées du 01-07-1999 au 30-06-2000 à la bouée B1. Ces chiffres indiquent les résultats obtenus pour les différents coefficients de dissipation par whitecapping basés sur différentes combinaisons pour la croissance exponentielle de vent et les formules de termes sources de

whitecapping. A partir de ces graphiques, nous pouvons voir que dans la combinaison de Komen et Komen, l'erreur la plus faible (0,27 m et 0,95 s de RMSE et 0,0 m et -0,37 s de biais) est obtenue avec un  $Cds = 1,06e-5$  pour les deux paramètres  $Hm0$  et  $Tm02$  de vague. La combinaison de Komen et Janssen présente l'erreur la plus faible avec un  $Cds = 1,0$  où les valeurs RMSE et de biais ont été respectivement à 0,27 m et 0,03 m pour  $Hm0$  et 0,77 s et -0,09 s pour  $Tm02$ . Les erreurs sont assez importantes dans les combinaisons Janssen & Komen

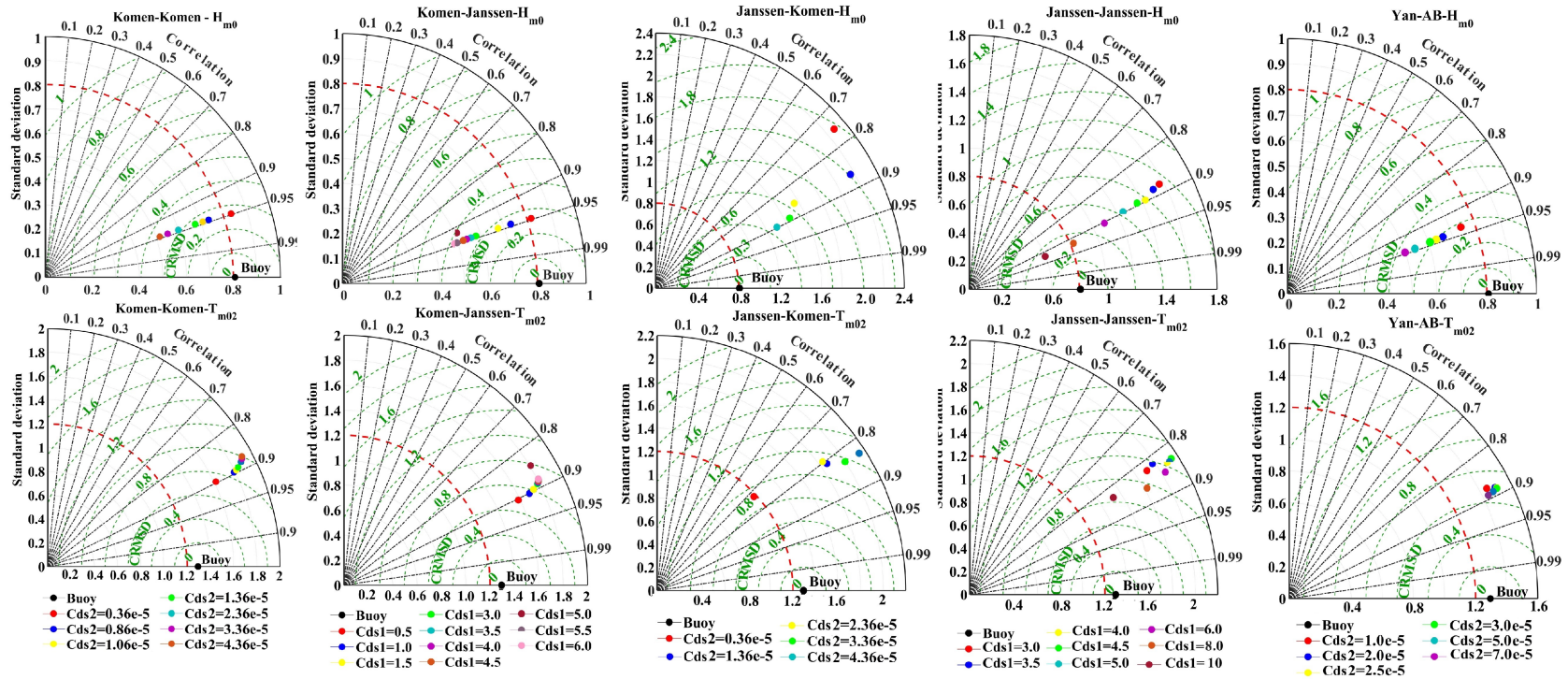


Figure II-2. Diagrammes de Taylor pour  $H_{m0}$  (en haut) et  $T_{m02}$  (en bas) simulés du 01-07-1999 au 30-06-2000 à l'emplacement de la bouée B1. Chaque graphique indique les résultats pour les différents coefficients de Whicapping basés sur différentes combinaisons pour la croissance exponentielle de vent et les formules de terme source de whicapping. L'écart-type est sur l'axe radial ; le coefficient de corrélation est sur l'axe angulaire ; les lignes pointillées vertes indiquent le CRMSD

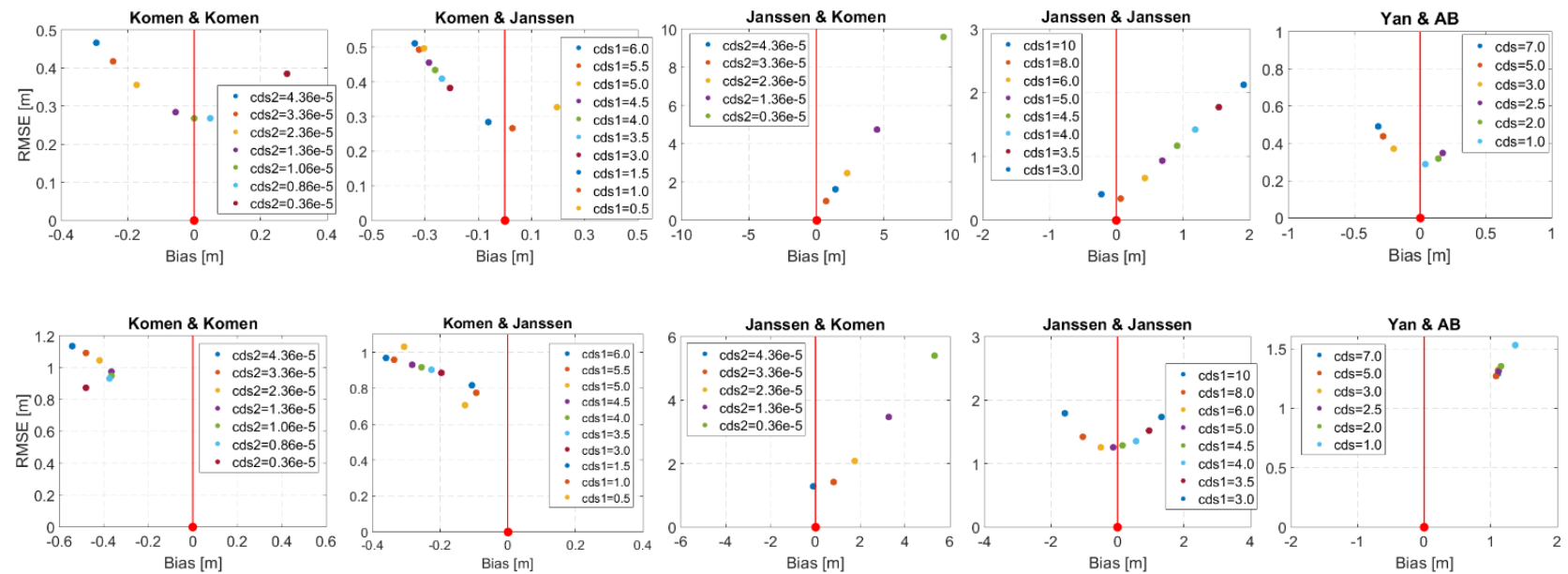


Figure II-3. Diagrammes RMSE contre diagramme de biais pour Hm0 (en haut) et Tm02 (en bas) simulés du 01-07-1999 au 30-06-2000 à l'emplacement de la bouée B1. Chaque graphique indique les résultats pour les différents coefficients de Whitecapping basés sur différentes combinaisons pour la croissance exponentielle de vent et les formules de terme source de Whitecapping

Tandis que la combinaison de Janssen et Janssen présente des erreurs plus faibles où  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  pour  $C_{ds}=8,0$  avec un RMSE de 0,34m et 1,42s et un biais de 0,07 m et -1,05 s successivement. Dans la cinquième combinaison (Yan et AB), les erreurs les plus faibles sont obtenues avec un  $C_{ds} = 1$  où la RMSE et le biais sont de 0,29 m et 0,04 m pour  $H_{m0}$  et 1,53 s et 1,36 s pour  $T_{m02}$ . Sur la base de tous ces résultats, nous pouvons conclure que la combinaison Komen & Janssen avec  $C_{ds} = 1.0$  offre une meilleure performance au modèle SWAN dans les côtes algérienne. Ces résultats nous permettent d'observer l'amélioration des performances du modèle SWAN avec différentes formulations de processus physiques et plus précisément avec les variations du coefficient de dissipation par whitecapping. Les meilleurs réglages sélectionnés pour les processus physiques et leurs paramètres accordables après cet étalonnage sont détaillés dans le tableau II-2. Ce réglage offre de meilleures performances au modèle SWAN avec une amélioration considérable par rapport au modèle par défaut (Tableau II-3), comme le montrent les diagrammes de dispersion (Figure II-4) qui confrontent simultanément les hauteurs de vagues significatives et les périodes de vagues moyennes prévues et observées. Pour mieux observer la similitude des distributions de probabilités entre les résultats du modèle et les observations in situ, nous avons tracé les fonctions de densité de probabilité (Figure II-5) qui montrent une très bonne homogénéité entre les résultats du modèle SWAN calibrés et les hauteurs de vagues significatives observées. En ce qui concerne les périodes moyennes des vagues, nous remarquons que la distribution des périodes des vagues moyennes mesurées commence par une très forte accélération entre 2,5 s et 3 s, ce qui s'explique par la limite physique des bouées de mesure des vagues avec des périodes de 1,6 à 30 secondes sachant que la plage de fréquence sélectionnée dans le paramètre de configuration du modèle varie de 0,033 Hz à 1 Hz.

Tableau II-2. Les paramètres des processus physiques du modèle SWAN calibrés pour le bassin ouest Méditerranéen

Processus physique	Formules	Paramètres	Explication
Croissance linéaire du vent	Cavaleri and Malanotte-Rizzoli (1981)		Les mêmes que dans le réglage par défaut du modèle
Croissance exponentielle du vent	<b>Komen et al. (1984)</b>		Les mêmes que dans le réglage par défaut du modèle
Whitecapping	<b>Janssen (1991)</b>	<b><math>C_{dst}=1.0</math> &amp; <math>\delta=1</math></b>	Dans le modèle par défaut, Komen et al (1984) est utilisé. Dans la formulation de JANSSEN, la valeur par défaut de $C_{ds}$ est 4.5.
Interactions onde-onde quadruplet	Hasselmann et al. (1985)	$\lambda=0.25$ & $C_{n/4}= 3.0 \times 10^7$	Les mêmes que dans le réglage par défaut du modèle
déferlement induite par la profondeur	Battjes and Janssen (1978)	$\alpha_{BJ}=1.0$ & $\gamma_{BJ}=0.73$	Les mêmes que dans le réglage par défaut du modèle
Frottement par le fond	JONSWAP (1973)	$C_{FJON}=0.038$	Les mêmes que dans le réglage par défaut du modèle

Tableau II-3. Statistiques d'erreur de Hm0 et Tm02 pour le modèle SWAN calibré et pour le mode par défaut

Bouées	Période de mesure	Paramètres physiques	RMSE	SI	bias	MAE	R
Hauteur de vague significative ( $H_{m0}$ , m)							
B1	01-07-1999 to 30-06-2000	Par défaut	0.36	0.38	-0.17	0.24	0.94
B1	01-07-1999 to 30-06-2000	Calibré	0.27	0.28	0.03	0.19	0.95
Période moyenne des vagues ( $T_{m02}$ , s)							
B1	01-07-1999 to 30-06-2000	Par défaut	1.04	0.22	-0.42	0.86	0.88
B1	01-07-1999 to 30-06-2000	Calibré	0.77	0.17	-0.09	0.62	0.90

Après l'étalonnage du coefficient de whitecapping  $Cds$ , nous avons testé l'effet du pas de temps de calcul sur la performance du modèle. Ce paramètre peut avoir une grande influence sur les temps de simulation et un facteur important lors de la simulation à petite échelle spatiale avec une résolution spatiale élevée et pour la simulation à long terme. Dans cette partie, nous avons comparé les résultats de quatre calculs différents 1 heure, 30 min, 20 min et 10 min. Les résultats montrent une bonne performance avec les quatre pas de temps de calcul. Il est à noter que la différence dans les statistiques d'erreurs utilisant des pas de temps différents est assez faible. En considérant une simulation à long terme, nous sélectionnons le pas de temps de 30 minutes comme étant le mieux adapté basant sur l'indice de dispersion afin de réduire la durée de simulation.

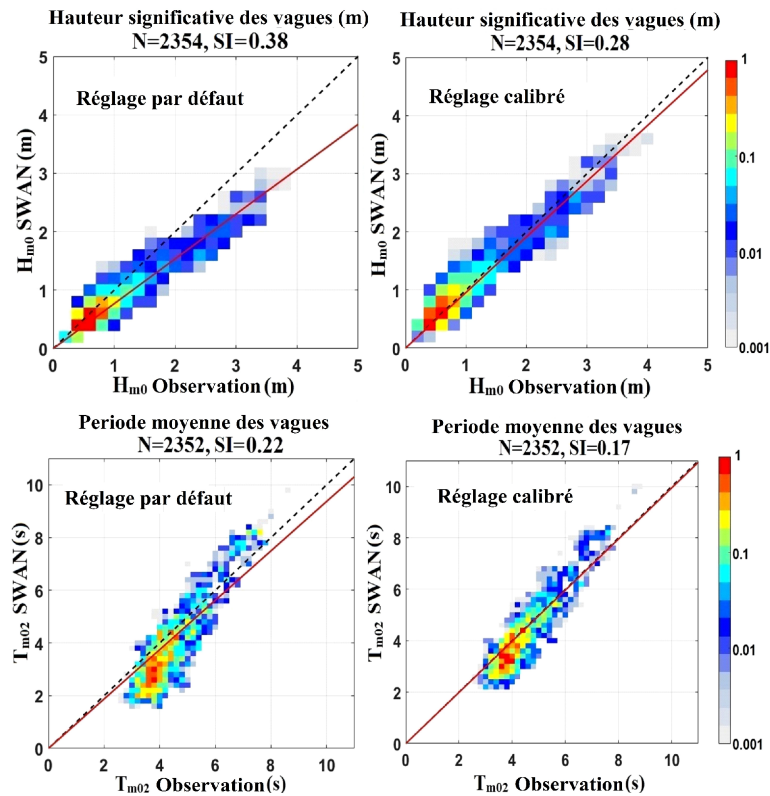


Figure II-4. Diagrammes de dispersion des résultats du modèle SWAN par rapport aux mesures de la bouée B1 pour  $H_{m0}$  et  $T_{m02}$  en utilisant le réglage calibré et le réglage par défaut. N et SI indiquent respectivement le numéro des données et l'indice de dispersion

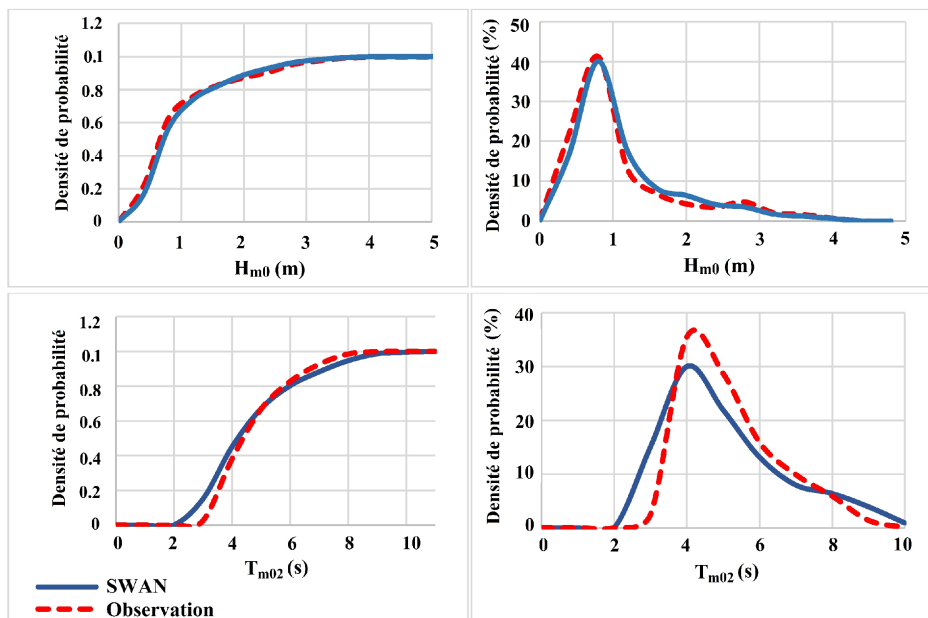


Figure II-5. Diagrammes de densité de probabilité de la hauteur de houle significative  $H_{m0}$  et de la période de houle moyenne  $T_{m02}$  observés et prévus à l'aide du modèle SWAN étalonné à l'emplacement de la bouée B1

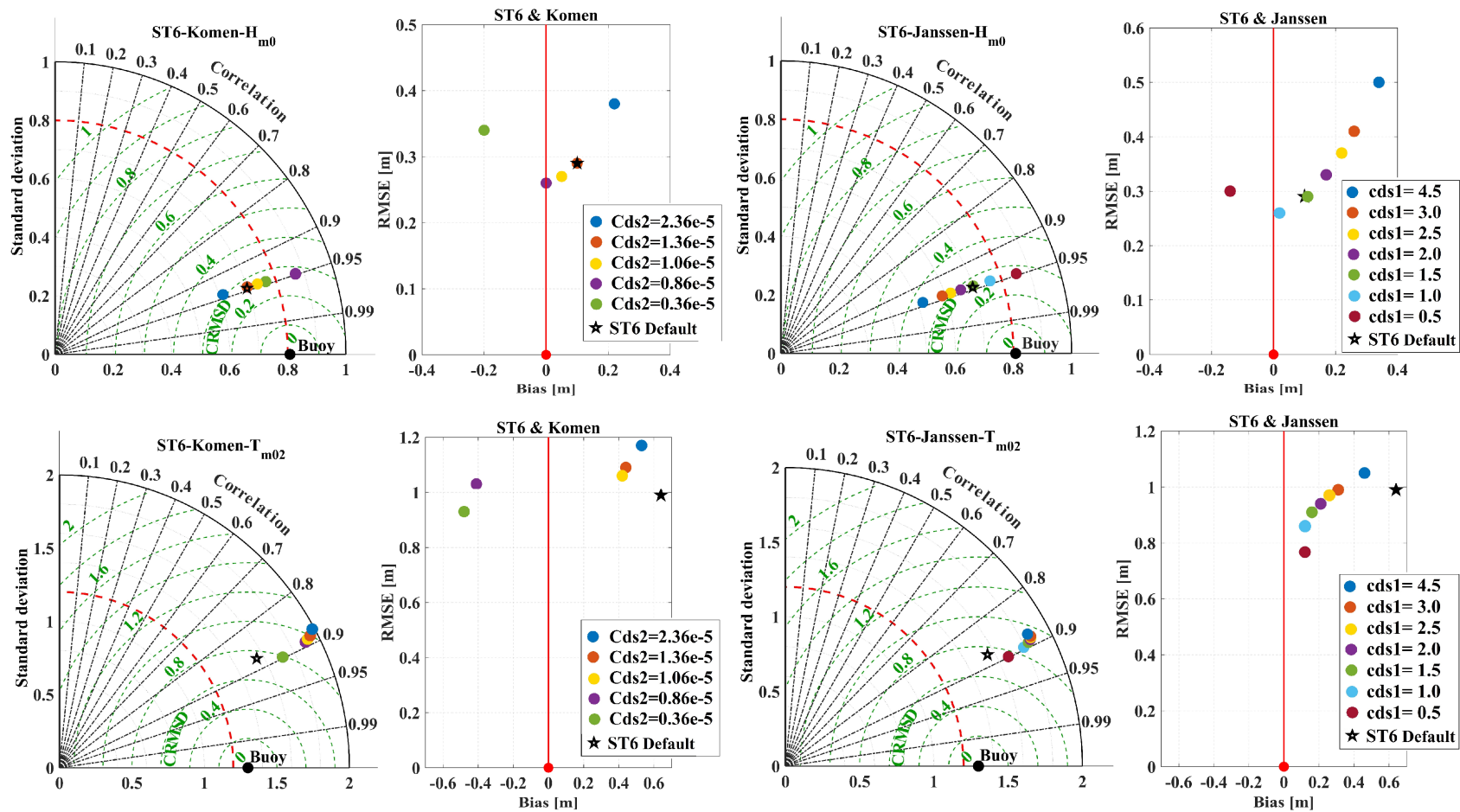


Figure II-6. Diagrammes de Taylor et diagrammes de RMSE par rapport aux diagrammes de biais pour  $H_{m0}$  (en haut) et  $T_{m02}$  (en bas) simulés du 01-07-1999 au 30-06-2000 à l'emplacement de la bouée B1. Chaque graphique indique les résultats pour les différents coefficients de whitecapping basés sur deux combinaisons pour la croissance exponentielle de vent ST6 et les formules de terme source de whitecapping Komen et al (1984) (la premières colonne) et Janssen (1989,1991) (la deuxième colonne). Le réglage par défaut du nouveau package de termes source ST6 est présenté sous forme de pentagramme dans chaque graphe

En ce qui concerne l'évaluation de la nouvelle série de termes sources ST6 et sa performance dans la Méditerranée occidentale. Un calibrage est basé sur deux combinaisons ST6&Komen et ST6&Janssen. Pour les deux combinaisons, le coefficient de dissipation par whitecapping optimal est défini en changeant progressivement sa valeur par défaut. Avant l'étalonnage de ce nouveau package de termes sources, quatre paramètres accordables incluant les coefficients relatifs au facteur d'échelle du vent, à la dissipation locale T1 et le coefficient relatif au terme de dissipation cumulative T2, avec aussi deux formules de traînée du vent ; FAN (Fan et al., 2012) et HWANG (Hwang, 2011) ont fait objet d'un test de sensibilité pour le modèle SWAN en mode ST6 par défaut. Les effets de ces paramètres sur la performance du modèle en modifiant leurs valeurs par défaut sont examinés et les valeurs qui offrent les meilleures performances au modèle (erreurs les plus faibles et corrélations les plus élevées) ont été déterminées. Nous avons remarqué que la formule de traînée du vent de Hwang (2011) donne une meilleure précision que la formule de Fan et al (2012). La hauteur significative des vagues augmente proportionnellement avec l'augmentation de gradation du vent. Avec un vent constant, la variation des coefficients de dissipation n'influence pas sur les résultats du modèle. Les facteurs les plus influents sont l'échelle du vent et la formule de traînée du vent utilisée. Le réglage par défaut du ST6 dans la version 41.20 du SWAN est basé sur ce qui suit :  $2,8e-6$  pour  $a_1$ ,  $3,5e-5$  pour  $a_2$ , 32 pour l'échelle de vent, et la formule de Hwang pour la résistance au vent. Il est déterminé que le réglage par défaut de ST6 ayant une échelle de vent de 32 avec la formule de traînée du vent de Hwang (2011) est le meilleur réglage pour l'utilisation du terme sources ST6 en comparaison avec les performances des variantes utilisées dans l'analyse de sensibilité dans le bassin ouest Méditerranéen. Après des tests de sensibilité de ces quatre paramètres accordables, nous avons étudié les performances de deux combinaisons à l'aide du terme source ST6 pour la croissance des vents et des formulations de dissipation des vagues par whitecapping de Komen et al (Komen et al., 1994) et Janssen (Janssen, 1991 ; Janssen et Janssen, 1989) avec un coefficient de dissipation modifié par réduction ou augmentation de valeur dans les deux combinaisons. La figure II-6 montre les résultats d'étalonnage du nouveau terme source ST6 sous forme de diagrammes de Taylor et de diagrammes RMSE par rapport aux diagrammes de biais des hauteurs de vagues significatives simulées  $H_{m0}$  et des périodes de vagues moyennes  $T_{m02}$  par rapport aux mesures in situ des vagues observées du 01-07-1999 au 30-06-2000 sur la bouée B1. Les résultats montrent que les erreurs les plus faibles sont obtenues dans le cas de  $C_{ds} = 0,86e-5$  pour la combinaison ST6 & Komen avec une RMSE et un biais

de 0,26 m et 0,00 m respectivement pour Hm0 et 1,03 s et -0,41 s pour Tm02. Pour la combinaison ST6 & Janssen, l'erreur la plus faible est enregistré avec Cds=1 où les valeurs RMSE et de biais ont été obtenues respectivement à 0,26 m et 0,02 m pour Hm0 et 0,86 s et 0,12 s pour Tm02. Ces résultats montrent une amélioration dans la prédiction de Hm0 et Tm02 en utilisant le terme source de whitecapping de Janssen par rapport aux résultats obtenus en mode ST6 par défaut, pour lesquels une RMSE et un biais de 0,29 m et 0,1 m ont été obtenus respectivement pour Hm0 et 0,99 s, 0,64 s pour Tm02. Selon ces résultats, la combinaison ST6 & Janssen avec Cds = 1.0 donne les meilleures performances pour le modèle SWAN en utilisant le nouveau package de terme source ST6.

La différence dans les statistiques d'erreur minimale entre ST6 & Janssen et les combinaisons de Komen & Janssen est assez faible, pour cette raison, nous nous référerons au résultat de la validation pour l'évaluation du meilleur paramétrage physique adapté au bassin Méditerranéen occidental. Notant que la période de simulation utilisant le nouveau terme source est 1,5 fois plus longue que la période de simulation en utilisant la formule de Komen et al (Komen et al., 1994).

#### **4.2. Résultats de la validation**

Cette partie résume tous les résultats obtenus lors de la validation du modèle SWAN calibré. Cette validation est effectuée en comparant les résultats du modèle SWAN calibré aux données de 11 bouées de mesure de vagues (Tableau II-1) installées dans l'ensemble du bassin ouest Méditerranéen (Figure II-1). Les simulations basées sur les termes sources de croissance et de dissipation des vagues de vent et ceux basés sur le nouveau terme source ST6 ont été validés séparément. Les résultats des erreurs statistiques obtenus par ces deux processus physiques ont également été comparés à ceux obtenus par le mode par défaut du modèle et pour chaque bouée de mesure. Cette comparaison nous permet d'observer la variation de la performance du modèle par rapport aux différents processus physiques. Les résultats des statistiques d'erreur pour toutes les bouées (Tableaux II-4 et II-5) montrent une très bonne performance du modèle SWAN calibré utilisant la formule de croissance exponentielle du vent de Komen et al (1984) et le terme source de whitecapping de Janssen (1989,1991) notée "KJ" (Tableau II-2). Pour la hauteur significative des vagues, nous avons enregistré un biais moyen de 0,04 m, un indice de dispersion moyen de 30 % et une RMSE moyenne de 0,31 m. Pour la période moyenne des vagues, nous avons enregistré un biais moyen de -0,36 s, un indice de dispersion (Si) moyen de 19 % et une RMSE moyenne de 0,83 s. Ces statistiques sur les erreurs demeurent très proches des résultats

obtenus pendant la période de calibration avec la bouée Azzéfourne. Les diagrammes de dispersion (Figures II-7 et II-8) montrent une distribution homogène entre les données prévues et les données observées pour la hauteur significative et la période moyenne des vagues. Les valeurs d'erreur maximales ont été observées à la bouée de Nice avec un indice de dispersion de 38% pour les hauteurs de vagues significatives. Pour la validation directionnelle, nous avons obtenu une RMSE et une EMA moyennes de  $38,75^\circ$  et  $22,8^\circ$  respectivement en comparant les résultats calibrés du SWAN "KJ" à cinq mesures de bouées directionnelles.

Les résultats des statistiques d'erreur obtenues à l'aide de la combinaison calibrée de Komen & Jansen "KJ" sont les plus faibles dans la plupart des bouées pour les hauteurs de vagues significatives et les périodes de vagues moyennes. Une légère amélioration par rapport aux résultats des réglages par défaut et ceux du nouveau package de terme source calibré ST6 est enregistrée. L'étalonnage du nouveau package de termes sources ST6 a apporté une légère amélioration dans la prévision a posteriori de la période des vagues moyennes dans toutes les bouées de validation et une amélioration des hauteurs de vagues significatives par rapport aux bouées algériennes et françaises. En utilisant le réglage par défaut du paquet ST6, nous avons enregistré un indice de dispersion SI moyen de 32 % et un biais moyen de 0,13 m pour la hauteur de vague significative  $H_{m0}$ , et un indice de dispersions moyen SI de 0,25 % et un biais moyen de 0,80 s pour la période de vague moyenne  $T_{m02}$ . En utilisant le réglage calibré du paquet ST6, nous avons enregistré un indice de diffusion moyen de 32 % et un biais moyen de -0,01 m pour la hauteur de vague significative  $H_{m0}$  et un indice de dispersions SI et un biais moyens de 21 % et -0,47 s respectivement pour la période de vague moyenne  $T_{m02}$ . Tous les résultats de validation confirment la performance de la combinaison calibrée Komen & Jansen dans l'ensemble du bassin ouest Méditerranéen. Pendant le processus de validation et avec toutes les bouées, nous avons constaté que la formulation de Komen et al (1984) en combinaison avec le terme source de whitecapping de Janssen[29,30] offre une meilleure performance au modèle SWAN par rapport au nouveau package de termes source ST6, tant pour les hauteurs de vagues significatives que pour les périodes de vagues moyennes (Tableaux II-4 et II-5)

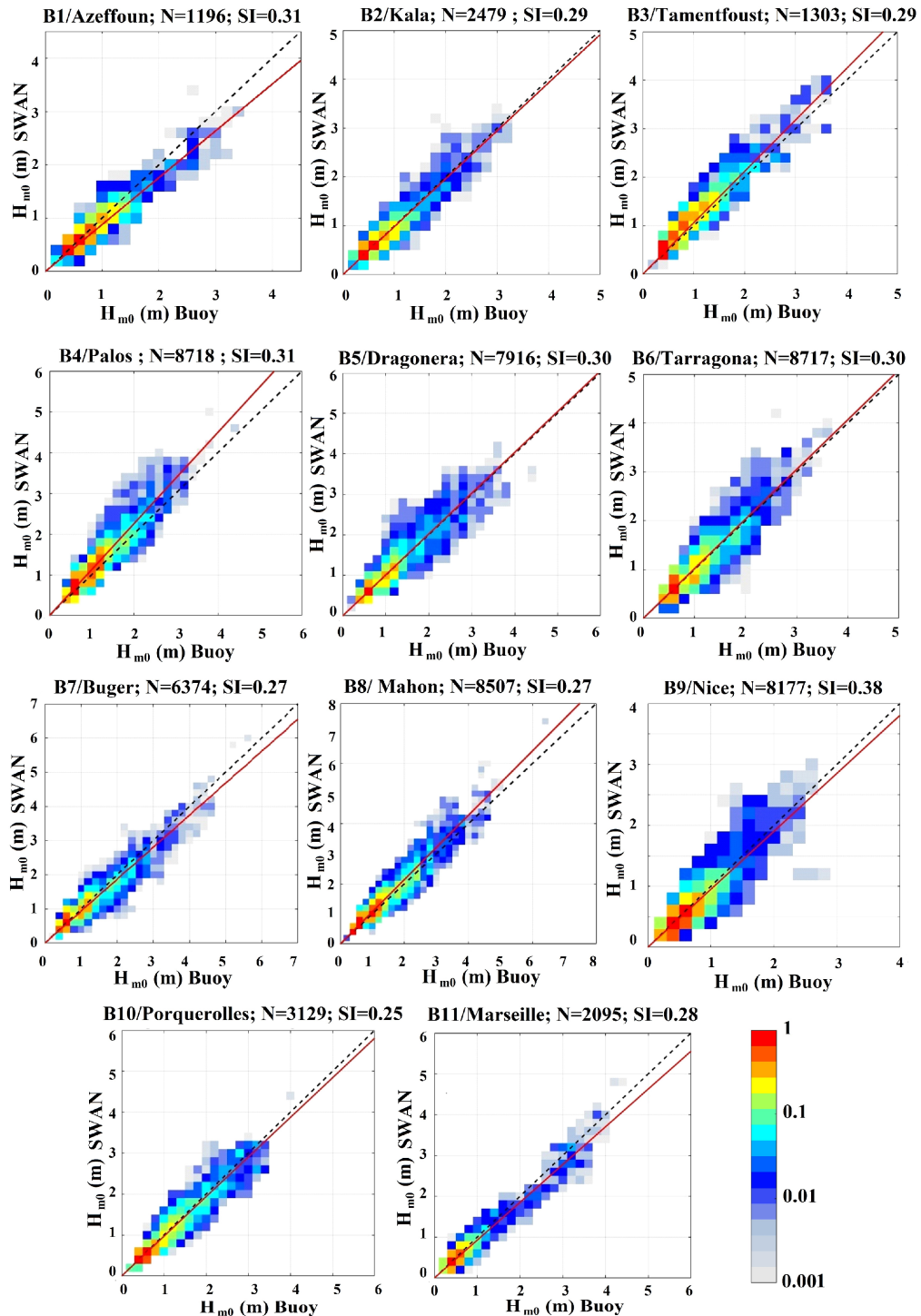


Figure II-7. Diagrammes de dispersion de hauteurs de vagues significatives  $H_{m0}$  simulés par le modèle SWAN calibré utilisant la formule de croissance exponentielle du vent de Komen et al (1984) et le terme source de whitecapping de Janssen 1989,1991) avec  $Cd_s=1.0$  contre les données mesurées de 11 bouées installées dans le bassin ouest Méditerranéen. N et SI renvoient respectivement au nombre des données et à l'indice de dispersion

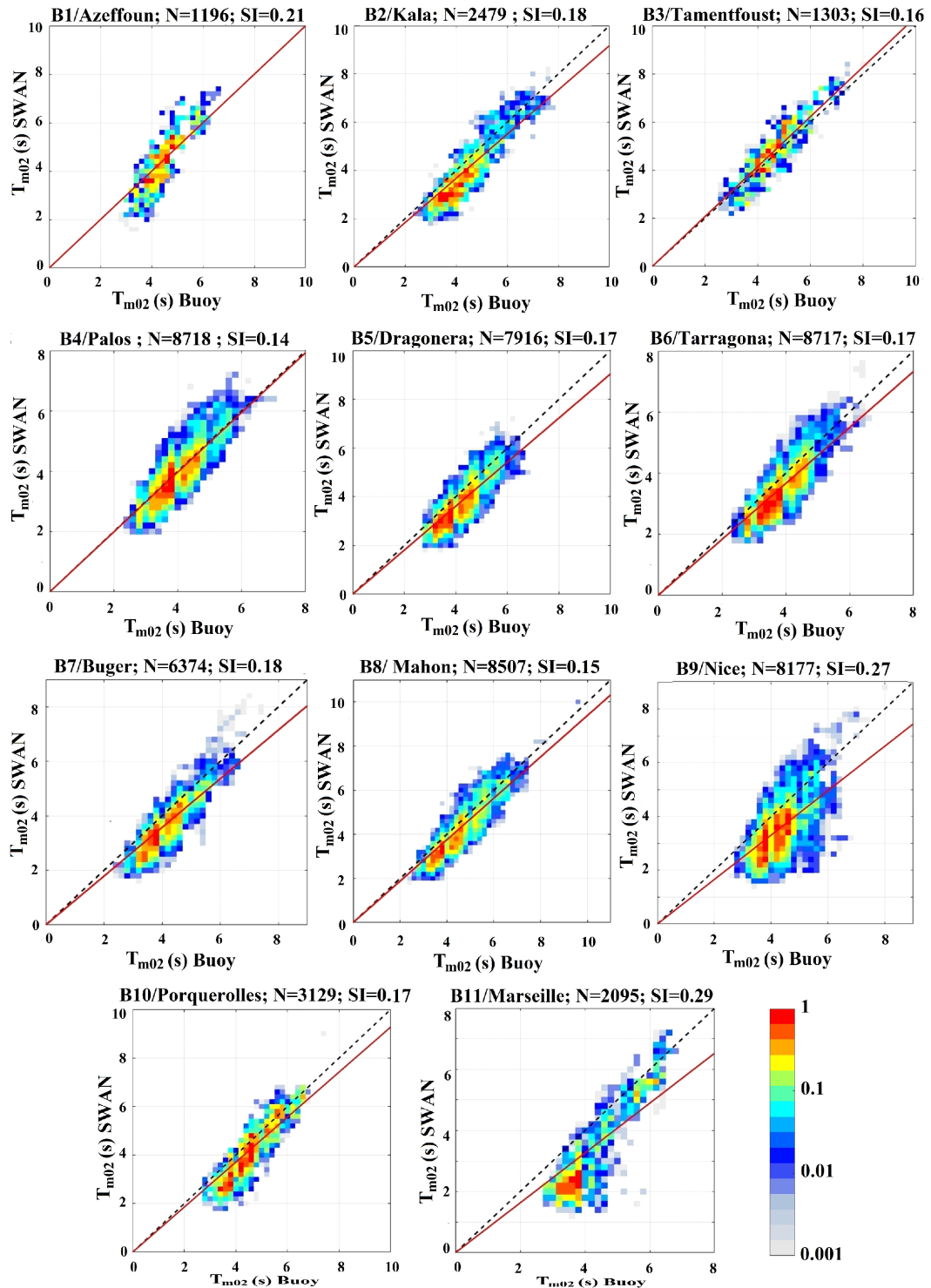


Figure II-8. Diagrammes de dispersion des périodes moyenne des vagues  $T_{m02}$  simulés par le modèle SWAN calibré utilisant la formule croissance exponentielle du vent de Komen et al (1984) et le terme source de whitecapping de Janssen (1989,1991) avec  $Cd_s=1.0$  contre les données mesurées de 11 bouées installées dans le bassin ouest Méditerranéen. N et SI renvoient respectivement au nombre des données et à l'indice de dispersion

Plus précisément, les tracés Quantile-Quantile (Figure II-9) montrent que le nouveau terme source ST6 tend à sous-estimer les vagues inférieures à 2 m de hauteur et à surestimer les vagues supérieures à 2 m de hauteur, par rapport aux résultats obtenus par la formule de Komen et al (1984). Ainsi, nous constatons que l'étalonnage du processus physique a corrigé la sous-estimation des hauteurs de vagues significatives enregistrées par le modèle SWAN en mode par défaut. Nos résultats et ceux des études précédentes (Akpınar et al, 2016 ; Appendini et al, 2013 ; Kutupoğlu et al, 2018 ; Moeini et Etemad-Shahidi, 2007) montrent que les paramètres optimaux sont complètement différents selon les régions. Par conséquent, il est recommandé de définir le coefficient de whitecapping pour chaque bassin et chaque mer. En ce qui concerne le temps de calcul, la période de simulation en mode ST6 est 1,5 fois plus longue que la période de simulation avec la formulation de croissance exponentielle du vent, dont les formules de Komen et al (1984) et Janssen (1989,1991). Ces résultats nous permettent de conclure qu'il est préférable d'utiliser la formule de Komen et al (1984) en combinaison avec la formule de Janssen (1989,1991), pour les simulations à petite échelle spatiale ou à haute résolution spatiale ou pour les simulations à long terme.

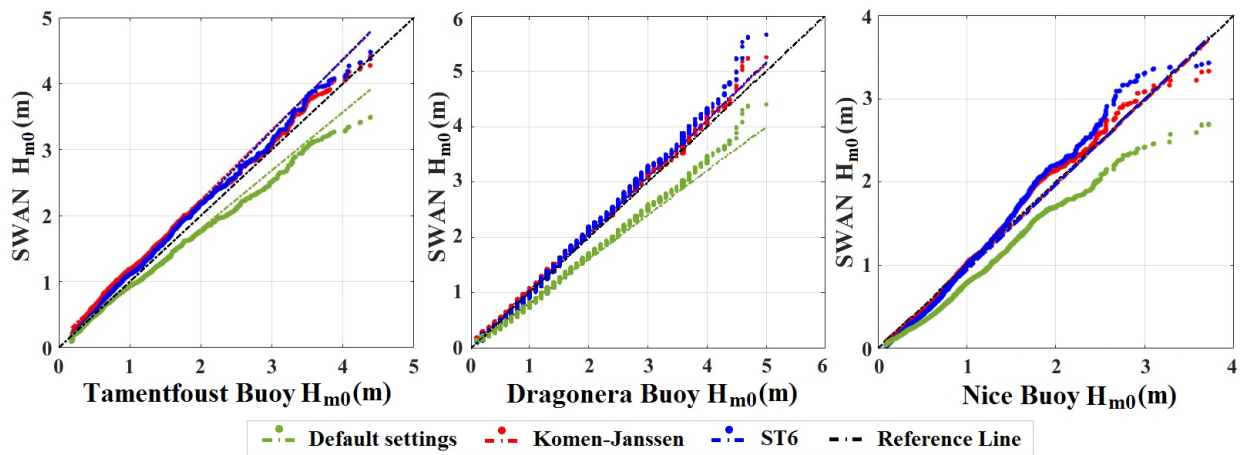


Figure II-9. Q-Q Diagrammes des hauteurs de vagues significatives simulées le modèle calibré KJ en utilisant la formule de croissance exponentielle du vent: Komen - whitecapping : Janssen, le ST6 calibré en utilisant la formule de croissance exponentielle du vent: ST6 - Withcapping : Janssen, la ST6 par défaut utilisant la formule de croissance exponentielle du vent et de whitecapping : ST6, et le modèle SWAN par défaut utilisant la formule de croissance exponentielle du vent : Komen - whitecapping : Komen, contre les mesures in-situ du 01-01-2008 au 31-12-2008 par les bouées Dragonera et Nice, et du 01-10-1998 au 31-03-1999 par la bouée Tamentfoust

Tableau II-4. Statistiques d'erreur de Hm0 pour quatre paramètres physiques différents ; SWAN par défaut (Komen et al.(1984) pour les formules de croissance exponentielle de vent et les termes sources de whitecapping), ST6 par défaut (le nouveau package de termes sources ST6), ST6 calibré (le modèle SWAN calibré utilisant le nouveau package de termes sources ST6 et la formule de whitecapping de Janssen (1989,1991), avec Cds=1.0), et KJ calibré (le modèle SWAN calibré en utilisant la formule de croissance exponentielle de vent de Komen et al (1984) et la formule de whitecapping de Janssen (1989,1991) avec Cds=1,0)

Bouées	Model	Data nbr	RMSE	SI	bias	MAE	R	MAE <sub>θ</sub>	RMSE <sub>θ</sub>
Azeffoun (B1)	Default SWAN	1196	0.47	0.43	-0.30	0.33	0.92	-	-
	Default ST6	1196	0.39	0.36	0.22	0.27	0.92	-	-
	Calibrated ST6	1196	0.35	0.32	0.13	0.24	0.92	-	-
	Calibrated KJ	1196	0.34	0.31	0.09	0.23	0.92	-	-
Kala (B2)	Default SWAN	2480	0.43	0.46	-0.29	0.32	0.92	-	-
	Default ST6	2480	0.29	0.32	0.12	0.20	0.93	-	-
	Calibrated ST6	2480	0.29	0.31	-0.04	0.20	0.93	-	-
	Calibrated KJ	2480	0.28	0.30	0.01	0.19	0.93	-	-
Matifou (B3)	Default SWAN	1304	0.37	0.30	-0.14	0.25	0.92	-	-
	Default ST6	1304	0.44	0.35	0.21	0.31	0.90	-	-
	Calibrated ST6	1304	0.39	0.31	-0.15	0.28	0.92	-	-
	Calibrated KJ	1304	0.37	0.30	0.15	0.27	0.92	-	-
Palos (B4)	Default SWAN	8718	0.27	0.25	-0.08	0.19	0.92	31	49
	Default ST6	8718	0.27	0.26	0.01	0.18	0.92	31	48
	Calibrated ST6	8718	0.33	0.31	0.10	0.21	0.92	32	49
	Calibrated KJ	8718	0.32	0.31	0.16	0.22	0.92	33	51
Dragonera (B5)	Default SWAN	7916	0.36	0.34	-0.18	0.25	0.91	23	37
	Default ST6	7916	0.32	0.30	0.10	0.22	0.91	23	38
	Calibrated ST6	7916	0.34	0.32	0.01	0.23	0.91	23	38
	Calibrated KJ	7916	0.32	0.30	0.04	0.21	0.91	23	38
Tarragona (B6)	Default SWAN	8717	0.32	0.34	-0.18	0.24	0.90	24	38
	Default ST6	8717	0.29	0.31	0.13	0.21	0.91	24	39
	Calibrated ST6	8717	0.30	0.32	-0.02	0.21	0.90	24	39
	Calibrated KJ	8717	0.28	0.30	0.03	0.19	0.91	25	39
Buger (B7)	Default SWAN	6374	0.45	0.37	-0.27	0.32	0.94	22	38
	Default ST6	6374	0.37	0.31	0.17	0.26	0.94	23	38
	Calibrated ST6	6374	0.39	0.33	-0.07	0.26	0.92	26	44
	Calibrated KJ	6374	0.32	0.27	-0.04	0.22	0.94	24	40
Mahon (B8)	Default SWAN	8512	0.37	0.27	-0.16	0.26	0.95	19	32
	Default ST6	8512	0.33	0.25	0.04	0.22	0.95	18	31
	Calibrated ST6	8512	0.40	0.29	0.08	0.25	0.95	19	32
	Calibrated KJ	8512	0.37	0.27	0.12	0.25	0.95	19	33
Nice (B9)	Default SWAN	8177	0.28	0.47	-0.17	0.21	0.85	26	36
	Default ST6	8177	0.26	0.42	0.12	0.18	0.86	21	30
	Calibrated ST6	8177	0.25	0.41	-0.06	0.17	0.87	20	28
	Calibrated KJ	8177	0.23	0.38	-0.02	0.15	0.87	19	27
Porquerolles(B10)	Default SWAN	3129	0.44	0.35	-0.30	0.33	0.93	-	-
	Default ST6	3129	0.34	0.27	0.14	0.24	0.94	-	-
	Calibrated ST6	3129	0.33	0.27	-0.03	0.23	0.94	-	-
	Calibrated KJ	3129	0.31	0.25	-0.03	0.22	0.94	-	-
Marseille (B11)	Default SWAN	2095	0.44	0.40	-0.26	0.29	0.96	-	-
	Default ST6	2095	0.35	0.33	0.17	0.23	0.96	-	-
	Calibrated ST6	2095	0.34	0.31	-0.09	0.22	0.95	-	-
	Calibrated KJ	2095	0.30	0.28	-0.06	0.21	0.96	-	-

Tableau II-5. Statistiques d'erreur de  $T_{m02}$  pour quatre paramètres physiques différents ; SWAN par défaut (Komen et al.(1984) pour la croissance exponentielle de vent et les termes sources de whitecapping), ST6 par défaut (le nouveau package de termes sources ST6), ST6 calibré (le modèle SWAN calibré utilisant le nouveau package de termes sources ST6 et la formule de whitecapping de Janssen (1989,1991), avec  $Cds=1.0$ ), et KJ calibré (le modèle SWAN calibré en utilisant la formule de croissance exponentielle de vent de Komen et al (1984) et la formule de whitecapping de Janssen (1989,1991) avec  $Cds=1,0$ )

Bouée	Modèle	Data nbr	RMSE	SI	bias	MAE	R	MAE <sub>θ</sub>	RMSE <sub>θ</sub>
Azeffoun (B1)	Default SWAN	1196	1.21	0.26	-0.45	0.97	0.78	-	-
	Default ST6	1196	1.09	0.24	0.52	0.84	0.75	-	-
	Calibrated ST6	1196	1.02	0.22	-0.08	0.80	0.78	-	-
	Calibrated KJ	1196	0.95	0.21	-0.03	0.73	0.78	-	-
Kala (B2)	Default SWAN	2480	1.24	0.27	-1.01	1.07	0.87	-	-
	Default ST6	2480	1.09	0.24	0.86	0.93	0.89	-	-
	Calibrated ST6	2480	0.89	0.19	-0.45	0.72	0.88	-	-
	Calibrated KJ	2480	0.81	0.18	-0.43	0.66	0.89	-	-
Matifou (B3)	Default SWAN	1304	0.89	0.18	-0.14	0.72	0.87	-	-
	Default ST6	1304	0.89	0.18	0.14	0.72	0.87	-	-
	Calibrated ST6	1304	0.82	0.17	0.19	0.64	0.88	-	-
	Calibrated KJ	1304	0.74	0.15	0.17	0.59	0.88	-	-
Palos (B4)	Default SWAN	8718	0.75	0.19	-0.31	0.62	0.81	31	49
	Default ST6	8718	0.71	0.18	0.40	0.58	0.83	31	48
	Calibrated ST6	8718	0.63	0.16	-0.15	0.50	0.82	32	49
	Calibrated KJ	8718	0.54	0.14	-0.05	0.42	0.84	33	51
Dragonera (B5)	Default SWAN	7916	1.01	0.24	-0.72	0.86	0.82	23	37
	Default ST6	7916	0.99	0.24	0.79	0.85	0.85	23	38
	Calibrated ST6	7916	0.81	0.20	-0.49	0.67	0.82	23	38
	Calibrated KJ	7916	0.72	0.17	-0.42	0.59	0.84	23	38
Tarragona (B6)	Default SWAN	8717	0.95	0.25	-0.69	0.82	0.83	24	38
	Default ST6	8717	0.91	0.24	0.73	0.80	0.86	24	39
	Calibrated ST6	8717	0.72	0.19	-0.45	0.61	0.86	24	39
	Calibrated KJ	8717	0.63	0.17	-0.35	0.52	0.86	25	39
Buger (B7)	Default SWAN	6374	0.96	0.23	-0.70	0.81	0.87	22	38
	Default ST6	6374	1.02	0.25	0.85	0.89	0.89	23	38
	Calibrated ST6	6374	0.85	0.21	-0.59	0.71	0.86	26	44
	Calibrated KJ	6374	0.73	0.18	-0.48	0.60	0.88	24	40
Mahon (B8)	Default SWAN	8512	0.94	0.20	-0.57	0.79	0.88	19	32
	Default ST6	8512	0.94	0.21	0.73	0.81	0.90	18	31
	Calibrated ST6	8512	0.80	0.17	-0.44	0.67	0.88	19	32
	Calibrated KJ	8512	0.70	0.15	-0.32	0.57	0.89	19	33
Nice (B9)	Default SWAN	8177	2.04	0.47	-1.79	1.84	0.50	26	36
	Default ST6	8177	1.82	0.42	1.61	1.63	0.59	21	30
	Calibrated ST6	8177	1.48	0.34	-1.21	1.28	0.63	20	28
	Calibrated KJ	8177	1.18	0.27	-0.76	0.97	0.63	19	27
Porquerolles(B10)	Default SWAN	3129	1.01	0.22	-0.68	0.83	0.86	-	-
	Default ST6	3129	1.11	0.24	0.83	0.91	0.86	-	-
	Calibrated ST6	3129	0.88	0.19	-0.50	0.70	0.88	-	-
	Calibrated KJ	3129	0.80	0.17	-0.40	0.62	0.88	-	-
Marseille (B11)	Default SWAN	2095	1.46	0.33	-1.11	1.21	0.83	-	-
	Default ST6	2095	1.59	0.36	1.32	1.35	0.84	-	-
	Calibrated ST6	2095	1.38	0.31	-1.01	1.12	0.83	-	-
	Calibrated KJ	2095	1.29	0.29	-0.92	1.04	0.84	-	-

### 4.3. Discussion

Le bassin Méditerranéen a fait l'objet de plusieurs études, évaluant et appliquant différents modèles de vagues, forcés par différents champs de vent et utilisant différentes résolutions spatiales. Dans cette partie, nous comparons les résultats obtenus dans cette étude aux résultats de certaines études antérieures. Les résultats du modèle SWAN calibré au cours de cette étude sont caractérisés par différentes particularités ; ces résultats ont été calibrés et validés non seulement par les bouées de la côte européenne mais aussi par les bouées installées sur la côte nord-africaine, nous avons également utilisé dans cette étude le modèle SWAN version 41.20 forcé par les vents CFSR avec une grille régulière d'une résolution spatiale élevée de  $0.033^\circ \times 0.033^\circ$  ( $\sim 3$  km).

Selon une étude d'Ardhuin et al (Ardhuin et al., 2007) concernant une comparaison de mesures et de modèles du vent et des vagues en Méditerranée occidentale, dans laquelle ils ont testé trois modèles de vagues (WAM, WW3 et VAG), forcés par trois sources de vent différentes (ALADIN, COAMPS et ECMWF). Il a été démontré que le modèle le plus performant est le modèle WW3 avec un indice de dispersion moyen de 30% et 43% avec les bouées offshore et côtières respectivement durant le mois d'octobre 2002. Nous avons donc testé la performance du modèle SWAN calibré par rapport à cette même période et obtenu un indice de dispersion de 23% avec la bouée Bugar (bouée offshore) et 19% avec la bouée KALA (bouée côtière) (Figure II-10). Dans la même étude, Ardhuin et al (2007) ont comparé les performances des trois modèles précédents pendant trois violentes tempêtes consécutives enregistrées par la bouée Alghero entre le 28 janvier et le 2 février 2003. En comparant leurs résultats aux résultats du modèle SWAN calibré mis en œuvre au cours de la présente étude, nous constatons que le modèle SWAN forcé par les vents du CFSR fonctionne mieux pendant cette période de tempête que les modèles WW3, WAM et VAG avec une prévision plus précise des pics des tempêtes (Figure II-11).

Une autre étude développée par Bolaños-Sanchez et al (Bolaños-Sanchez et al., 2007) concernant l'évaluation de deux modèles atmosphériques pour la modélisation des vagues de vent en Méditerranée du Nord-Ouest, dans laquelle le modèle WAM a été comparé au modèle SWAN forcé par deux sources de vent différentes (Mass et ARPEG) pendant deux tempêtes sévères successives de novembre 2001,

a montré que le modèle SWAN forcé par un champ de vent Mass, est plus précise que le modèle WAM dans la prévision de croissance et des déclin des crêtes.

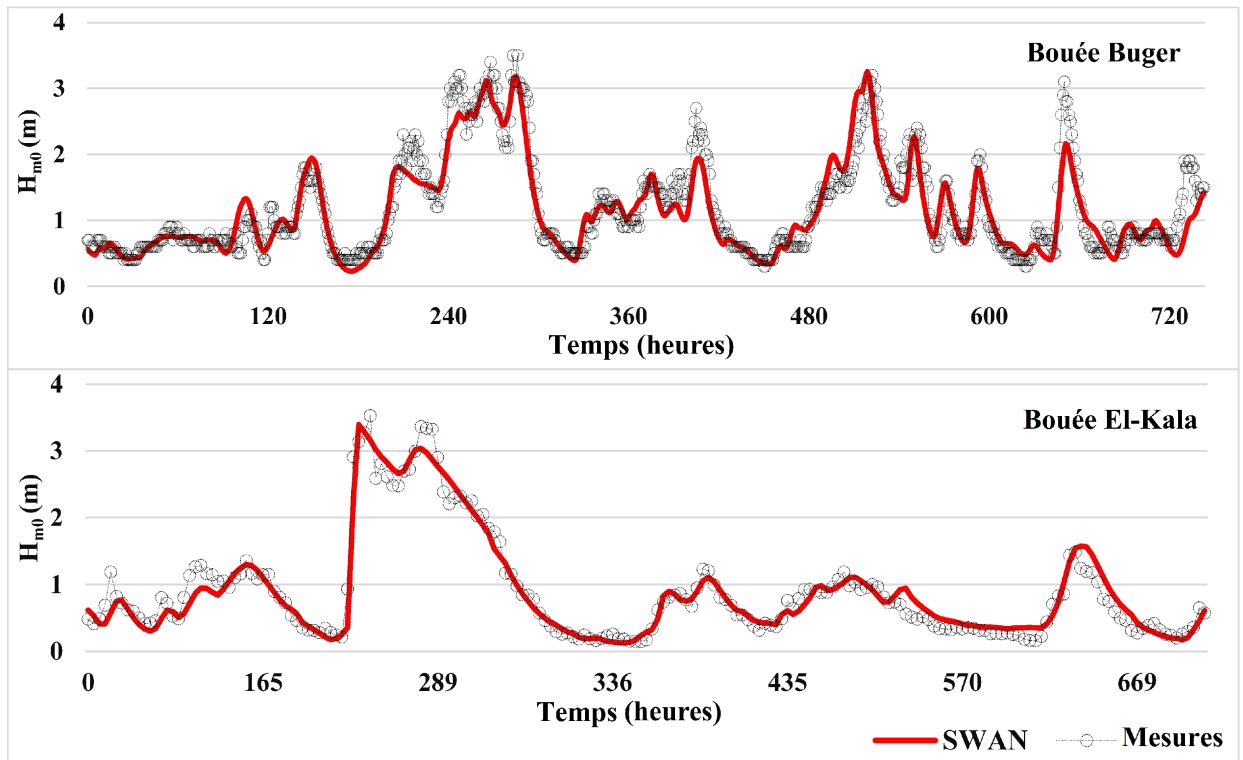


Figure II-10. Diagrammes chronologiques des hauteurs de vagues significatives simulées à l'aide du modèle SWAN comparés par rapport aux mesures des bouées de Buger et de Kala en octobre 2002

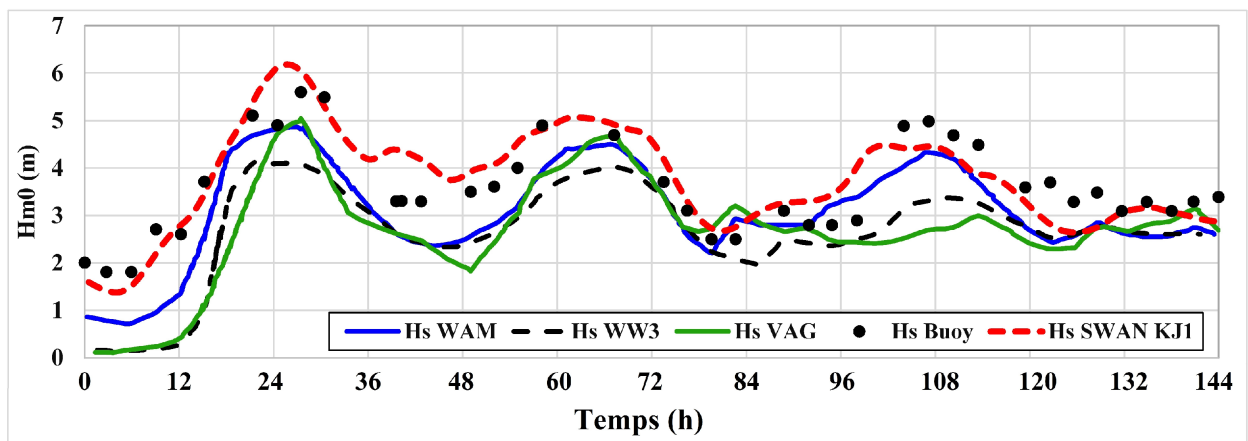


Figure II-11. Des graphiques chronologiques des simulations de hauteurs des vagues utilisant les modèles WAM, WW3 et VAG forcés par les vents ALADIN développés dans Ardhuin et al (2007) comparé avec les résultats du modèle SWAN calibré "KJ cds=1" forcé par les vents CFSR

La figure II-12 montre une comparaison entre les résultats obtenus par Bolaños-Sanchez et al. (Bolaños-Sanchez et al., 2007) concernant l'évolution temporelle des hauteurs de vagues significatives lors des tempêtes de novembre 2001, mesurées par les bouées Ebre-Delta et Blanes et ceux simulées par le modèle SWAN et WAM forcés par des champs de vents du modèle MASS, et les résultats obtenus par le modèle SWAN calibré forcé par les vents CFSR pendant cette étude. Ce graphique montre que les résultats du modèle SWAN mis implémenté au cours de la présente étude sont plus corrélés et plus précis.

La performance du modèle SWAN calibré est également confirmée en comparant nos résultats aux résultats du modèle WAM obtenus par Martínez-Asensio et al (2013), Musić et Nicković (2008) et Liberti et al, (2013). Tout d'abord, l'étude de Martínez-Asensio et al (2013) consiste en l'étalonnage d'une nouvelle prévision a posteriori des vagues en Méditerranée occidentale dans laquelle le modèle WAM forcé par les champs de vent du modèle atmosphérique ARPERA a été étalonné et validé. Les résultats du modèle WAM calibré ont été comparés à trois mois de mesures de vagues de septembre à novembre 2007 observées par la bouée Dragonera et ont obtenu un coefficient de corrélation  $R = 0,89$ ,  $RMSE = 0,36$  m et un biais =  $-0,06$  m. Cependant, nos résultats obtenus pendant la même période et pour la même bouée avec le modèle SWAN calibré sont  $R = 0,93$ ,  $RMSE = 0,32$  et biais =  $-0,04$  (Figure II-13). En ce qui concerne l'étude de Musić et Nicković (2008), ils ont comparé les résultats du modèle WAM forcé par le vent généré par le modèle atmosphérique régional REMO (Jacob et Podzun, 1997) contre les observations des vagues mesurées par la bouée Mahon dans laquelle ils ont obtenu un indice de dispersion de 39%. En comparant nos résultats au cours de la même période à l'aide du modèle SWAN calibré avec les observations de la même bouée de Mahon, nous avons obtenu un indice de dispersion de 25%. Enfin, dans l'étude de Liberti et al (2013), un indice de dispersion moyen de 38% pour  $H_{m0}$  et 22% pour  $T_{m02}$  a été obtenu en comparant les résultats du modèle WAM forcé par les vents d'ECMWF (analyse opérationnelle des vents) contre les mesures de onze bouées installées en mer Méditerranée. Notre modèle SWAN calibré a donné une meilleure performance avec un indice de dispersion moyen de 30% pour  $H_{m0}$  et 19% pour  $T_{m02}$  par rapport aux observations de onze bouées différentes installées en mer Méditerranée.

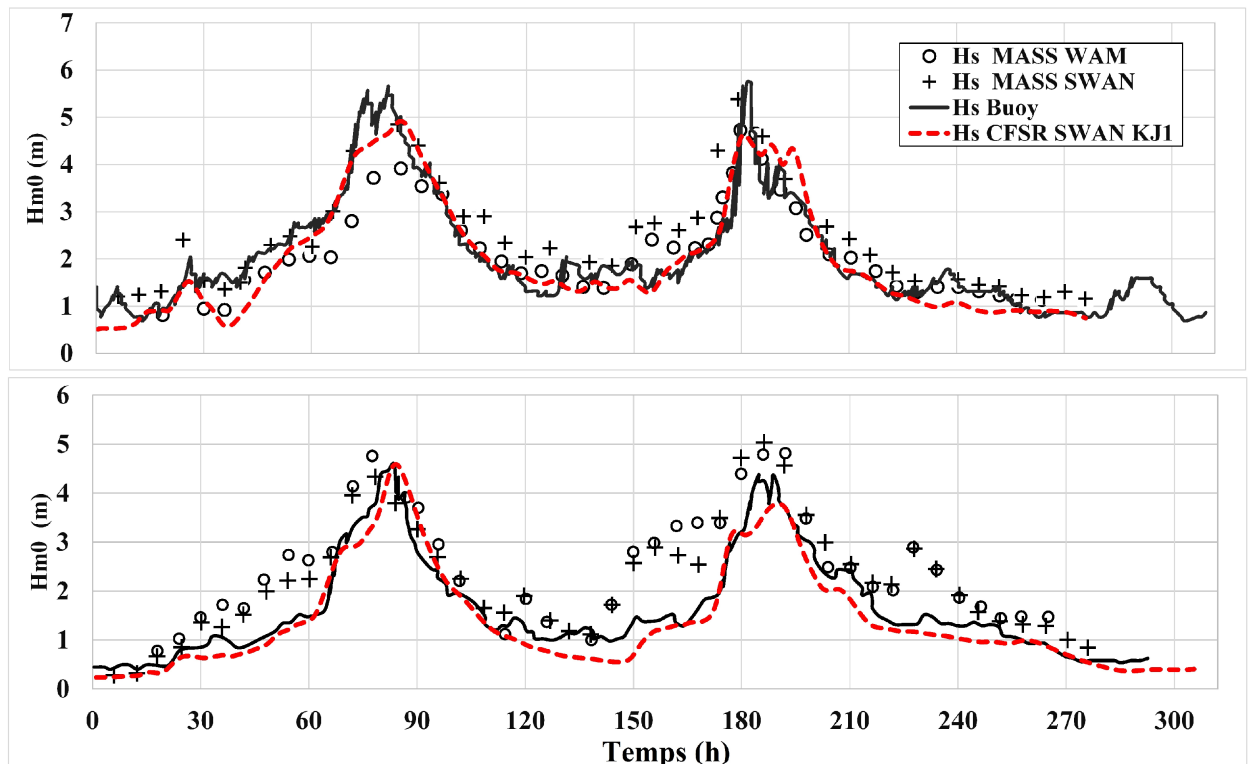


Figure II-12. Diagrammes de séries chronologiques des simulations de hauteur de vagues utilisant les modèles WAM et SWAN forcés par les vents MASS développés dans Bolaños-Sanchez et al (2007) et le modèle SWAN calibré "KJ" forcé par les vents CFSR, pendant deux tempêtes consécutives enregistrées par la bouée Ebre-delta (en haut) et Blanes Buoy (en bas) entre novembre 08, 2001 et 20, novembre 2001

Le modèle WAM était l'outil de développement de l'atlas des vents et des vagues de la mer Méditerranée, utilisant une grille de calcul irrégulière avec une faible résolution spatiale dans la partie sud du bassin Méditerranéen qui dépasse 25 km (Groupe Medatlas, 2004). C'est également le cas dans la base de données ANEMOC 2 qui a été développée à partir du modèle TOMAWAC forcé par les vents du CFSR avec une grille de calcul irrégulière d'environ 25 km dans le bassin algérien (Tiberi-Wadier et al., 2016). La base de données ANEMOC 2 est validée par rapport aux bouées installées sur la côte ouest européenne et a obtenu un indice de dispersion moyen de 30% pour les hauteurs de vagues significatives et de 30% pour les périodes de vagues moyennes (Tiberi-Wadier et al, 2016). Par rapport aux résultats obtenus par le modèle SWAN calibré dans notre étude, nous avons un indice de dispersion moyen de 30 % pour les hauteurs de vagues significatives et de 19 % pour les périodes de vagues moyennes. Ces résultats montrent que le modèle SWAN peut donner de meilleurs résultats que le modèle TOMAWAC en ce qui concerne l'estimation de la période moyenne des vagues, sachant

que les deux modèles ont été forcés par la même source de champ de vent (CFSR). L'amélioration de la précision des résultats obtenus par le modèle SWAN étalonné pendant la présente étude par rapport aux différentes études précédentes peut également être influencée par le choix et la position de la bouée d'étalonnage utilisée dans la présente étude. Les mesures de la bouée Azeffoun sont donc recommandées pour l'étalonnage du modèle des vagues dans le bassin ouest Méditerranéen.

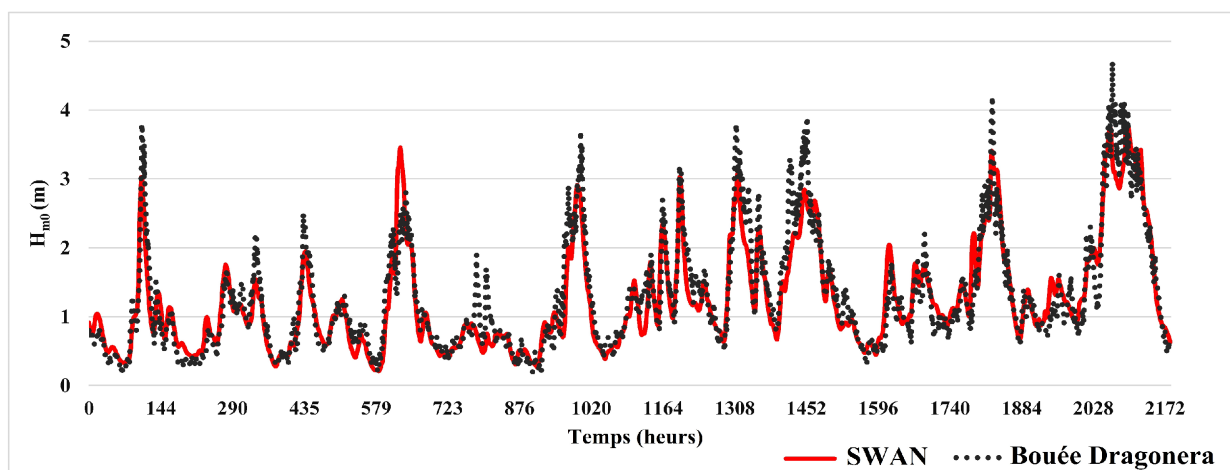


Figure II-13. Diagrammes chronologiques des hauteurs de vagues significatives simulées à l'aide du modèle SWAN projeté par rapport aux mesures de la bouée Dragonera entre le 1er septembre au 30 novembre 2007

## 5. Conclusions

Dans ce chapitre, le modèle de prévision a posteriori des vagues du SWAN a été mis en œuvre et évalué pour le bassin Méditerranéen occidental, avec une résolution spatiale et une précision très élevées dans ses côtes nord et sud. Le processus de calibration est basé sur des observations de vagues faites sur la côte algérienne et validées à partir de onze bouées de mesure de vagues dans l'ensemble du bassin de la Méditerranée occidentale. La première variable calibrée dans le processus physique était le coefficient ( $C_{ds}$ ) qui influence le taux de dissipation des vagues par le whitecapping et représente le paramètre le moins connu dans les modèles de vague. Les résultats obtenus lors de l'étalonnage de ce paramètre ont montré que le coefficient  $C_{ds}$  a un effet significatif sur les résultats, aussi cet effet dépend des formulations de whitecapping et de croissance exponentielle de vent utilisées pendant la simulation. Le deuxième paramètre calibré est la croissance exponentielle de vent. Quatre formules différentes ont été testées : Janssen (1989,1991) , Komen et al (1984), Yan (1987),

et le nouveau terme source ST6 qui a nécessité un étalonnage spécifique. Ces tests nous ont permis de conclure que la formule de croissance des vagues de Janssen (Janssen, 1991,1989) tend à surestimer les hauteurs significatives des vagues et que les formules les plus adaptées dans le bassin Méditerranéen occidental sont celle de Komen et al (1984) pour la croissance exponentielle des vagues et celle de Janssen (1991, 1989) pour le whitecapping avec  $Cds = 1.0$ . Lors d'un test de sensibilité des nouveaux termes sources ST6, nous avons conclu que les facteurs les plus influents sont l'échelle du vent et la formule de traînée du vent utilisée ; un gradient d'échelle de vent de 32 avec la formule de traînée du vent de Hwang (Hwang, 2011) ont été sélectionnées comme le meilleur réglage par défaut du terme source ST6 dans le bassin ouest Méditerranéen. L'étalonnage de ST6 selon la formule de termes sources de whitecapping utilisée et le coefficient de dissipation par whitecapping ( $Cds$ ) a montré une légère amélioration de la performance du modèle SWAN par rapport au mode par défaut ST6 ; toutefois, les statistiques d'erreur obtenues à l'aide de termes sources calibrés ST6 avec la formule de Janssen (1991, 1989) pour le whitecapping et ( $Cds1 = 1,0$ ) demeurent légèrement supérieures aux résultats obtenus avec la formule de croissance exponentielle des vague de vent de Komen et al (1984). Sinon, la période de simulation à l'aide du ST6 est 1,5 fois plus longue que la période de simulation avec la formule précédente de Komen et al (1984). Il est donc préférable d'utiliser la formule de Komen et al (1984) pour la croissance exponentielle des vagues de vent, en combinaison avec celle de Janssen (1991, 1989) pour les simulations à haute résolution spatiale, ou pour la simulation à long terme. Ce modèle SWAN calibré corrige la sous-estimation enregistrée en mode par défaut et améliore sa précision dans le bassin ouest Méditerranéen ; le biais moyen a diminué de 0,21 m à -0,04 m pour une hauteur de vague significative  $Hm0$  et de -0,74 s à -0,36 s pour les vagues moyennes  $Tm02$ .

En comparant les résultats du SWAN calibré aux résultats d'autres modèles tels que WAM et TOMAWAC et WW3 développés par les études précédentes dans le bassin Méditerranéen occidental, nous concluons que le modèle SWAN calibré forcé par les vents du CFSR et calibré par rapport aux mesures de la bouée d'Azeffoun pourrait avoir un meilleur rendement dans l'ensemble de la mer Méditerranée. La localisation géographique de la bouée d'étalonnage peut également contribuer de manière importante à l'amélioration des performances du modèle dans l'ensemble du bassin Méditerranéen après étalonnage.

Le modèle SWAN calibré et validé nous permet de procéder à une grille de maillage plus fine à l'aide du système de grille imbriquée SWAN, qui fournira un modèle a posteriori pratique pour qualifier et quantifier le potentiel d'énergie des vagues sur la côte algérienne et l'impact des tempête de vagues sur les côte algérienne, et donc un outil d'aide à la décision pour les recherches scientifiques en ingénierie côtière afin de répondre aux différents phénomènes physiques, chimiques et biologiques observés dans ce domaine.

---

**Chapitre III: Evaluation des ressources en énergie  
houlomotrice et classification des zones côtières à fort  
potentiel énergétique**

## 1. Introduction

Comme la plupart des pays du monde, l'Algérie connaît une croissance significative de la consommation d'électricité (Bouchouicha et al., 2016), cette croissance associée aux problèmes de réchauffement climatique, au problème de pollution marine et atmosphérique des centrales thermiques installées le long de la cote algérienne et à la nécessité de préserver les ressources énergétiques fossiles, nécessite une exploitation des ressources énergétiques renouvelables et durables. Pour trouver des solutions globales et durables à ces problèmes, le Ministère algérien de l'Energie et des Mines (MEM) a développé un programme national qui vise à fournir 40% des énergies renouvelables dans la production d'électricité en 2030 (Stambouli et al., 2012). Dans le cadre de ce programme, plusieurs zones potentielles basées sur les ressources énergétiques solaires, éoliennes et géothermiques ont été identifiées (Bouchouicha et al., 2015 ; Himri et al, 2009 ; Mahmoudi et al, 2010 ; Merzouk, 2000). Cette recherche a montré que les importantes ressources en énergie solaire et éolienne se situent dans la partie sud saharienne du pays. Cependant, selon les statistiques de la société nationale de production d'électricité (Sonelgaz), plus de 40% de l'électricité est consommée par les provinces côtières qui couvrent 1,8% du pays (Kateb, 2003). En conséquence, et compte tenu du développement continu des WEC (Convertisseur d'énergie des vague) au cours des dernières années (Drew et al., 2009 ; Farley, 2018 ; Fernandez et al., 2012 ; Kofoed et al., 2006 ; Martinelli et al., 2011), l'énergie des vagues présentée sous forme condensée d'énergie éolienne (Akpınar et al., 2017) peut constituer une source essentielle d'énergie renouvelable exploitable dans ces zones à consommation importante. Par conséquent, l'évaluation de la propagation de l'énergie marine est une tâche très importante non seulement pour son exploitation mais aussi pour son rôle destructeur dans la zone côtière, elle peut constituer un risque de navigation, d'amarrage, de baignade et de stabilité côtière (Amarouche et al., 2017).

La côte algérienne se caractérise par un plateau continental étroit qui dissipe l'énergie des vagues près de la côte ou directement sur la côte. Au cours de cette dernière année, plusieurs recherches se sont concentrées sur l'évaluation du potentiel d'énergie des vagues dans le bassin Méditerranéen occidental (Besio et al., 2016 ; Liberti et al., 2013 ; Ponce de León et al., 2016 ; Vicinanza et al., 2013), ces recherches ont atteint des résultats très prometteurs sur les côtes espagnole et italienne avec un taux annuel dépassant 100 MWh/m/an sur les côtes ouest de Sardaigne en Italie (Liberti et al., 2013). Dans la récente étude développée par Besio et al (2016), la côte algérienne a été déterminée

comme l'une des zones les plus énergétiques de la mer Méditerranée. Néanmoins, la plupart des études précédentes se sont concentrées sur les côtes européennes et la base de données de prévisions a posteriori des vagues utilisée dans toutes les études précédentes n'a été validée qu'à partir de mesures de vagues collectées sur les côtes européennes et aucune validation n'a été effectuée sur la côte algérienne. Dans cette étude, nous présentons une première évaluation détaillée à long terme de la propagation de l'énergie des vagues dans le bassin algérien, basée sur une prévision à posteriori des vagues sur 39 ans, développée à partir d'un modèle SWAN à haute résolution (~3km) calibré à partir d'une année d'observations de vagues de la bouée d'Azeffoune (voir le chapitre précédent). La puissance des vagues calculée à partir de cette base de données à posteriori a également été validée par rapport à la puissance des vagues calculée à partir des données d'observation de trois bouées installées sur la côte algérienne, fournies par l'ONSM (Office national de signalisation maritime).

Pour étudier la propagation spatiale des énergies des vagues dans le bassin algérien, une analyse statistique spatiale a été développée dans laquelle des cartes de distribution de l'énergie des vagues et des cartes de variation temporelle ont été développées. Les résultats de cette analyse nous ont permis de décrire qualitativement la distribution de l'énergie des vagues le long du bassin algérien. De plus, 14 stations situées au large de chaque province côtière ont fait l'objet d'une analyse statistique détaillée dans laquelle nous avons évalué la variabilité de la distribution du flux d'énergie des vagues et son potentiel aux échelles annuelle, saisonnière, mensuelle et horaire. Ainsi, nous avons quantifié la contribution totale de l'énergie des vagues en fonction de la hauteur significative des vagues et de la période d'énergie, avec la distribution de probabilité d'occurrence pour différentes plages de puissance des vagues et différentes directions. Ces caractéristiques locales, outre le WEDI (indice de développement des énergies des vagues), constituent un outil d'aide à la décision essentiel pour la sélection et la conception des WECs et autres structures offshore dans le bassin algérien. L'ensemble des résultats obtenus dans cette étude peut également contribuer à l'évaluation de la vulnérabilité côtière et apporter des réponses sur les différents phénomènes physiques et biologiques observés sur le littoral algérien.

## **2. Zone d'étude**

La zone d'étude est le seul front de mer algérien qui couvre un littoral d'environ 1623 km dans le bassin sud-ouest de la Méditerranée (Figure III-1). Elle couvre la zone qui s'étend de  $-3^{\circ}$  à  $9^{\circ}$  E et de  $35^{\circ}$  S à  $40^{\circ}$  N. Cette côte est orientée principalement vers le nord et se caractérise par un plateau continental très étroit qui varie de 50 km à 0,5 km. Ces caractéristiques rendent cette côte directement exposée aux vagues du nord, qui se dissipent directement vers le rivage dans les zones caractérisées par un plateau continental étroit. Selon l'Office national de la statistique, la côte algérienne est répartie sur 14 provinces côtières dont plus de 40,7% de la population totale vit dans un nombre qui augmente fortement pendant les périodes estivales. Cette pression démographique fait de ces zones côtières, qui couvrent 1,8% du territoire national (Kateb, 2003), les zones à très forte consommation d'électricité. Ainsi, la partie maritime dite du bassin algérien, connaît une forte exploitation économique avec la présence d'un trafic maritime très dense, sachant que le bassin algérien est un point d'intersection entre les bateaux venant de la mer Rouge, de la mer Noire et de l'océan Atlantique.

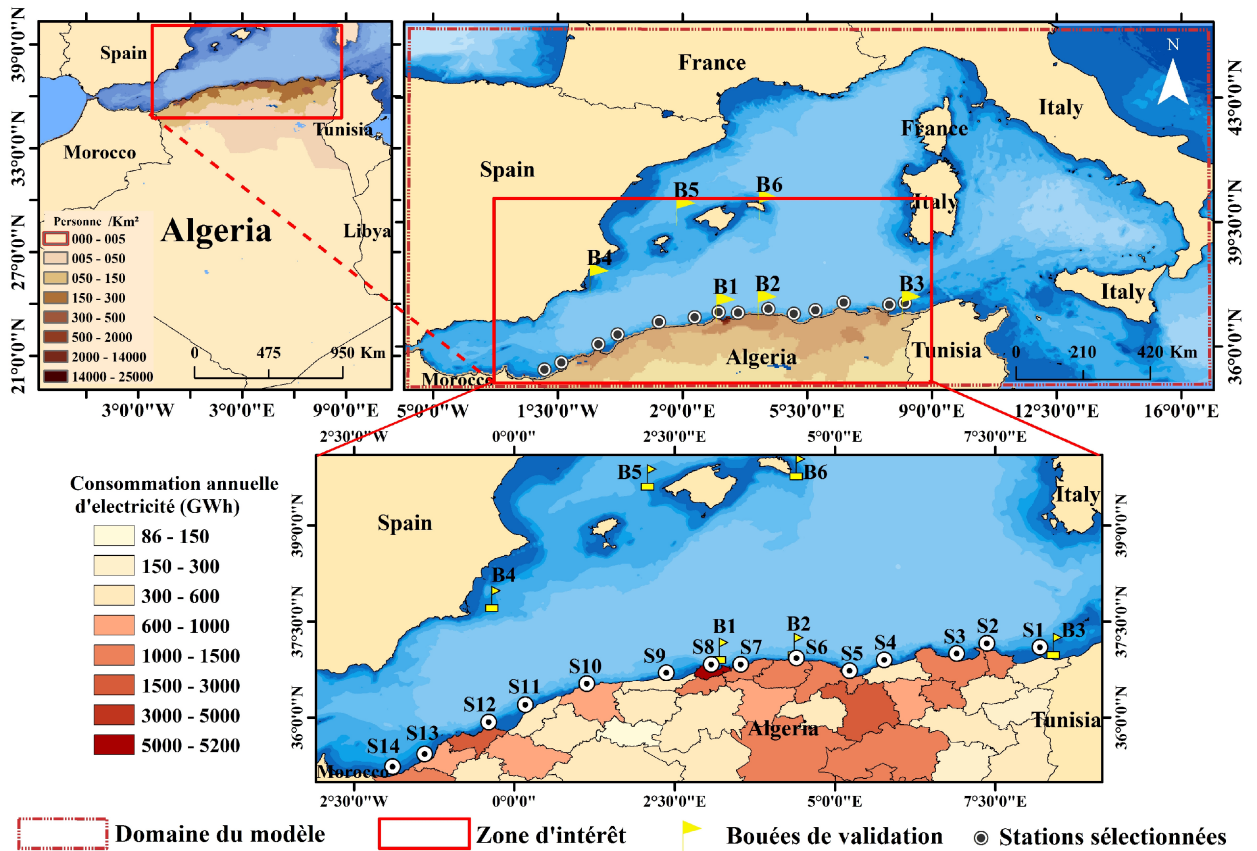


Figure III-1. Illustration des cartes du domaine de paramétrage du modèle, de la zone d'intérêt, de la densité de population algérienne, de la consommation annuelle d'électricité dans chaque province côtière, de la position des bouées de validation, et de la position des stations retenues pour l'analyse détaillée

### 3. Développement de la base climatique des vagues

Les données de prévision a posteriori des vagues utilisées dans cette étude ont été élaborées à l'aide du modèle de prévision a posteriori des vagues de vent de troisième génération SWAN calibrer et validé pour le bassin algérien comme il est détaillé dans le chapitre précédent. Le domaine du modèle couvre l'ensemble de la mer Méditerranée occidentale discrétisée avec une grille régulière de  $0,033^\circ \times 0,033^\circ$  ( $\sim 3$  km) en coordonnées sphériques, de  $17^\circ\text{E}$  à  $6^\circ\text{W}$  et de  $35^\circ\text{N}$  à  $45^\circ\text{N}$  comme indiqué à la figure III-1. Le spectre de densité d'énergie des ondes directionnelles a été discrétisé à l'aide de 35 groupes de fréquences compris entre 0,033 Hz et 1,0 Hz et de 36 groupes de fréquences directionnelles.

Pour les processus de calcul physique, tous les détails et tous les coefficients utilisés sont résumés dans le tableau III-1, la croissance exponentielle du vent et les formules de termes sources de whitecapping présentées au tableau III-1 ont été déterminées à partir de plusieurs tests de sensibilité sur le coefficient  $C_{ds}$  (coefficient de proportionnalité empirique de dissipation des vagues par whitecapping) qui ont été calibrés par rapport aux données de mesure des vagues sur un an (du 01/07/1999 au 30/06/2000) par la bouée de Azeffoun. Les résultats de l'étalonnage et des tests de sensibilité sont aussi présentés au chapitre précédent. Pour l'évaluation rétrospective de la qualité et la précision de la base de données dans le bassin algérien, nous avons utilisé les mêmes paramètres d'erreur statistique que ceux utilisés pour la calibration et la validation du modèle SWAN.

#### 4. Calcul des ressources en énergie des vagues

Comme presque toute énergie renouvelable propre, l'énergie des vagues provient du soleil, qui se traduit par deux formes fluides, l'eau et l'air atmosphérique (Damy et Gauthier, 1981). L'énergie des vagues produite par le vent par unité de surface est exprimée comme la somme de l'énergie potentielle liée au niveau de repos et de l'énergie cinétique (Bonnefille, 1992 ; Holthuijsen, 2007) par :

$$E_{Total} = E_c + E_p = \frac{1}{16} \rho g H^2 L \quad (1)$$

La puissance de l'énergie des vagues transmise par unité de largeur de crête dans la direction de propagation des vagues peut être calculée en utilisant la sortie spectrale du modèle numérique des vagues comme flux d'énergie par unité de largeur de crête en kW/m (Akpınar et al, 2017 ; Cornett, 2008 ; Kasiulis et al, 2017 ; Sheng et al, 2017) par

$$P = \rho g \int_0^{2\pi} \int_0^\infty C_g(f, h) S(f, \theta) df d\theta \quad (2)$$

où  $C_g(f, h)$  est la vitesse du groupe,  $S(f, \theta)$  est le spectre de densité de variance directionnelle des vagues et  $h, f, \theta, \rho, g$  sont respectivement la profondeur de l'eau, la fréquence des vagues, la direction de propagation d'une composante spectrale, la densité de l'eau et l'accélération gravitationnelle. En eau profonde ( $h > L/2$ ), le flux d'énergie ( $P_w$ ) transmis par une onde régulière par unité de largeur de crête approximé à

$$P_W = \frac{\rho g^2}{64\pi} \times H_{m0}^2 \times T_e = 0.491 \times H_{m0}^2 \times T_e \quad (3)$$

où  $T_e$  est la période d'énergie définie en termes de moments spectraux,  $H_{m0}$  est la hauteur spectrale de vague et  $\rho$  est la densité de l'eau de mer prise comme a 1027 kg/m<sup>3</sup>.

$$T_e = \frac{m_{-1}}{m_0} \quad (4)$$

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0} \quad (5)$$

$m_{-1}$  et  $m_0$  sont des moments spectraux du moment spectral du n-ième ordre ( $m_n$ ) utilisés pour définir les paramètres statistiques utiles des vagues (Sheng et al., 2017).

$$m_n = \int_0^\infty S(f) f^n df \quad (6)$$

Pour l'évaluation de l'énergie totale ( $E_T$  en kWh/m) enregistrée pendant une période donnée avec un pas de temps  $\Delta t$  (3 heures dans cette étude) nous avons utilisé la formule commune suivante (Besio et al, 2016) :

$$E_{total} = \sum_i P_i \times \Delta t \quad (7)$$

La variabilité spatio-temporelle des ressources énergétiques des vagues a été réalisée en calculant le coefficient de variation (COV) proposé par Cornett, (2008) qui est l'écart-type ( $\sigma_p$ ) normalisé à la ressource énergétique moyenne ( $P_w$ ). Ce paramètre nous permet d'identifier les zones potentielles caractérisées par une ressource significative d'énergie des vagues avec la plus faible variation (Cornett, 2008 ; Lavidas et Venugopal, 2017).

$$COV = \frac{\sigma_p}{P_w} \quad (8)$$

Pour l'évaluation de la variabilité mensuelle (MV) et saisonnière (SV) (Cornett, 2008) suggère également deux indices pour la variabilité des ressources d'énergie des vagues qui se définissent comme suit

$$MV = \frac{P_{Mmax} - P_{Mmin}}{P_{year}} \quad (9)$$

$$SV = \frac{P_{Smax} - P_{Smin}}{P_{year}} \quad (10)$$

où  $P_{m, max}$  et  $P_{m, min}$  sont respectivement la puissance moyenne des vagues pour le mois le plus énergétique et pour le mois le moins énergétique.  $P_{s max}$  et  $P_{s min}$  sont respectivement la puissance moyenne des vagues pour la saison la plus énergétique et pour la saison la moins énergétique, et  $P_{year}$  est la puissance moyenne annuelle des vagues.

#### 4.1. Validation des résultats des puissances des vagues

Pour la validation du modèle SWAN dans le bassin algérien, nous avons utilisé les données d'observation de six bouées (Figure III-1). Trois caractéristiques physique (la hauteur significative de vague  $H_{m0}$ , la période moyenne  $T_{m02}$  et la période d'énergie  $T_e$ ) ont été prises en compte lors de la validation. De plus, selon l'Eq (10), nous avons comparé la ressource d'énergie houlomotrice  $P_w$  calculée à partir des données d'observation de la côte algérienne ( $P_w$  mesuré), par rapport à la ressource d'énergie houlomotrice calculée à partir des résultats du modèle SWAN calibré ( $P_w$  simulé). Les résultats des statistiques d'erreurs pour toutes les bouées détaillées dans le Tableau III-2 et les graphiques Q-Q (Figure III-2) montrent une très bonne performance les donnée à posteriori des vagues développé à partir du modèle SWAN calibré, avec un biais moyen dans le bassin algérien de 0,09 m et -0,17 s et un indice de dispersion moyen de 30 % et 16 % pour la hauteur significative des vagues et la période moyenne des vagues, respectivement. Concernant la période énergétique observée dans les trois bouées algériennes et la ressource calculée de puissance des vagues, on observe également une très bonne précision de ces deux paramètres avec un indice moyen de dispersion de 14% et un biais de 0,16s pour la période énergétique. De plus, les graphiques de la série chronologique (Figure III-3) présentent une très bonne précision de la ressource d'énergie des vagues prévue dans les côtes algériennes ( $P_w$ ).

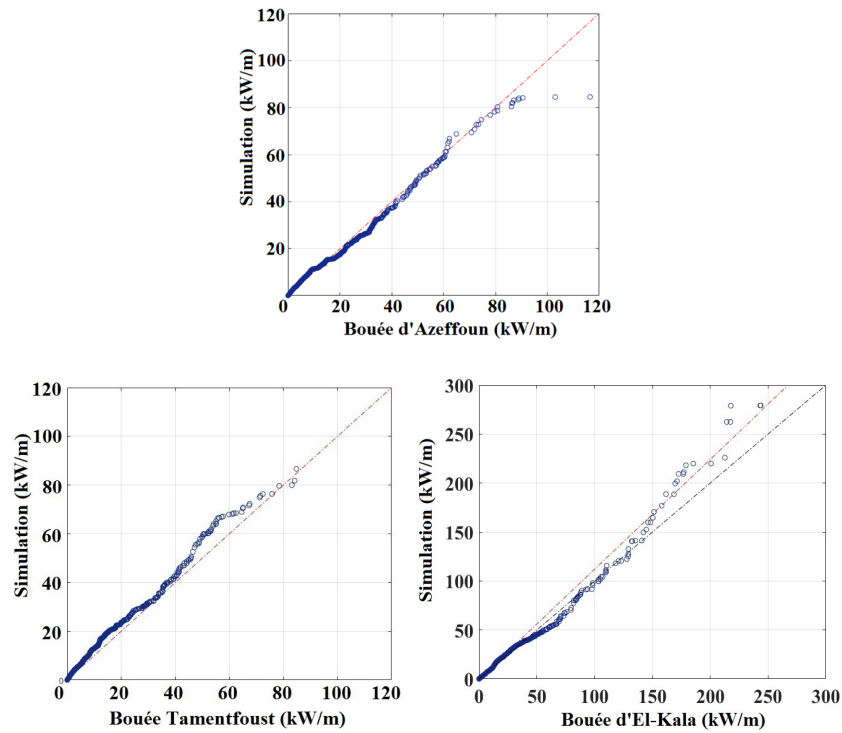


Figure III-2. QQ Diagramme des ressources simulées d'énergie des vagues par rapport aux observations des bouées du 01-10-1998 au 31-03-1999 à la bouée Tamentfoust, du 01-07-1999 au 30-06-2000 à la bouée Arefffoun et du 01-01-2002 au 31-12-2002 à la bouée Kala

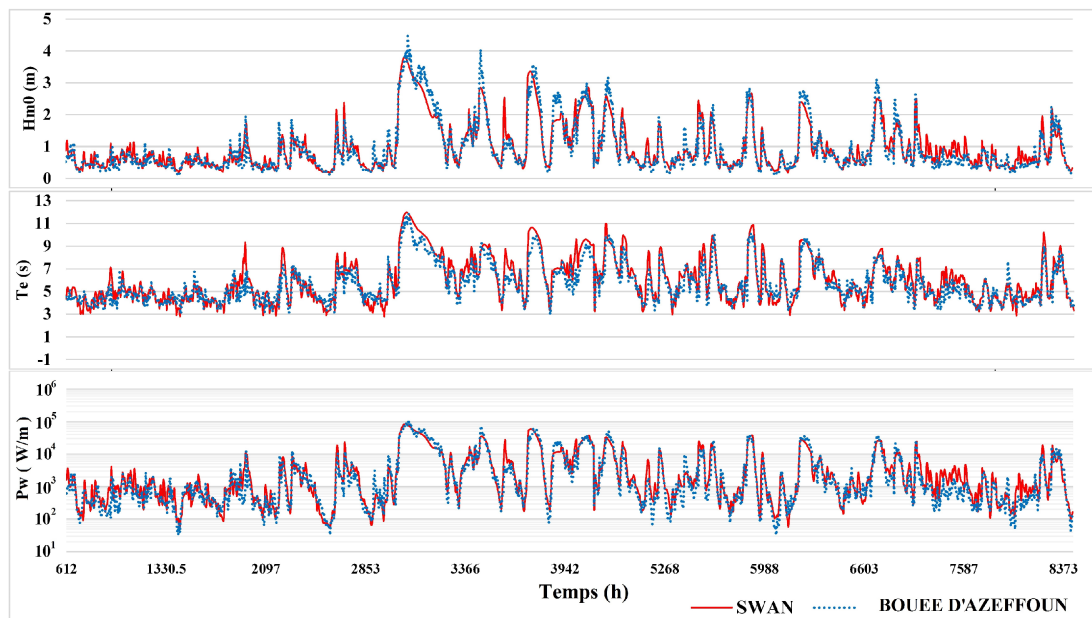


Figure III-3. Diagramme chronologique de la hauteur significative des vagues  $H_{m0}$ , de la période d'énergie  $T_e$  et de la puissance des vagues  $P_w$  obtenue par le modèle SWAN étalonné et l'observation des bouées du 01-07-1999 au 30-06-2000

Tableau III-1. Caractéristiques des bouées de validation des périodes énergétique des vagues dans le bassin algérien

Buoy Name	Buoy Type/Sensor	Validated Parameters	Used Period	Temporal resolutions	Nbr of Observation	Depths
Tamentfoust (B1)	Non-Directional Waverider/Datawell	$H_{m0}$ $T_{m02}$ $T_e$	01-10-1998 to 31-03-1999	3h	1304	50
Azeffoun (B2)	Non-Directional Waverider /Datawell	$H_{m0}$ $T_{m02}$ $T_e$	01-07-1999 to 30-06-2000	3h	2352	30
Kala (B3)	Non-Directional Waverider/Datawell	$H_{m0}$ $T_{m02}$ $T_e$	01-01-2002 to 31-12-2002	3h	2480	50
Palos (B4)	Directional SeaWatch/Datawell	$H_{m0}$ $T_{m02}$	Jan 2007 to Dec-2009	1h	25470	230
Dragonera (B5)	Directional WaveScan/HIPPY 120/Wavesense	$H_{m0}$ $T_{m02}$	Jan 2007 to Dec-2009	1h	25222	135
Mahon (B6)	Directional WaveScan/HIPPY-120/Wavesense	$H_{m0}$ $T_{m02}$	Jan 2007 to Dec-2009	1h	23257	300

Tableau III-2. Statistiques d'erreur des résultats de la base de donnée développée par le modèle calibrés SWAN ( $H_{m0}$ ,  $T_{m02}$  et  $T_e$ ) dans les cinq bouées situé dans le bassin algérien

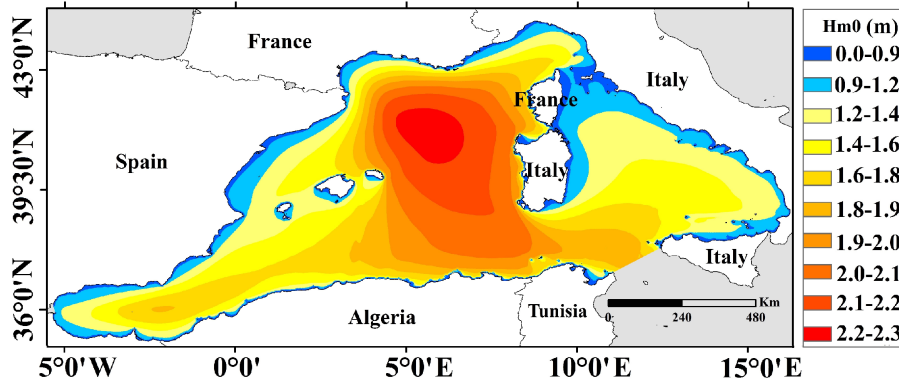
Bouées	R			SI			Bias (m, s and s)			RMSE (m, s and s)			MAE (m, s and s)		
	$H_{m0}$	$T_{m02}$	$T_e$	$H_{m0}$	$T_{m02}$	$T_e$	$H_{m0}$	$T_{m02}$	$T_e$	$H_{m0}$	$T_{m02}$	$T_e$	$H_{m0}$	$T_{m02}$	$T_e$
Tamentfoust (B1)	0.92	0.88	0.89	0.3	0.15	0.13	0.15	0.17	0.08	0.37	0.74	0.81	0.27	0.59	0.62
Azeffoun (B2)	0.95	0.9	0.92	0.28	0.17	0.15	0.03	0.09	0.31	0.27	0.77	0.85	0.19	0.62	0.64
Kala (B3)	0.93	0.89	0.93	0.3	0.18	0.13	0.01	-0.43	0.09	0.28	0.81	0.73	0.19	0.66	0.55
Palos (B4)	0.92	0.82	/	0.30	0.14	/	0.15	-0.07	/	0.32	0.56	/	0.22	0.44	/
Dragonera (B5)	0.92	0.84	/	0.30	0.18	/	0.05	-0.45	/	0.32	0.74	/	0.22	0.60	/
Mahon (B6)	0.94	0.88	/	0.29	0.15	/	0.16	-0.30	/	0.37	0.67	/	0.26	0.54	/
Average	0.93	0.87	0.91	0.30	0.16	0.14	0.09	-0.17	0.16	0.32	0.72	0.80	0.23	0.58	0.60

## **5. Évaluation des ressources et de la variabilité de l'énergie des vagues**

### **5.1. Répartition spatiale des flux d'énergie des vagues.**

La carte de répartition spatiale du flux moyen d'énergie des vagues dans le bassin ouest Méditerranéen (Figure III-4) montre la présence d'une ressource énergétique élevée dans la partie nord du bassin entre la Sardaigne et Mahon qui dépasse 18 kW/m de moyenne avec un coefficient de variation de 19% qui se propage à l'est de la côte algérienne. Dans la partie ouest du bassin, un autre point chaud est également observé avec un flux moyen de puissance des vagues de 12,5 kW/m et un coefficient de variation de 10%. En se référant à la carte bathymétrique, on observe que la vague atteint le plateau continental algérien (200 m de profondeur) avec un flux moyen de puissance des vagues d'environ 7,5 kW/m dans la partie occidentale, ~10 kW/m dans la partie centrale et ~12 kW/m dans la partie orientale du bassin. La même distribution spatiale du flux de puissance (Figure III-4) a été enregistrée dans toutes les études précédentes (Besio et al., 2016 ; Liberti et al., 2013 ; Ponce de León et al., 2016) appliquées en Méditerranée occidentale d'un point de vue qualitatif. Quantitativement, Liberti et al (2013) ont obtenu un flux moyen de puissance des vagues de 10,33 kW/m au large du cap Bougaroune (6,43°E x 37,02°N) pendant 10 ans entre 2001 et 2010, résultat qui sous-estime le flux énergétique moyen obtenu pendant la présente étude en utilisant le modèle SWAN calibré et validé par des observations faites sur le littoral algérien, soit 12,35 kW/m pendant la même période et dans la même région. La même observation a été notée en comparant les résultats obtenus avec ceux de Besio et al, (2016) qui ont trouvé un flux moyen de puissance des vagues de 9,10 kW/m au large de la province d'Annaba 7,675°E x 37,250°N pendant 35 ans contre un flux moyen de 12,16 kW/m obtenu dans la présente étude pendant la même période et au même emplacement. Concernant la distribution maximale d'énergie sur la période de 39 ans (Figure III-4), on observe un flux de puissance maximum supérieur à 700 kW/m dans les parties Est et Ouest du bassin algérien, ainsi que dans le large de la capitale Alger.

### Moyenne interannuelle des hauteurs significatives des vagues 1979-2017



### Hauteurs significatives maximales des vagues (1979-2017)

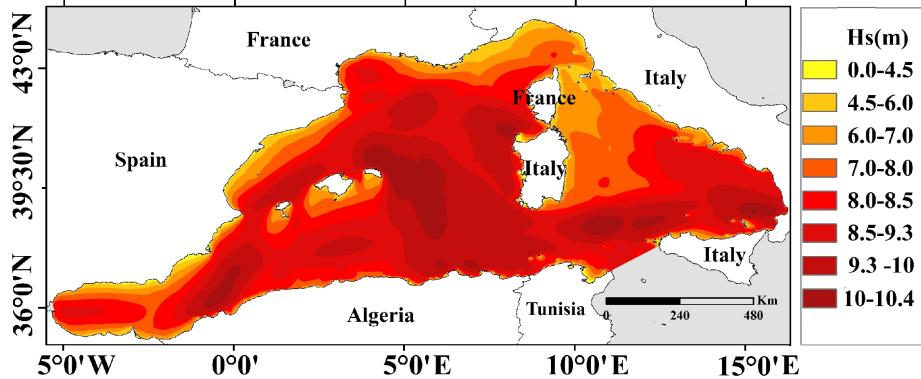


Figure III-4. Répartition spatiale des flux de puissance moyenne et maximale des vagues pendant 39 ans

## 5.2. Variations temporelles du flux de puissance des vagues

Les variations de la distribution du flux de puissance des vagues et de son potentiel aux échelles décennale, annuelle, saisonnière, mensuelle et horaire le long de la côte algérienne présentent un paramètre essentiel pour l'évaluation et la classification des zones à fort potentiel énergétique caractérisées par une quantité d'énergie considérable et omniprésente. Les cartes de distribution spatiale décennale (Figure III-5) montrent une distribution spatiale de l'énergie des vagues qualitativement similaire à la distribution observée sur une période de 39 ans. En revanche, d'un point de vue quantitatif, on observe que la puissance des vagues a augmenté au cours des deux dernières décennies dans la partie orientale et centrale du bassin, avec de très faibles variations décennales dans la partie occidentale du bassin. Ce dernier peut donc avoir un climat distinct du climat général du

bassin Méditerranéen occidental. Les résultats des variations décennales peuvent constituer une source d'information importante pour les projets de récupération des vagues avec une durée de vie de 10 à 20 ans.

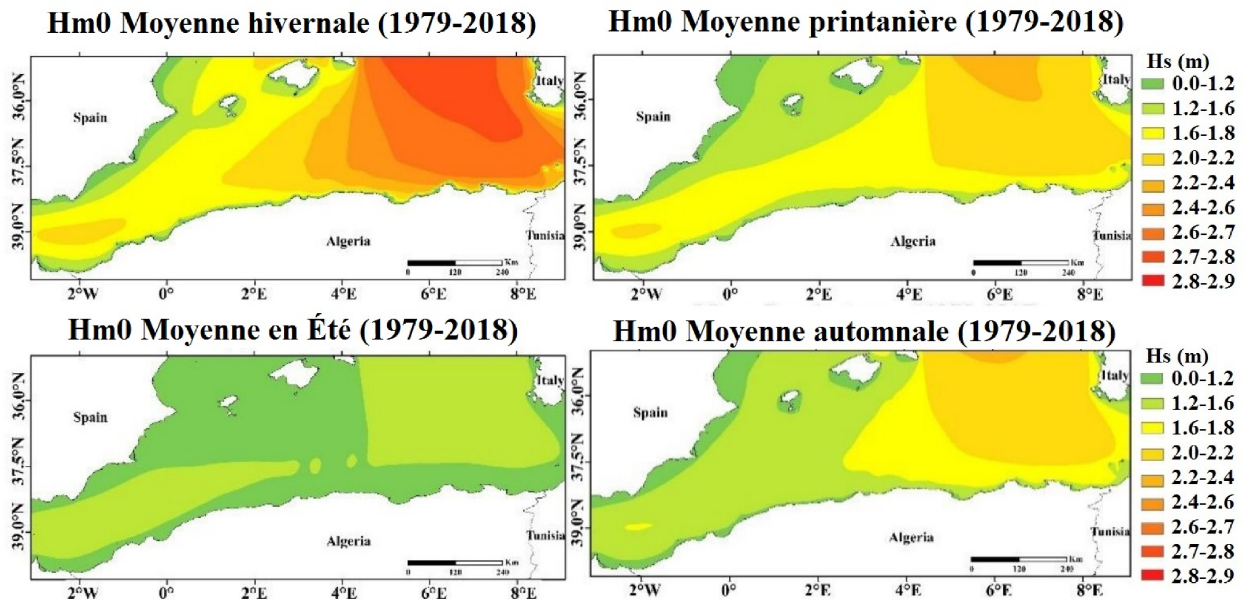


Figure III-5. Répartition spatiale du flux moyen de puissance des vagues pendant les années décennales 1979 - 1988, 1989 - 1998, 1999 - 2008 et 2009 - 2017

Selon les résultats des distributions moyennes saisonnières et mensuelles des flux de puissance (Figure III-6), une distribution spatiale similaire peut être observée en comparant la distribution moyenne hivernale, automnale et annuelle (Figure III-4 et III-6) avec des flux de puissance plus élevés dans la partie orientale par rapport à celle dans la partie occidentale du bassin algérien. En revanche, la saison printanière et estivale présente un équilibre entre l'énergie moyenne enregistrée à l'Est et à l'Ouest du bassin algérien. A l'échelle mensuelle, trois distributions différentes sont observées. La première est celle des mois d'octobre, novembre, décembre, janvier, février et mars, où le flux énergétique est plus important dans la partie Est du bassin que dans la partie Ouest. Ce cas représente la distribution dominante au cours de l'année. Le deuxième cas de distribution est observé au cours du mois de juin où le flux de puissance est plus important dans la partie Est que dans la partie Ouest du bassin. Enfin, le troisième cas de distribution est observé au cours des mois d'avril, mai, juillet et août, où l'on observe un équilibre dans la distribution de l'énergie entre l'est et l'ouest du bassin. Sur le plan quantitatif, le flux de puissance des vagues le plus faible est enregistré pendant la saison estivale,

précisément pendant le mois d'août, et le flux de puissance des vagues le plus élevé sont enregistrés pendant la saison d'hiver, précisément en mois de décembre avec une moyenne maximale de 32 kW/m.

La prise en compte des zones en fonction de leur potentiel énergétique dépend de la disponibilité continue de cette énergie ainsi que de leur capacité. Les cartes de distribution spatiale des coefficients de variation (Figure III-7 et III-8) permettent d'évaluer la variabilité spatio-temporelle interannuelle, inter-mensuelle et inter-saisonnière de la puissance moyenne des vagues. La zone caractérisée par un flux de puissance de houle moyen annuel ou mensuel considérable avec un faible COV, reflète la présence continue d'un flux de puissance de houle prometteur pendant une période d'exploitation. A l'échelle interannuelle, le COV représente le rapport entre l'écart-type des flux annuels moyens de puissance des vagues pendant 39 ans et le flux total moyen de puissance des vagues. A cette échelle temporelle, le COV ne dépasse pas 15% dans la partie Ouest du bassin et atteint un maximum de 30% à l'Est. A l'échelle mensuelle, le COV représente le rapport entre l'écart-type des flux mensuels moyens de puissance des vagues pendant 39 ans et la moyenne mensuelle totale calculée pour chaque mois considéré. A cette échelle temporelle, les coefficients de variation les plus élevés sont enregistrés au cours des mois de janvier et février avec un maximum de 80% à l'Est et à l'ouest de la côte algérienne et les coefficients de variation les plus faibles sont enregistrés dans la région centrale du bassin où ils varient entre 20 et 40% sur 12 mois. A l'échelle inter-saisonnière, le COV est le rapport entre l'écart-type des flux de puissance moyenne saisonnière pendant 39 ans et la moyenne totale calculée pour chaque saison considérée. A cette échelle temporelle, les COV les plus élevés sont enregistrés pendant la saison d'hiver entre 30% et 40% sur l'ensemble du bassin algérien. C'est dans la zone Est que l'on observe les variations les plus fortes, et pour le printemps et l'été, les coefficients de variation se situent entre 15% et 30% dans l'ensemble du bassin algérien.

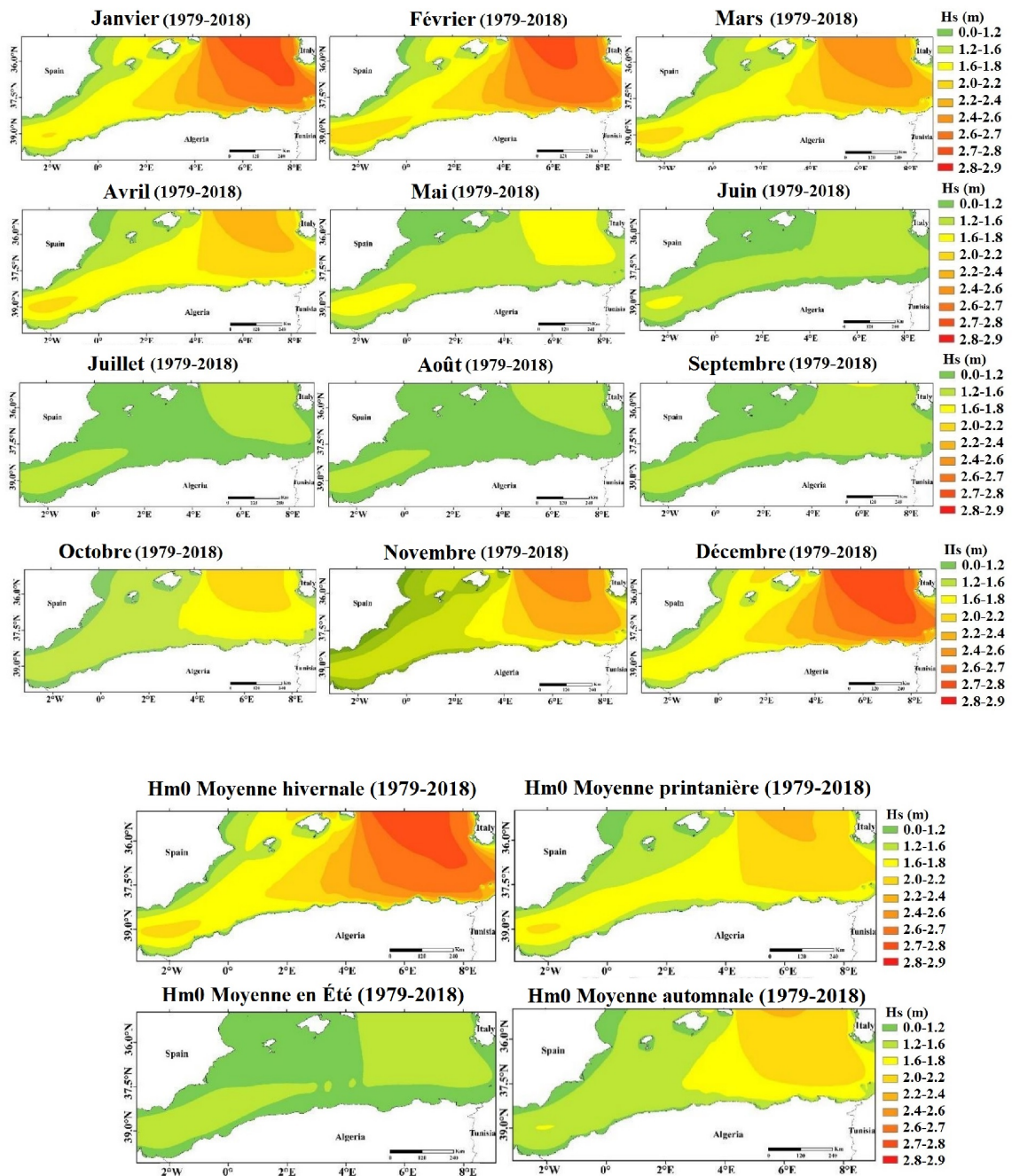


Figure III-6. La distribution mensuelle et saisonnière du flux de puissance des vagues moyenne entre (1979-2019)

Selon Cornett (2008), la variabilité mensuelle et saisonnière (MV et SV) montre la différence entre le mois et la saison les plus énergiques et le mois et la saison les moins énergiques normalisés à la moyenne annuelle, respectivement. Les distributions spatiales de ces deux paramètres présentés à la

Figure III-9 sont très similaires avec une variation mensuelle et saisonnière importante dans la partie Est, qui diminue progressivement de 2,4 à 0,3 vers l'ouest.

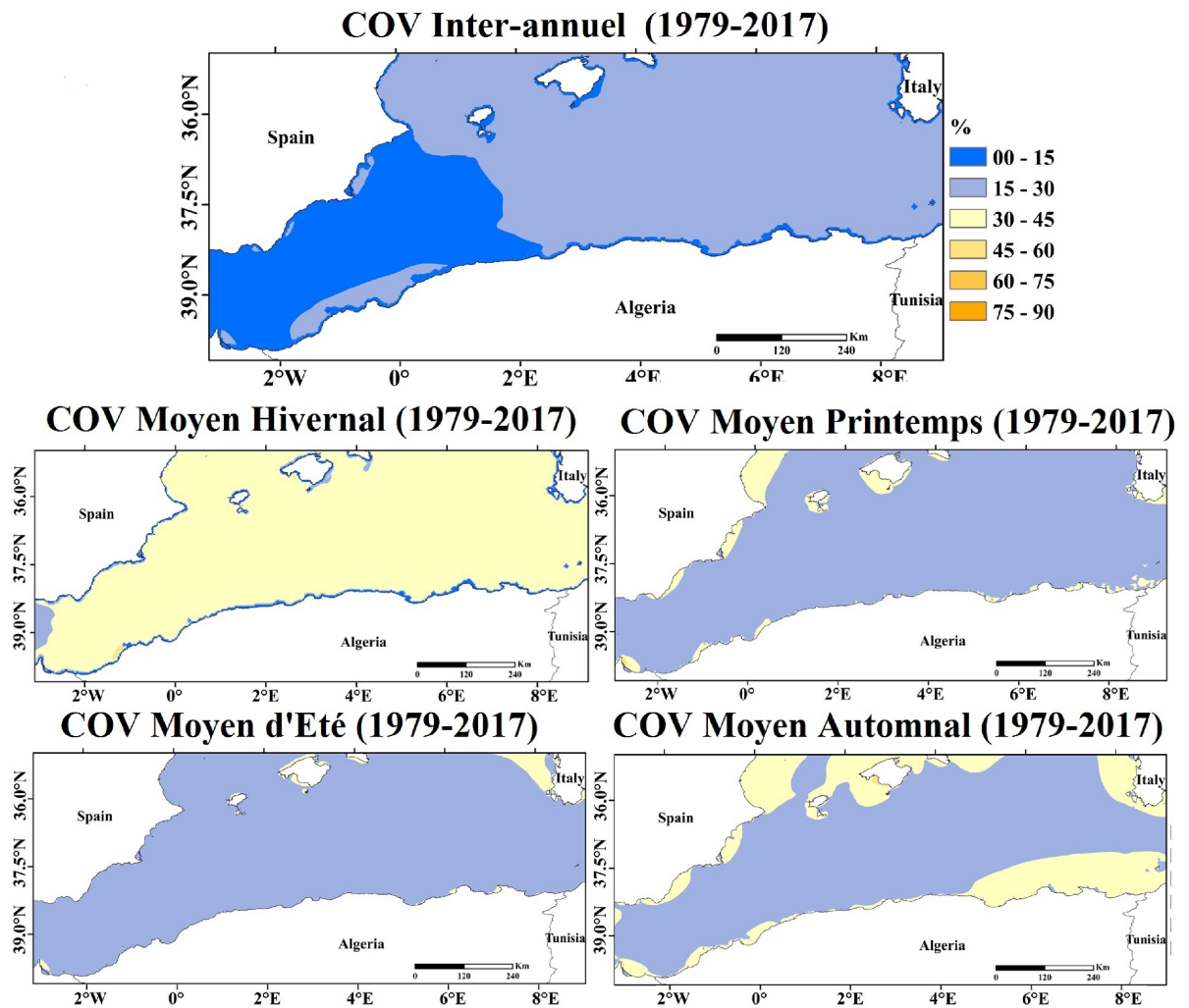


Figure III-7. Répartition spatiale du coefficient de variation saisonnier et interannuel des puissances des vagues COV pendant 39 ans

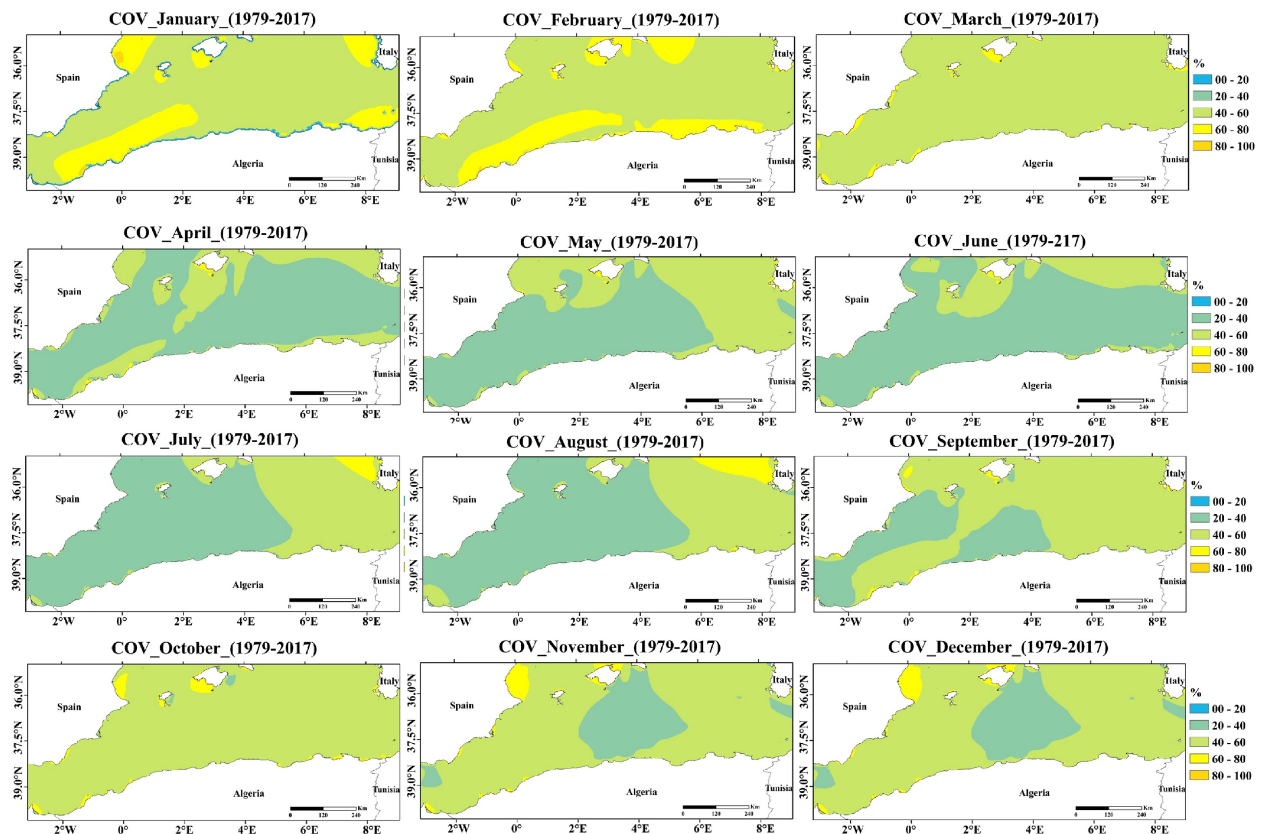


Figure III-8. Répartition spatiale du coefficient de variation mensuel des puissance des vagues COV pendant 39 ans

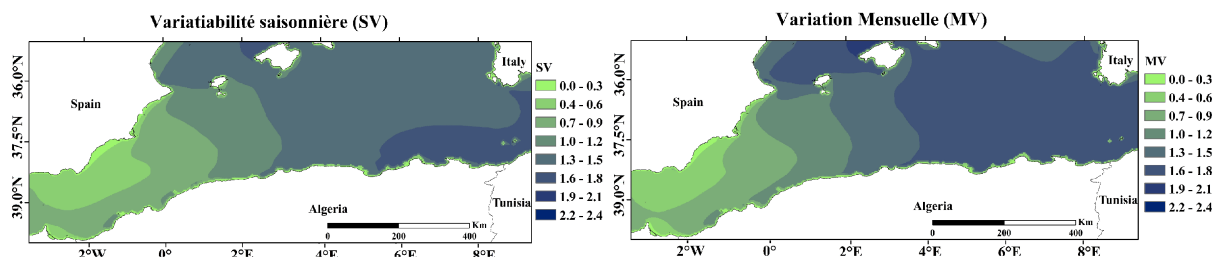


Figure III-9. Indice de variabilité mensuelle et indice de variabilité saisonnière du flux de puissance des vagues de 1979 à 2017

### 5.3. L'indice de développement de l'énergie des vagues (WEDI)

L'indice de développement de l'énergie des vagues (WEDI) présenté par Hagerman, (2001) est un rapport entre la puissance annuelle moyenne des vagues et la puissance maximale observée dans une

zone donnée. Cet indice est présenté comme un indicateur du risque auquel les WEC ou les structures offshore sont exposés pendant leur activité. Il permet d'estimer le rapport économique entre les consolidations nécessaires de la carapace des WECs et le potentiel moyen d'énergie des vagues disponible dans la zone exploitée. Afin de résister à ces vagues extrêmes dans ces régions, les WEC nécessitent une conception très lourde et coûteuse par rapport aux moyennes de puissance des vagues exploitables dans ces régions (Joubert, 2008 ; Lavidas et Venugopal, 2017). La carte de répartition spatiale de l'indice WEDI (Figure III-10) montre que les valeurs les plus importantes, qui varient de 2% à 3%, sont enregistrées au large de la province de Tizi-Ouzou et dans la partie nord-ouest et nord-est du bassin algérien. L'indice WEDI a également été évalué pour les 14 stations (Figure III-12) et utilisé dans l'évaluation détaillée de la ressource en énergie des vagues le long de la côte algérienne et les résultats sont présentés dans la section suivante.

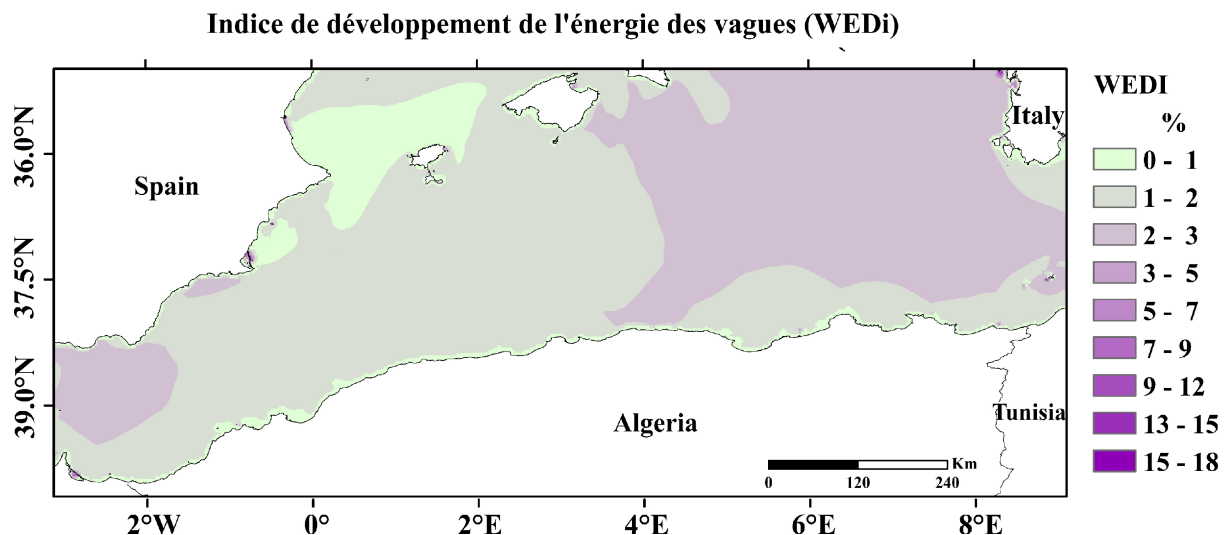


Figure III-10. Répartition spatiale de l'indice WEDI entre 1979 et 2018

## 6. Évaluation des ressources d'énergie des vagues à l'échelle locale

Pour une évaluation quantitative des ressources en énergie des vagues le long des côtes algériennes, une analyse détaillée a été réalisée dans quatorze stations (Figure III-1) situées au large des quatorze provinces côtières algériennes. Ces stations sont situées à une distance du rivage qui varie entre 16,8 km et 3,2 km, correspondant à une profondeur variant de 106 m à 327 m (Tableau III-3). Ainsi, les distances par rapport aux ports sont également prises en compte. La distance par rapport au rivage et

la profondeur constituent un élément essentiel dans le choix des WEC les plus appropriés. (Henfridsson et al., 2007 ; Thorburn et al., 2004).

Les résultats des ressources moyennes saisonnières et annuelles en énergie houlomotrice des quatorze stations présentées à la figure III-11 montrent la disponibilité d'un flux moyen d'énergie houlomotrice variant de 11,78 kW/m (S2) à 4,4 kW/m (S10). En automne, en hiver et au printemps, les stations S1 à S4 situées dans la partie orientale du bassin algérien représentent les zones les plus énergétiques avec une énergie moyenne qui dépasse 15 kW/m en hiver et se rapproche des moyennes annuelles en automne et au printemps. Cependant, pendant l'été, on observe une diminution importante du flux de puissance des vagues dans toutes les stations centrales. En ce qui concerne le flux de puissance maximale des vagues, une énergie supérieure à 530 kW/m a été enregistrée dans les stations S1 à S4, dont les valeurs moyennes étaient les plus élevées, ainsi que dans la station S12 (Oran) située dans la partie Ouest. Cette valeur extrême enregistrée à la station S12 par rapport à sa moyenne annuelle de 5,73 kW/h explique la valeur WEDI la plus basse à cette station (Figure III-12). L'installation d'un WEC dans cette zone peut nécessiter une conception lourde et coûteuse par rapport à son rendement.

**Tableau III-3. Caractéristiques des quatorze stations sélectionnées pour l'analyse détaillée**

Station N°	Province	Coordonnée	Profondeur	Distance par rapport au rivage	Distance par rapport au port
1	El-Taref	8.20°E 37.10°N	106	16.8 km	30 km
2	Annaba	7.37°E 37.16°N	203	9.3 km	11.9 km
3	Skikda	6.90°E 37.00°N	108	6.58 km	11.7 km
4	Jijel	5.77°E 36.90°N	224	8.0 Km	08.50 km
5	Bejaia	5.23°E 36.73°N	213	9.2 km	12.00 km
6	TIZI-Ouzou	4.40°E 36.93°N	255	3.3 km	3.7 km
7	Boumerdes	3.53°E 36.83°N	223	3.9 km	3.95 km
8	Algiers	3.07°E 36.83°N	327	3.5 km	6 km
9	Tipaza	2.37°E 36.70°N	155	6.3 km	13.8 km
10	Chlef	1.13°E 36.53°N	185	4.2 km	5.3 km
11	Mostaganem	0.17°E 36.20°N	111	10.4 km	21 km
12	Oran	-0.40°E 35.93°N	131	3.2 km	16.5 km
13	Ain-Temouchent	-1.40°E 35.43°N	107	13.3 km	14.5 km
14	Tlemcen	-1.90°E 35.23°N	110	14.1 km	14.8 km

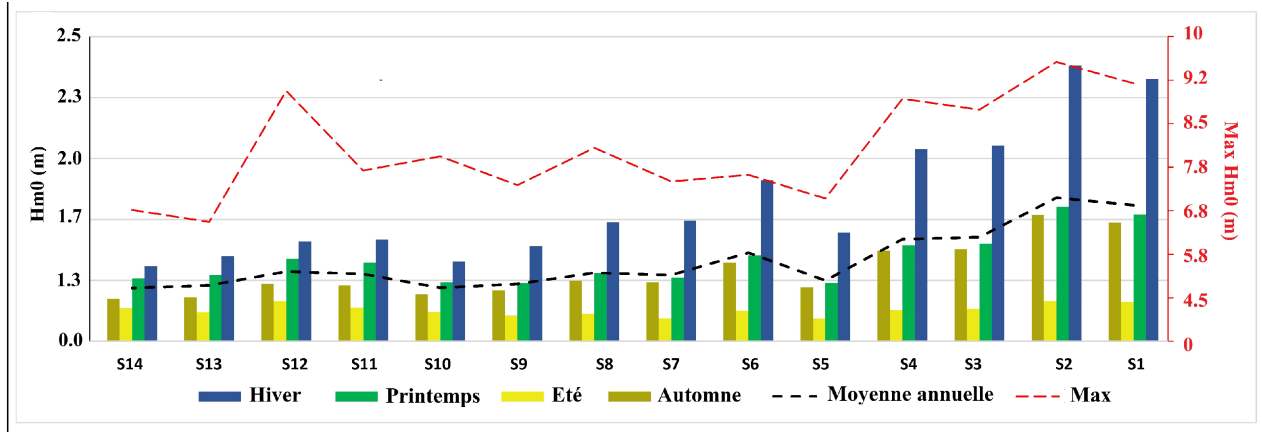


Figure III-11. Moyenne annuelle et saisonnière des ressources en énergie houlomotrice et de la puissance houlomotrice maximale observée pendant 39 ans au large des quatorze willayas littorales

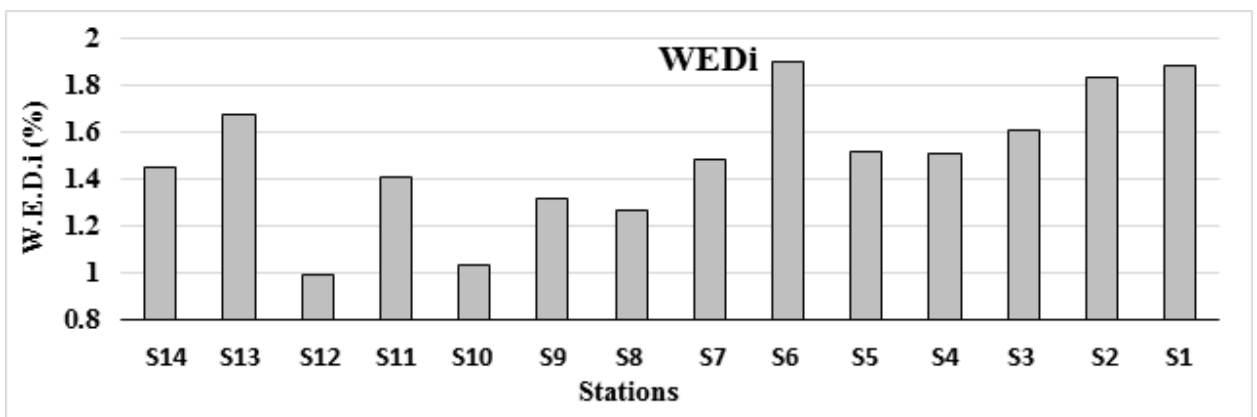


Figure III-12. Indice de développement énergétique des vagues en quatorze endroits le long de la côte algérienne

Pour l'évaluation de la disponibilité du flux de puissance des vagues à l'échelle mensuelle, nous avons présenté à la figure III-13 la distribution du flux de puissance des vagues mensuel enregistré sur 39 ans. Les résultats montrent que parmi les quatorze stations sélectionnées, sept stations (S1, S2, S3, S4, S6, S8, S8, S11 et S12) se caractérisent par une puissance mensuelle moyenne des vagues qui descendent très rarement en dessous de 2 kW/m au fil des années. Parmi ces stations, celles de l'Ouest ont les taux de variabilité mensuelle (MV) et saisonnière (SV) les plus faibles, mais ces stations sont caractérisées par la plus faible moyenne de puissance des vagues (Tableau III-4). Si l'on considère une mer calme dont la hauteur de houle significative ne dépasse pas 0,5 m, les stations S1, S2, S6 et S8 ont une probabilité d'avoir une mer calme inférieure à 20% et est inférieure à 17,2% entre 15:00 et

00:00 (Figure III-14). C'est pourquoi la valeur moyenne du flux de puissance des vagues pendant la nuit est plus importante que celle des périodes du matin dans toutes les stations (Figure III-14). Selon le profil de consommation journalière (M Amirat et S.M.K. El Hassar, 2005) défini par Sonelgaz Spa, les pointes de consommation d'électricité domestique sont enregistrées entre 18h00 et 22h00. Ainsi, les énergies renouvelables solaires sont disponibles uniquement durant la période matinale et un système hybride entre énergie marine et solaire en zone côtière peut être prometteur dans ces zones côtières.

**Tableau III-4. Quelques résultats statistiques des ressources en énergie houlomotrice dans les quatorze stations sélectionnées**

Station	Moyenne (kW/m)	Max (kW/m)	$H_{m0}<0.5$ (%)	SV	MV	COV	$P_w$ -Total (MWh/m/year)
S1	11.18	593.12	19.37	1.57	1.72	0.21	98.01
S2	11.78	641.84	17.53	1.58	1.73	0.20	103.27
S3	8.54	532.23	25.91	1.50	1.65	0.20	74.90
S4	8.38	557.03	23.33	1.51	1.67	0.20	73.50
S5	4.99	328.55	38.05	1.34	1.51	0.21	43.75
S6	7.28	382.82	18.20	1.41	1.59	0.19	63.78
S7	5.45	367.70	26.00	1.42	1.62	0.18	47.76
S8	5.63	444.70	19.26	1.29	1.48	0.16	49.38
S9	4.72	359.21	20.97	1.17	1.36	0.15	41.35
S10	4.40	425.24	20.53	0.90	1.05	0.14	38.58
S11	5.53	392.62	24.80	0.96	1.05	0.20	48.45
S12	5.73	575.48	20.11	0.80	0.89	0.17	50.24
S13	4.59	274.73	29.32	0.94	0.96	0.19	40.28
S14	4.37	302.08	24.18	0.75	0.75	0.13	38.36

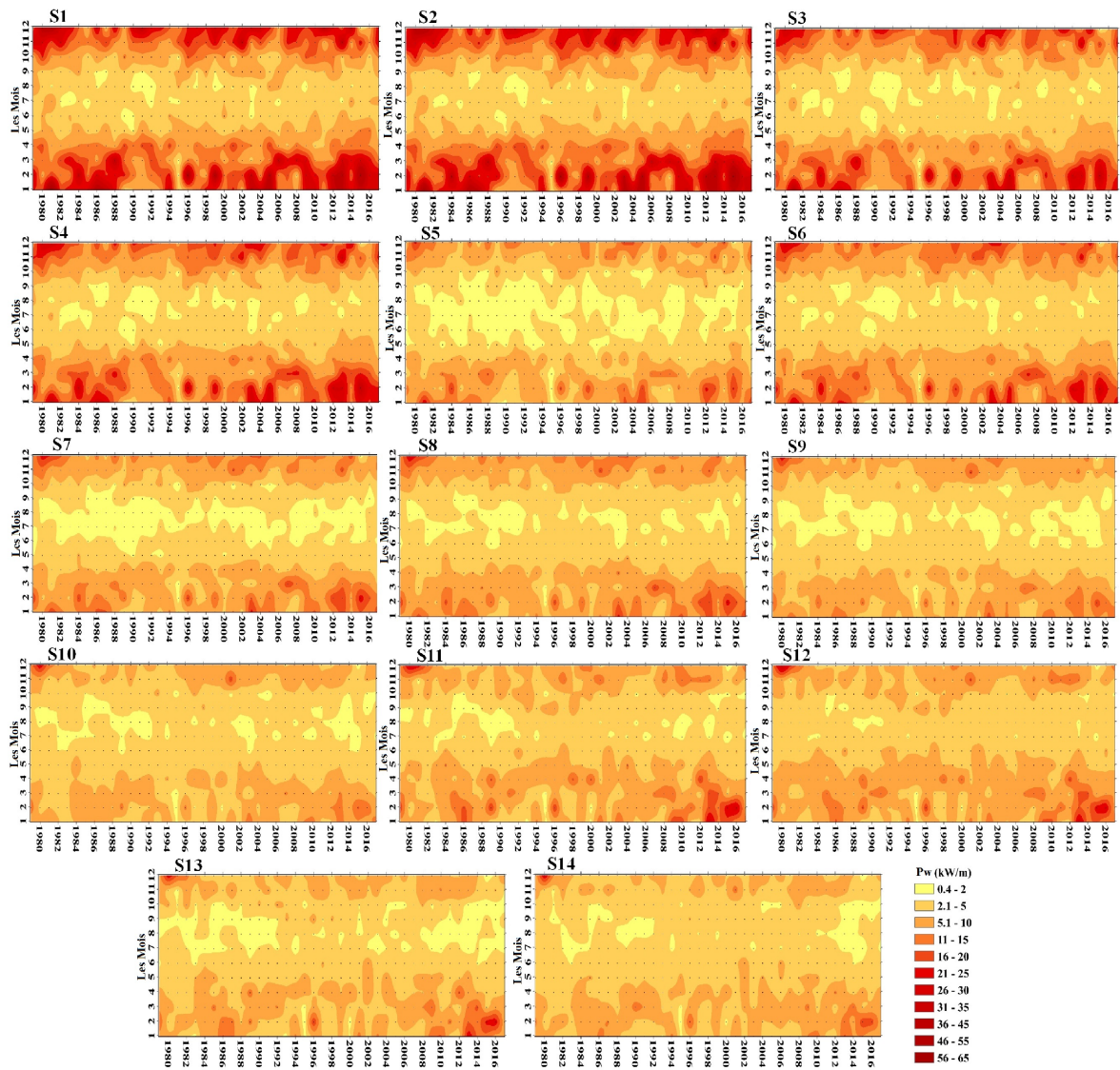


Figure III-13. Disponibilité moyenne mensuelle du flux de puissance des vagues pendant 39 ans aux quatorze stations sélectionnées

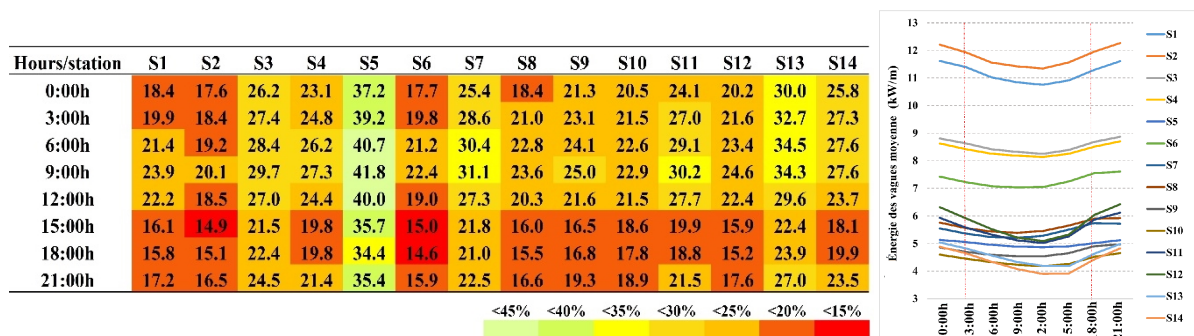


Figure III-14. Probabilité des hauteurs significatives inférieures à 0,5 m enregistrées sur une échelle de trois heures sur 39 ans et les profils de variation horaire de l'énergie moyenne des vagues

La probabilité d'occurrence et la variabilité directionnelle du flux d'énergie des vagues présentées à la figure III-15 nous permettent d'obtenir des informations plus détaillées sur les caractéristiques des ressources en énergie des vagues aux quatorze stations. Ces résultats contribuent à la sélection, à la conception et à l'orientation des WECs adaptés à chacune de ces zones pour assurer une exploitation optimale. La probabilité d'occurrence présentée à la Figure III-15 est limitée aux puissances des vagues inférieures à 30 kW/m, ce qui représente entre 90% et 98% des occurrences dans les quatorze stations. Les niveaux d'énergie des vagues les plus pertinents sont inférieurs à 1 kW/m, avec une proportion allant de 31 % à 33 % dans les stations S1 S2 S6 S8, de 34 % à 36 % dans les stations S4, S9, S10, S12 et de 39 % à 49 % dans les autres stations. Concernant les niveaux d'énergie des vagues qui varient entre 1 kW/m et 30 kW/m, on constate que la probabilité d'occurrence est plus équilibrée entre les 14 stations. La différenciation entre les stations peut être basée sur les probabilités d'occurrence des plages de puissance des vagues inférieures à 1 kW/m qui représentent une grande partie des états de mer calme (Figure III-14) et aussi sur les probabilités d'occurrence des plages de puissance des vagues supérieures à 30% qui varient entre 2% aux stations S9, S10, S14 et 10% aux stations S1 et S2.

En examinant les roses d'énergie des vagues (Figure III-15) on remarque que la distribution directionnelle des ressources d'énergie des vagues dépend fortement de la distribution géographique des 14 stations, cette distribution nous permet de classer les stations en 3 zones différentes. La première zone couvre les stations situées à l'Est du bassin algérien entre el-Taref (S1) et Jijel (S4), cette zone est caractérisée par une forte dominance des vagues du NW avec une énergie considérable. La deuxième zone est limitée au centre du bassin algérien entre les stations Bejaia (S5) et Chlef (S10), les vagues dominantes dans cette zone proviennent du NNE et du NE. La troisième zone, située dans la partie ouest du bassin algérien, est caractérisée par une forte dominance des vagues provenant des directions NNE, W et WNW et les plus énergétiques sont les vagues W et WNW. Dans ces stations de l'ouest, il est plus intéressant de choisir un WEC avec une faible dépendance à la direction des vagues ou un WEC avec un système d'orientation automatique par rapport à la direction des vagues les plus énergétiques comme The Floating Wave Power Vessel (Clément et al., 2002). Outre les états de la mer répartis dans une gamme de directions, la contribution de l'énergie des vagues en fonction de la hauteur significative  $H_{m0}$  et de la période d'énergie  $T_{m-10}$  est également un paramètre important pour la sélection des WEC prometteuses (Liberti et al., 2013) ou pour la conception des parcs de récupération des énergies des vagues (Akpınar et al., 2017).

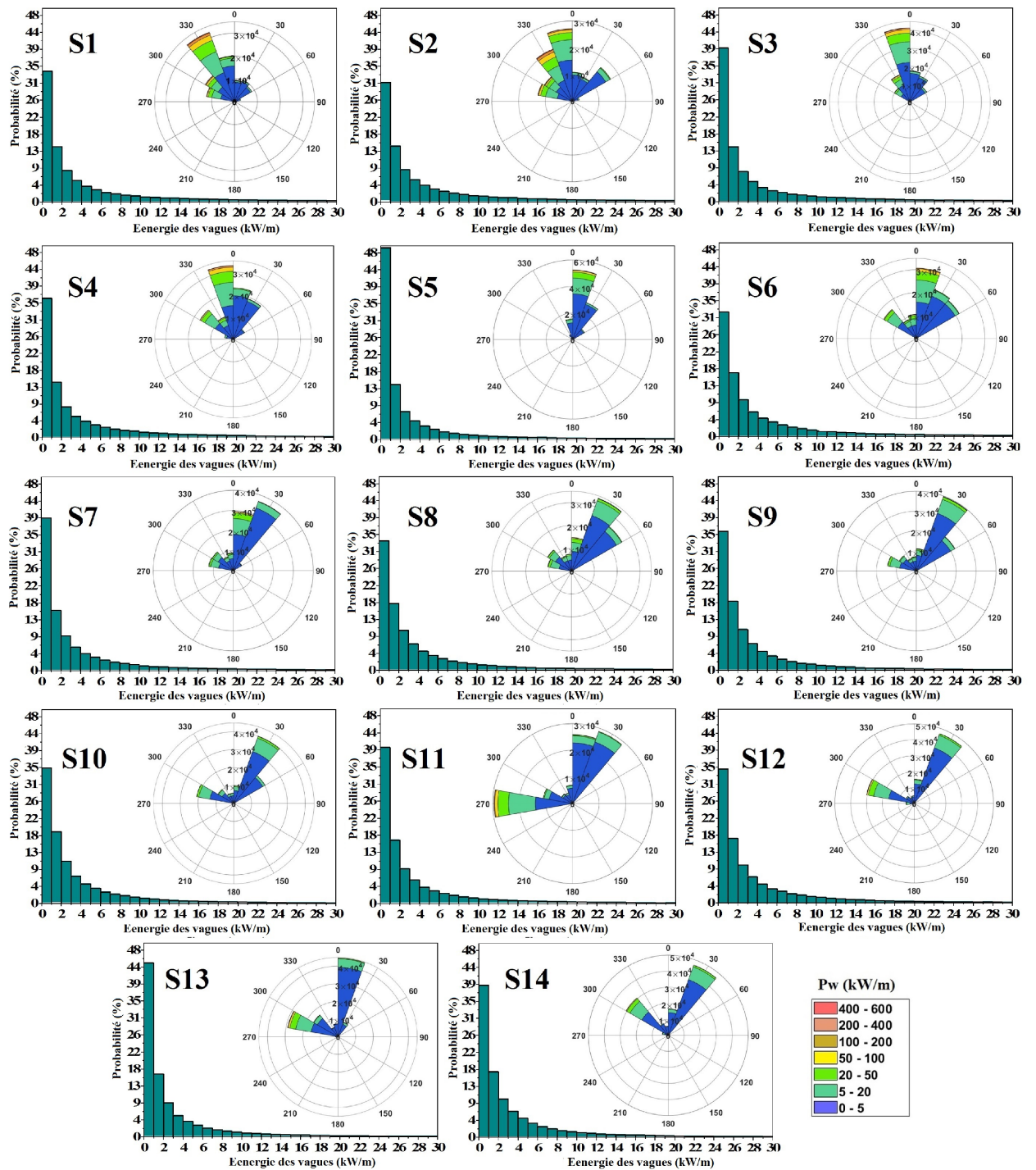


Figure III-15. Probabilité d'occurrence et les roses des flux énergie des vagues développés avec 39 ans de donnée hindcast pour les quatorze willayas côtières algériennes

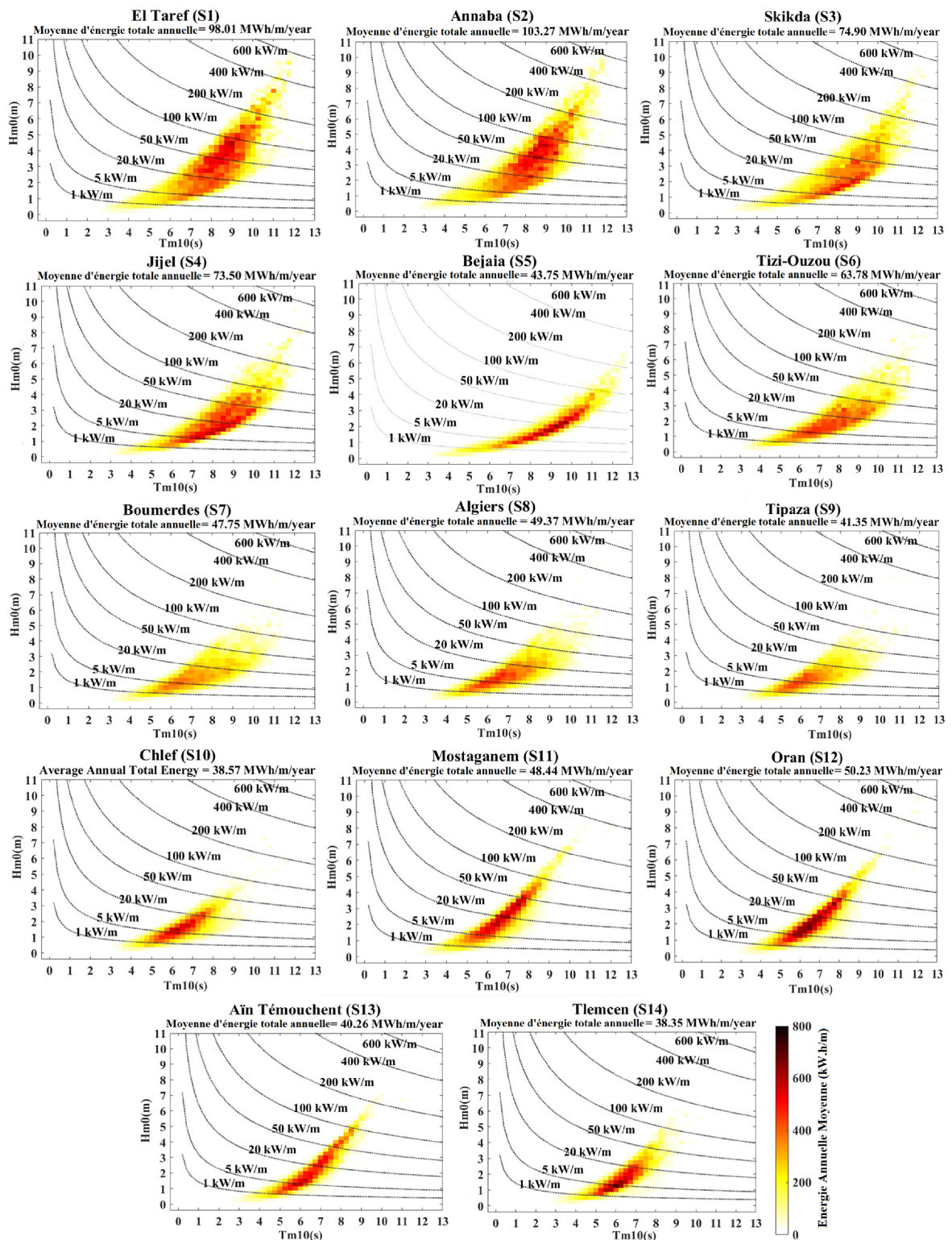


Figure III-16. Distribution totale de l'énergie des vagues en fonction de la hauteur significative des vagues et de la période d'énergie développés avec 39 ans de donnée hindcast pour les quatorze willayas côtières d'Algérie

Le fonctionnement des WEC est souvent optimisé sur des plages spécifiques de hauteurs et de périodes de vagues, la figure III-16 représente la distribution de l'énergie des vagues en fonction de la hauteur significative des vagues et de la période d'énergie avec les contributions des différentes plages de hauteurs et périodes de vagues à la production annuelle totale d'énergie (Eq.14). Les stations sélectionnées présentent des différences remarquables dans la distribution de l'énergie totale en termes de  $T_e$  et  $H_{m0}$ . Les énergies annuelles totales les plus élevées sont enregistrées dans les stations El-Taref S1 et Annaba S2 situées à l'est du bassin algérien, avec une moyenne annuelle totale de 98,01 MWh/m et 103,27 MWh/m respectivement (Tableau III-4). Dans ces deux stations, cette énergie est répartie sur une grande période et une plage de hauteur de vague importante concentrée respectivement entre 6 s et 10 s et entre 1 m et 6 m (Figure III-16). Les stations de Jijel S3 et de Skikda S4 ont une distribution presque identique, avec une puissance houlomotrice annuelle considérable de 74,9 MWh/m et 73,5 MWh/m respectivement. La somme principale de cette énergie est répartie sur une gamme significative de  $T_e$  et  $H_{m0}$  concentrés entre 1 m et 4 m pour  $H_{m0}$  et entre 6 s et 10 s pour  $T_e$ . Par rapport aux stations S1, S2, S3 et S4, les stations situées dans la partie ouest du bassin algérien ont une production annuelle totale plus faible mais concentrée sur une plage plus étroite, allant de 1 m à 3,5 m et de 5,5 s à 8,5 s en termes de hauteur significative des vagues et de période énergétique successives.

## **7. Classification des points chauds côtiers**

Les côtes algériennes sont exposées aux vagues orientales générées dans la mer Tyrrhénienne, aux vagues occidentales générées dans la mer d'Alboran et aux vagues du nord. Cette situation est à l'origine des faibles probabilités d'avoir une mer calme dans les côtes algériennes comparé aux côtes européennes (Figure III-17). Cette probabilité est inférieure à 18% par rapport à Annaba S2 (Tableau III-4). Ainsi, par rapport à la côte européenne, la côte algérienne possède un plateau continental très étroit, ce qui signifie que l'énergie des vagues se propage près des côtes avec une faible dissipation.

Dans cette partie nous allons présenter une classification spatiale des zones à fort potentiel d'énergie marine optimal pour l'installation des WECs observé comme les points chauds de la Méditerranée. Pour la limitation de ces espace chaud nous considérons la production annuelle totale d'énergie des

vagues, la probabilité annuelle d'avoir un état de mer calme et la distance de la côte comme critères de classification.

Les zones sélectionnées sont caractérisées par une énergie annuelle totale supérieure à 100 MWh/m/an, situés à moins de 15 km de la côte, et caractérisé par une probabilité d'avoir un état de mer calme inférieur à 18%. Le résultat de cette analyse spatiale multicritères permet de classer les zones côtières de fort potentiel d'énergie des vagues dans le bassin Méditerranéen occidental (Figure III-19). Les zones sélectionnées sont situés dans la côte Est de l'île de Mahon (Espagne) qui couvre 442 km<sup>2</sup>, la côte de Carbonia au sud-ouest de la Sardaigne (Italie) qui couvre 273 km<sup>2</sup> et la côte est de l'Algérie (province de Annaba et Skikda) qui couvre 546 km<sup>2</sup>. Ces résultats montrent que la côte algérienne a le potentiel énergétique le plus élevé du bassin Méditerranéen occidental avec une disponibilité de vagues qui dépassent 0,5 m pendant 299 jours de l'année.

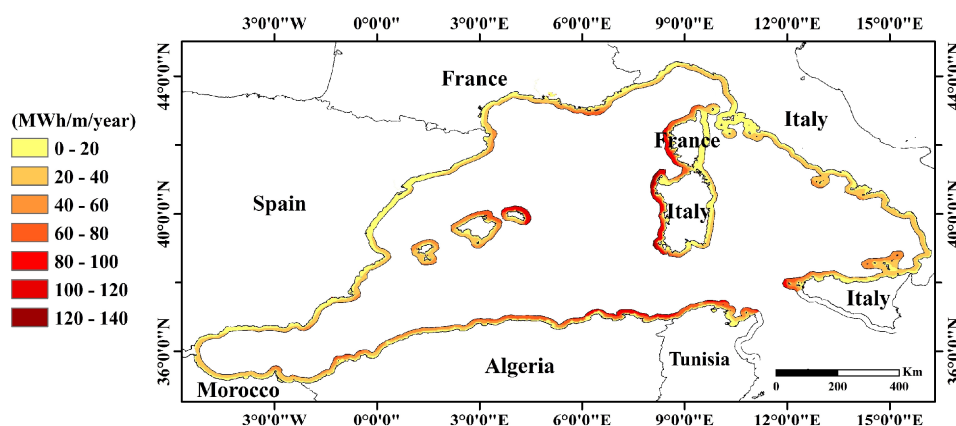


Figure III-17. Carte des énergies annuelles totales des vagues dans les 15 km de la bande côtière

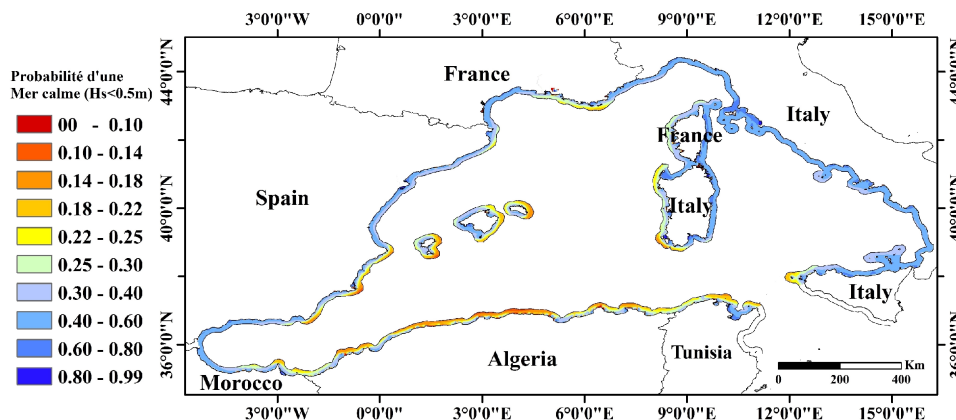


Figure III-18. Carte de probabilité des états de mer calme dans les 15 km de la bande côtière

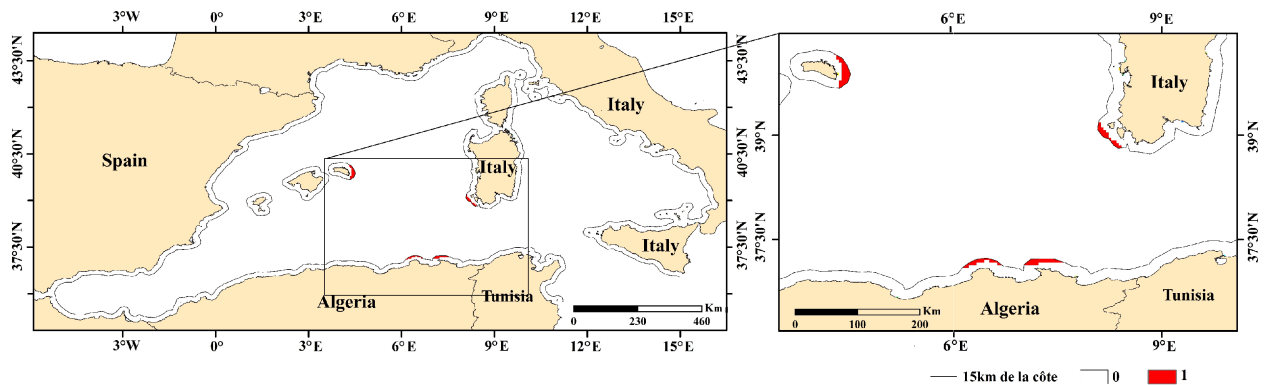


Figure III-19. Résultats de l'analyse multicritères, les zones en rouge sont caractérisées par une énergie annuelle totale supérieure à 100 MWh/m/an à 15 km de la côte, et une probabilité d'avoir un état de mer calme inférieur à 18%

## 8. Conclusions

Cette étude s'est concentrée sur une évaluation détaillée du potentiel d'énergie des vagues le long de la côte algérienne sur la base d'une prévision a posteriori des vagues de 39 ans développée à l'aide du modèle SWAN calibré et validé dans le bassin algérien. La linéarité de la côte algérienne et son plateau continental étroit l'expose à la pression des vagues provenant des parties nord, ouest et Est du bassin Méditerranéen. Les résultats obtenus lors de la présente étude nous ont permis de conclure que les côtes algériennes se caractérisent par l'un des taux les plus élevés de production annuelle d'énergie des vagues dans le bassin ouest Méditerranéen, plus précisément sur les côtes Est (Figure III-17). Ainsi, les côtes ouest et centrale ont également un potentiel considérable avec une faible variation mensuelle et saisonnière. Les résultats de l'analyse détaillée réalisée sur les quatorze stations réparties le long du bassin algérien montrent une variabilité significative des caractéristiques de l'énergie des vagues dans chaque zone. Par conséquent, en termes d'efficacité énergétique, l'importance du potentiel d'énergie des vagues dans ces endroits dépendra des WEC utilisés. Les stations situées dans la partie orientale du bassin algérien (S1 et S2) se caractérisent par les débits énergétiques annuels les plus élevés qui dépassent 100 MWh/m/an à au moins 15 km du rivage et avec une probabilité d'état de mer calme de 18% (Figure III-18). Cependant, l'éventail des périodes d'énergie moyenne et des hauteurs de vagues significatives qui contribuent à la quantité de cette énergie est très large et nécessite une WEC optimisée pour cette situation. La station S3 (Skikda) se caractérise par une forte concentration de vagues NNE d'une énergie totale annuelle supérieure à 70 MW/m/an. Par conséquent, un WEC

omnidirectionnel peut être un choix rentable dans cette zone. La station S6 a une énergie houlomotrice annuelle totale de 63 MWh/m/an, avec un flux de puissance houlomotrice moyen de 7,28 kW/m et un maximum de 382,82 kW/m pendant 39 ans, ce qui fait que le WEDI dans cette zone est le plus élevé parmi les 14 stations avec  $WEDI=1,9\%$ . L'installation de WECs dans cette zone ne nécessite pas une conception lourde et ils peuvent être moins coûteux et plus efficaces. Ces résultats permettent de conclure que la sélection des zones à fort potentiel énergétique du bassin algérien nécessite une analyse multicritères basée sur les limites existantes des WEC en termes de caractéristiques des ressources en énergie des vagues pour assurer une exploitation optimale avec une conception économique des structures offshore. Ainsi, selon la morphologie du trait de côte, les résultats des caractéristiques des ressources d'énergie des vagues en mer peuvent refléter les ressources d'énergie des vagues en eaux peu profondes. A cet effet, il est dans notre perspective d'élaborer une évaluation locale plus détaillée à l'aide d'une grille imbriquée à très haute résolution spatiale dans les zones les plus énergétiques considérées dans la présente étude.

---

**Chapitre IV: Classification des zones côtières fortement vulnérables face aux énergies houlomotrice des vagues**

## 1. Introduction

Comme dans la plupart des pays du monde, l'Algérie se caractérise par une forte concentration de population sur son littoral liée aux fortes activités touristiques et économiques développées dans cette zone. La pression exercée par ces activités côtières en plus du changement climatique les expose à des risques naturels élevés (Simav et al., 2013). D'autre part, les différentes études et aménagements côtiers liés à ces activités nécessitent une bonne connaissance du potentiel d'énergie des vagues maximal qui se propage le long des côtes Algériennes, et donc une bonne connaissance des régimes de tempêtes (Guisado-Pintado et al., 2014), afin d'assurer le dimensionnement et le renforcement économique et durable des infrastructures portuaires et côtières et afin de déterminer en temps opportun les zones côtières sensibles aux risques naturels de grande amplitude.

En Méditerranée, plusieurs études (Bertotti et al., 2012 ; Bosom et Jiménez, 2011 ; Jimenez et al., 2009 ; Katz et Mushkin, 2013 ; Maouche et al., 2009 ; Sartini et al., 2017 ; Sulis et al., 2017) ont porté sur l'évaluation des vagues extrêmes, des tempêtes et des tsunamis probables. Sur les côtes centrales algériennes, telles que présentées par (Maouche et al., 2009), plusieurs grandes accumulations de blocs ont été suspectées d'être le résultat de tempêtes catastrophiques ou de tsunamis. Selon (Sartini et al., 2017), c'est dans le bassin algérien que l'on enregistre les plus hauts niveaux de retour de vagues extrêmes. Il est donc difficile de déterminer l'événement à l'origine de l'accumulation de blocs rocheux sur les côtes algériennes s'ils sont causés par un tsunami ou par des vagues de retour extrêmes. Ainsi, le bassin algérien est exposé à la fois aux tempêtes violentes (Nacef et al., 2016) et aux différentes activités cycloniques de la mer Méditerranée (Sartini et al., 2017).

Au cours des dernières décennies, les tempêtes marines ont provoqué plusieurs catastrophes économiques, matérielles et humaines sur les côtes du centre d'Algérie. Des dommages aux infrastructures côtières, une érosion côtière importante, des maisons côtières démolies, des falaises fragilisées, des naufrages (avec des morts) et des inondations portuaires ont été enregistrés (Figure IV-1). Actuellement, sur seulement 150 Km de côtes, plus de 70 ouvrages de protection côtière ont été installés ou sont en cours d'installation pour contrer l'énergie destructive des vagues de tempête. Ces dégâts peuvent avoir un impact considérable sur l'économie du pays compte tenu du coût élevé de la reconstruction des zones endommagées, et exigent que l'ampleur de ces tempêtes soit anticipée afin de prendre les précautions nécessaires contre ces catastrophes naturelles (Akpinar et al, 2017).

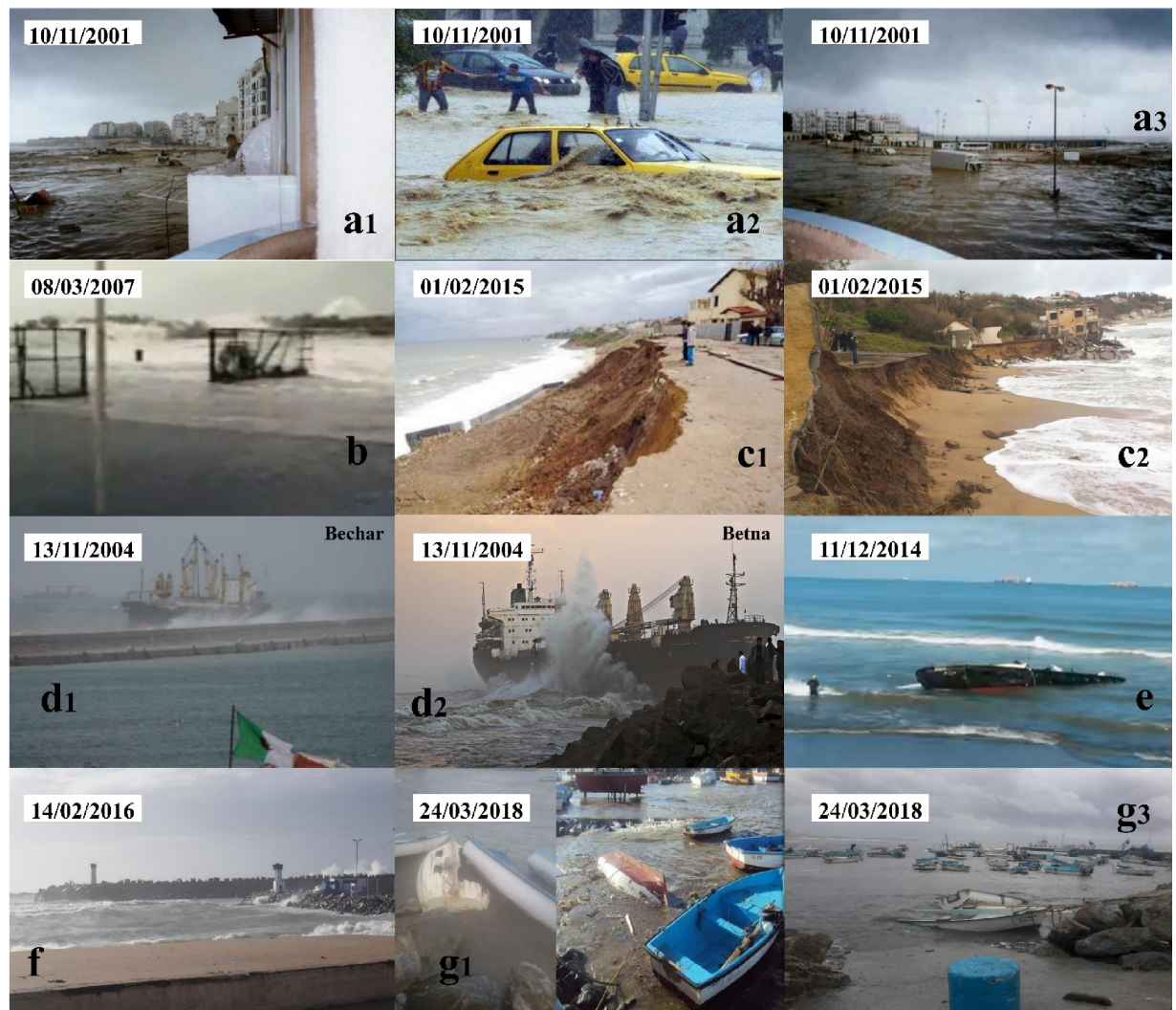


Figure IV-1. Les images "a1, a2, a3" présentent une inondation catastrophique sur la commune de Bab-el-Oued. "b" présente une immersion marine au port de Tipaza. "c1, c2" présente une énorme érosion sur la plage de Surcouf. "d1, d2" montre le bateau Bechar échoué et heurté avec la digue du port d'Algier et le bateau Batna échoué sur la plage près du port d'Algier. "e" montre le bateau-pilote échoué près du port d'Algier. "f" montrent le port d'El-Djamila exposé à une forte tempête marine. "g1, g2" montrent le port de Tamentfoust après immersion marine.

Ce travail vise à étudier en détail la propagation de l'énergie des vagues pendant la tempête au cours des 40 dernières années sur les côtes du centre de l'Algérie ainsi qu'à identifier les zones les plus exposées et les plus vulnérables aux attaques des vagues.

Pour la caractérisation et la classification des tempêtes de houle sur la côte algérienne, nous sommes basés sur 40 ans de données rétrospectives développées pour l'évaluation des ressources en énergie des vagues dans le bassin algérien (Chapitre II) en utilisant un modèle rétrospectif à haute

résolution {3km} SWAN (Booij et al, 1999). Ce modèle a été calibré à partir des mesures de vagues effectuées sur la côte algérienne et validé pour l'ensemble du bassin W-Med (Amarouche et al., 2019). À l'aide de cette base de données rétrospective, 729 tempêtes ont été enregistrées et classées en cinq classes de tempêtes selon une classification hiérarchique fondée sur l'indice des énergies des tempêtes de Dolan et Davis, 1992 qui représente un moyen rapide pour obtenir l'énergie des tempêtes (MENDOZA et JIMÉNEZ, 2005).

Ces tempêtes sont évaluées statistiquement avec une analyse détaillée de la propagation spatiale des vagues le long des côtes durant les pics des tempêtes à grande ampleur afin de classer les côtes les plus vulnérables face aux énergies houlomotrice des vagues. Pour une simulation précise avec une résolution spatiale élevée de la propagation des vagues de tempête, nous sommes passés d'un modèle de grille grossière (Coars Grid Model) à résolution de 3 km (Amarouche et al., 2019) à un modèle à grille locale (résolution 200m) en appliquant la méthode du downscaling basée sur un tel ? que présenté dans (Bingölbali et al., 2019). Pour ce faire, un autre étalonnage du modèle imbriqué local a été présenté selon la même méthodologie que celle présentée dans (Amarouche et al., 2019) utilisée pour l'étalonnage du modèle à grille grossière Swan. L'étalonnage était basé sur le coefficient de dissipation par effet de whitecapping Cds et sur les formules de croissance exponentielles des vagues de vent et des termes sources de whitecapping, en utilisant comme mesure de validation les mesures des vagues observées par la bouée de Tamentfoust (Figure IV-2) fournies par l'ONSM (Office National de signalisation Maritime).

Comme présenté dans Bolaños-Sanchez et al. 2007 et Amarouche et al 2019, le modèle SWAN à une grande précision dans la prédiction de la croissance et du déclin des pointes de tempête en mer

Méditerranée par rapport au modèle WAM, il se caractérise donc par une très bonne précision dans les zones côtières (Booij et al., 1999) et reproduit parfaitement le phénomène côtier de diffraction et de réfraction par rapport au modèle WW3 (Sartini et al., 2015).

Les résultats de ces travaux visent à améliorer la connaissance du phénomène à l'origine des dégâts d'origine marine observé sur les côtes algériennes au cours des dernières décennies. Le modèle opérationnel local imbriqué de hautes résolutions développées durant cette étude ainsi que la base de donnée des tempêtes de vagues développées constituent un support crucial pour les différentes

applications de gestion côtière nécessaires à la prévention des risques naturels résultant des violentes vagues de tempête dans les zones côtières vulnérables.

## **2. Zone d'étude**

La côte Algéroise, située au centre du littoral Algérien, s'étend sur un linéaire côtiers de 150 km; du Cap-Chenoua  $2.39^{\circ}$  E au Cap-Djennat  $3.72^{\circ}$ W. Cette zone connaît la plus forte pression démographique en Algérie (Figure IV-1) avec ces trois willayas Alger (capitale), Tipaza et Boumerdes. Elle présente une zone économique importante qui supporte divers investissements dans les différents secteurs, touristique, industrielle, halieutique. La côte Algéroise est caractérisée par une morphologie très complexe avec la présence de 3 baies distinctes. La baie de BouisImail à L'Ouest est une baie ouverte exposé vers le NW avec un linéaire côtier de 62 km. Ainsi, Cette baie est caractérisée par un plateau continental considérable par rapport aux autres baies, qui s'étend sur environ 11 km du rivage. La baie d'Alger, contrairement à la baie de BouIsmaïl est une petite baie, semi fermée avec une ouverture de 16km exposée au nord et un linéaire côtier de 28 km. La baie de Zemourie, aussi différente des deux autres baies a grande ouverture vers le nord, et caractérisée par un plateau continental plus étroit par rapport à la baie de BouIsmaïl. Cette morphologie complexe des côte algéroise centre conditionne une répartition non équilibrée des énergies des vagues au près des côtes en dépend de la direction et de l'ampleur des vagues qui se propagent le long de ces côtes ; certaines zones peuvent subir des concentrations importantes des énergies des vagues par les phénomènes de diffraction et de réfraction.

La carte ci-dessus montre la situation géographique de la zone d'étude, ainsi que la position de la Bouées de mesures des vagues (B1\_Tamentfoust) utilisé pour la calibration du Modèle SWAN localement imbriqué dans le modèle SWAN régional qui couvre la Méditerranée ouest. Le couplage SWAN-SWAN (Nested grid système) est une méthode qui permet d'éviter les erreurs générés par le réglage manuel des conditions aux limites du modèle dans les zones côtières à morphologies complexes.

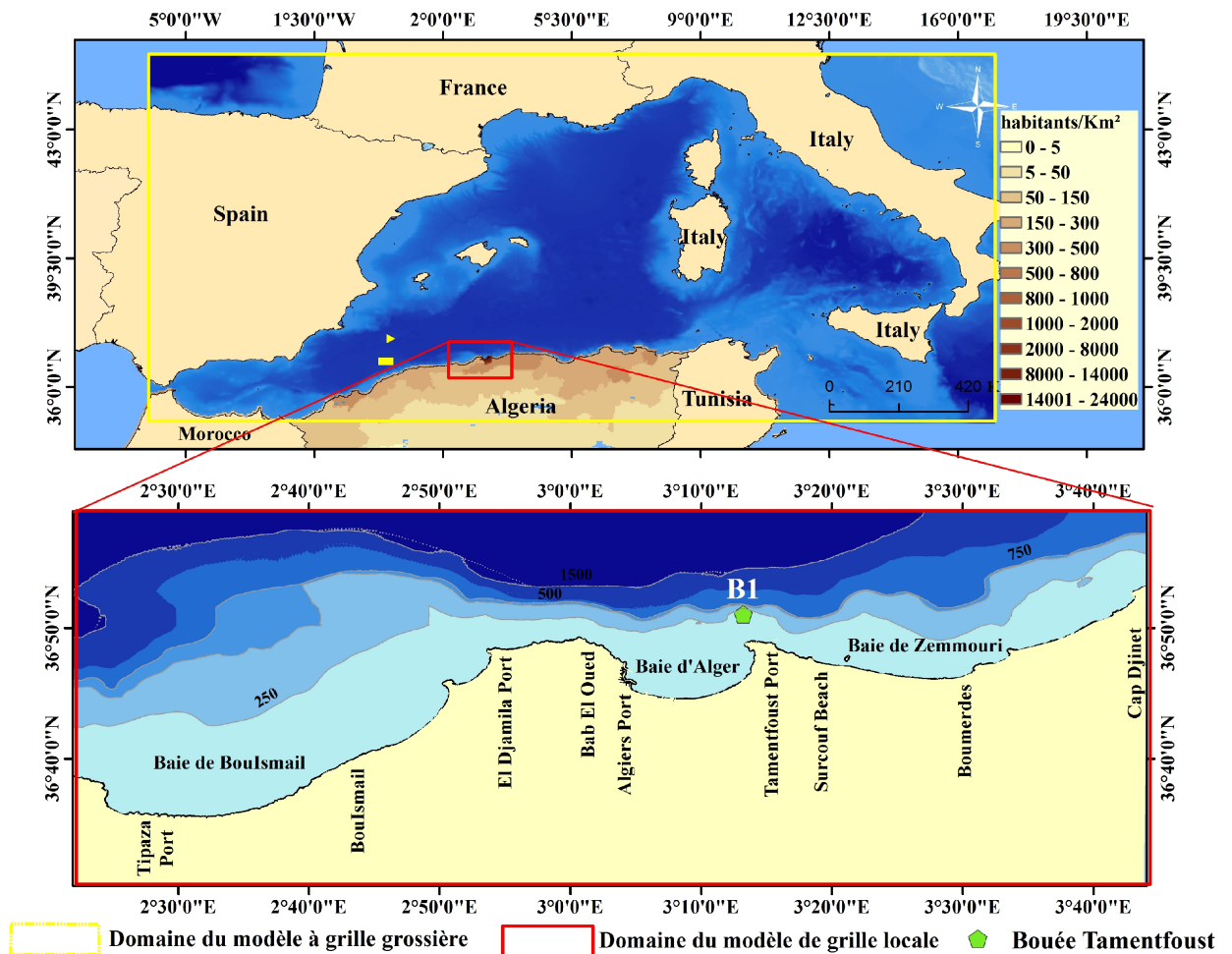


Figure IV-2. Carte limitant la zone d'étude et les domaines des modèles de grilles grossière et local, avec la position de la bouée de mesure des houles utilisé pour la calibration du modèle SWAN imbriqué

### 3. Materials and Methods

#### 3.1. Wave hindcast database

La base de données de prévisions à posteriori des vagues utilisée est la même développée pour l'évaluation de la ressource en énergie des vagues détaillée dans le chapitre III. Seulement une actualisation de la base de données a été effectuée pour ajouter les données de l'année 2018, en utilisant le même paramétrage physique du modèle et la même résolution spatiale et temporelle.

La base de données utilisée pour l'évaluation des tempêtes de vagues couvre donc une période de 40 ans avec une résolution temporelle de 3heures, équivalant à 117040 enregistrements par station et plus de 24 milliard d'enregistrement pour l'ensemble du bassin Méditerranéen. La taille de cette base de données est de 4120 GB (4TB). Les résultats de la validation de cette base de données ont été détaillés dans le chapitre II et III et résumé dans le tableau IV-1.

**Tableau IV-1. Résultats statistiques d'erreurs obtenus lors de la validation du modèle à grille grossière Swan**

	Azeffoun (B1)	Kala (B2)	Tamentfoust (B3)	Palos (B4)	Dragonera (B5)	Tarragona (B6)	Buger (B7)	Mahon (B8)	Nice (B9)	Porquerolles (B10)	Marseille (B11)	
<b>H<sub>m0</sub></b>	<b>SI</b>	0.31	0.3	0.3	0.31	0.3	0.3	0.27	0.27	0.38	0.25	0.28
	<b>bias</b>	0.09	0.01	0.15	0.16	0.04	0.03	-0.04	0.12	-0.02	-0.03	-0.06
	<b>R</b>	0.92	0.93	0.92	0.92	0.91	0.91	0.94	0.95	0.87	0.94	0.96
	<b>Data nbr</b>	1196	2480	1304	8718	7916	8717	6374	8512	8177	3129	2095
<b>T<sub>m02</sub></b>	<b>SI</b>	0.21	0.18	0.15	0.14	0.17	0.17	0.18	0.15	0.27	0.17	0.29
	<b>bias</b>	-0.03	-0.43	0.17	-0.05	-0.42	-0.35	-0.48	-0.32	-0.76	-0.4	-0.92
	<b>R</b>	0.78	0.89	0.88	0.84	0.84	0.86	0.88	0.89	0.63	0.88	0.84
	<b>Data nbr</b>	1196	2480	1304	8718	7916	8717	6374	8512	8177	3129	2095

### 3.2. Mise en place d'un modèle de grille locale

Afin d'assurer une simulation précise de la propagation des vagues de tempêtes extrêmes et catastrophiques et de leurs impacts potentiels le long de la côte algéroise, un modèle de grille locale opérationnelle (SWAN) avec une résolution spatiale sur 200 m a été implémenté pour la côte algéroise (Figure IV- 2). Ce modèle de grille locale a été emboîté dans le modèle SWAN à grille grossière calibré et validé pour le bassin ouest Méditerranéen (Amarouche et al. 2019). La même approche que celle utilisée pour l'étalonnage du modèle de grille grossière a été utilisée pour l'étalonnage du modèle de grille imbriquée. Cette calibration était basée sur la dissipation des vagues due aux effets du whitecapping; le terme le moins connu dans les modèles de vague (Pallares et al., 2014), en diminuant et en augmentant la valeur par défaut du Cds (coefficient empirique de proportionnalité). Ainsi, un

test de sensibilité a été effectué pour trois combinaisons différentes de la croissance exponentielle de vent et des formules du terme source de whitecapping, qui sont respectivement Komen et al, (1984) & Komen et al, (1984), Komen et al, (1984) & Janssen, (1989, ,1991), Yan (1987) & Van der Westhuysen (2007). Afin de sélectionner le meilleur réglage physique adapté à la côte d'Alger, une analyse statistique des erreurs a été effectuée pour évaluer les résultats de simulation obtenus lors de l'étalonnage du modèle par rapport à des mesures de vagues effectuée sur 6 mois par la bouée de Tamentfoust "B1" (Figure VI-2) du 01/10/1998 au 31/03/1999 ; une période considérée la plus dynamique en termes de climat des vagues durant l'année (période hivernal). Les différents paramètres d'erreur statistique utilisés pour l'évaluation de la performance du modèle de grille locale du SWAN sont les même utilisé pour la calibration du modèle à grille grossière détaillées dans le chapitre II. Les diagrammes de Taylor (Taylor, 2001), ont également été utilisés pour une représentation graphique des résultats d'étalonnage, Les résultats de l'étalonnage ont montré que les modifications apportées au coefficient de dissipation (Cds) ont un effet significatif sur les résultats du modèle imbriqué, qui dépend des formules de whitecapping utilisées et de ceux de la croissance exponentielle de vent. Il est à noter que l'augmentation du coefficient de dissipation par Whitecapping conduit à une légère amélioration des performances du modèle en termes d'estimation de hauteur significative pour les différentes combinaisons de croissance exponentielle de vent et de formules de terme source de whitecaing (Figure IV-3 et IV-4). D'autre part, cette légère amélioration des résultats d'une simulation de hauteur de vague significative était désavantageuse sur le plan des résultats de la période moyenne des vagues, qui ont présenté une dégradation due à l'augmentation du coefficient Cds par rapport aux termes sources de Komen (1984) et Janssen (1989 et 1991) (Figure IV-3 et IV-4).

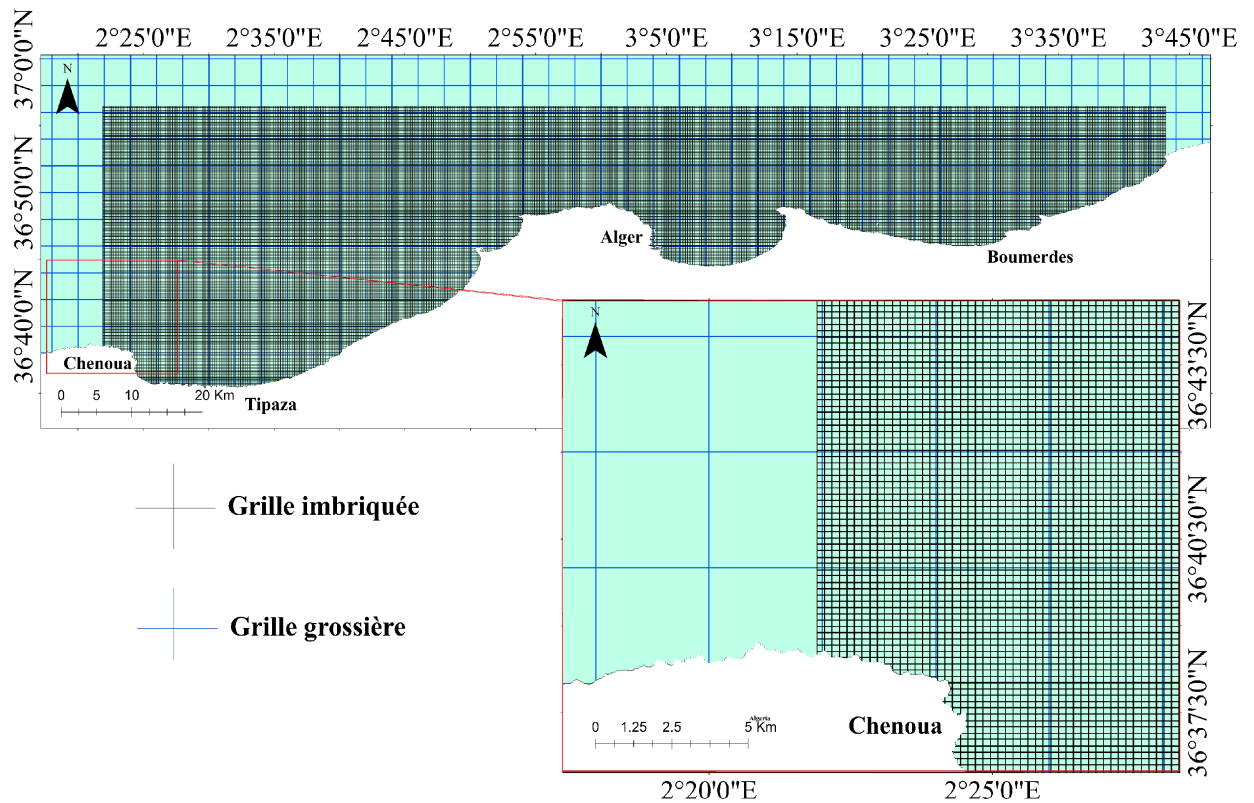


Figure IV.3. Représentation de la grille imbriquée utilisé dans le model SWAN local

Considérant à la fois les résultats d'étalonnage des hauteurs de vagues significatives et ceux des périodes de vagues moyennes, la croissance exponentielle de vent de Yan (1987) et les formules de Van der Westhuysen (2007) avec un coefficient  $C_{ds2}=10.0e-5$  a été considérée comme le meilleur réglage pour le modèle SWAN emboîté. Les paramètres physiques optimaux sélectionnés ont été détaillés dans le tableau IV-2. La calibration du modèle de grille locale imbriquée a amélioré les résultats du mode par défaut recommandés par l'équipe SWAN (2018), notamment le diagramme de dispersion (Figure IV-6) et les résultats des statistiques d'erreur montrent que le modèle SWAN emboîté forcé par les vents du CFSR a une très grande précision avec un indice de dispersion SI de 29% et 15% successivement pour les hauteurs de vagues significatives et la période moyenne des vagues.

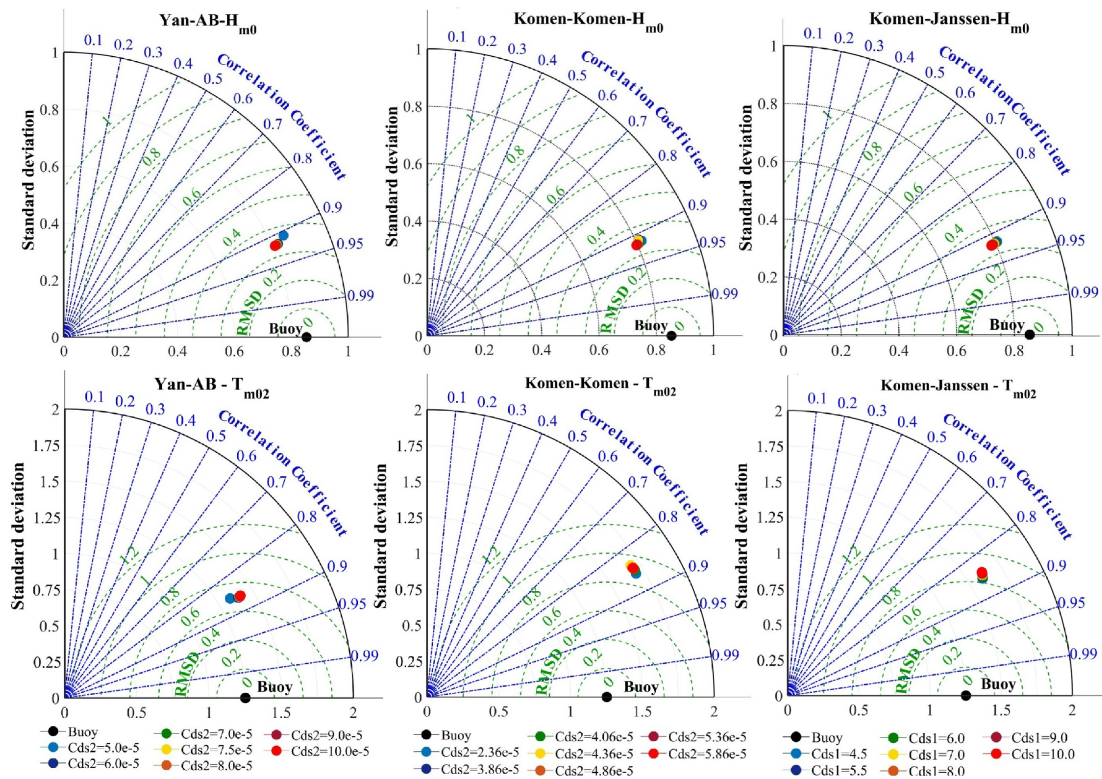
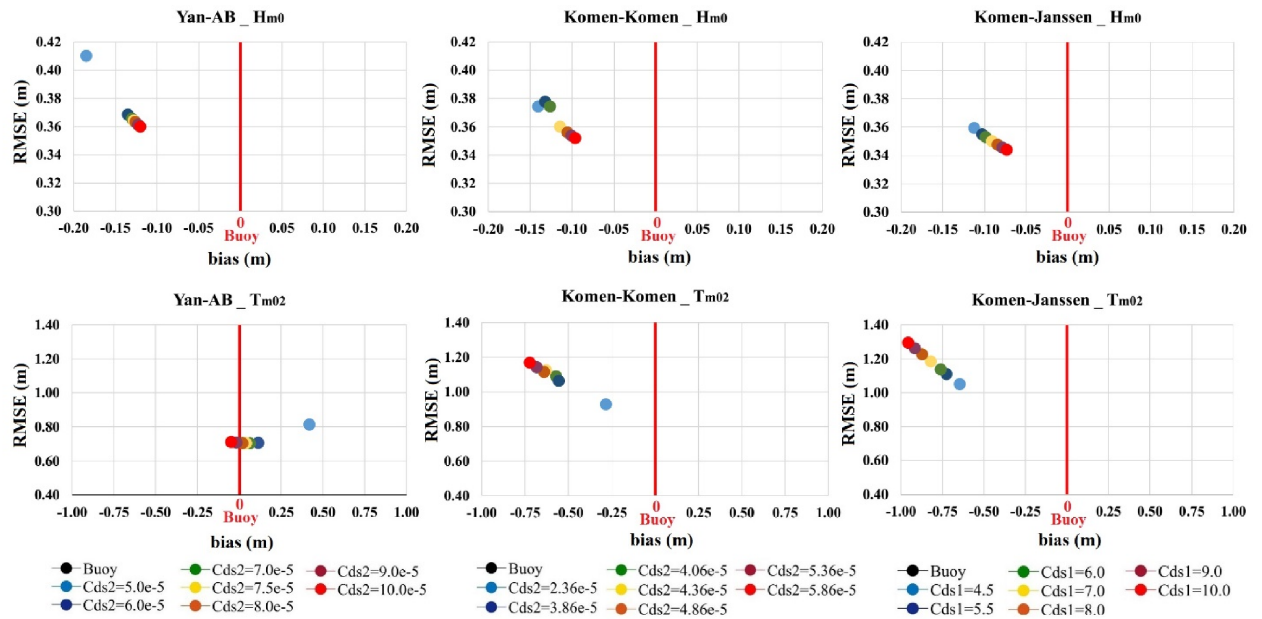


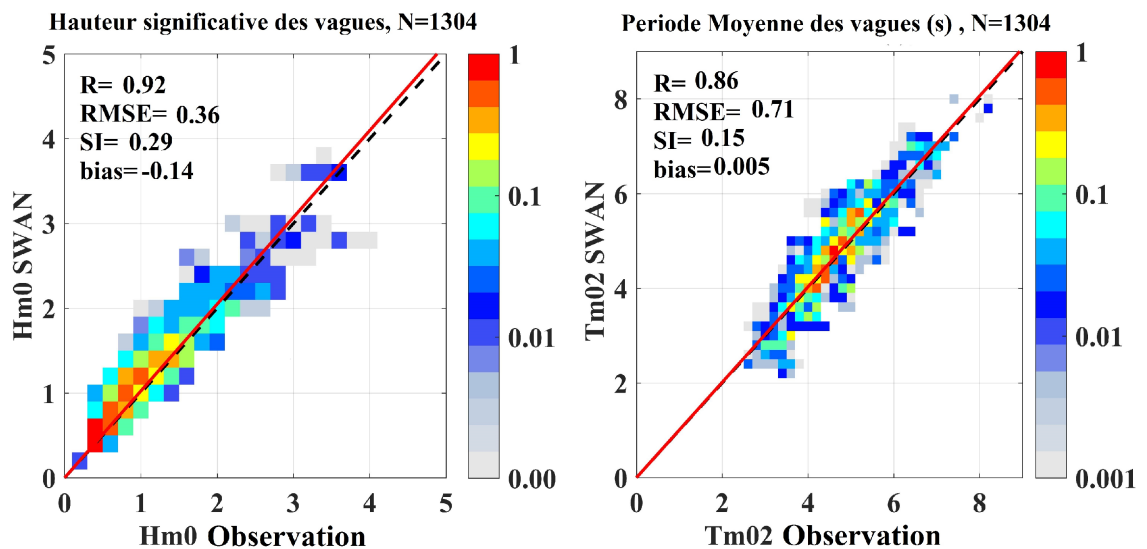
Figure IV-4. Diagrammes de Taylor pour les simulations de  $H_{m0}$  (en haut) et  $T_{m02}$  (en bas) du 01-10-1998 au 31 03-1999 à la bouée Tamentfoust. Chaque graphique indique les résultats pour les différents coefficients de whitecapping basés sur différentes combinaisons pour la croissance exponentielle de vent et des formules de terme source de whitecapping. L'écart-type est sur l'axe radial ; le coefficient de corrélation est sur l'axe angulaire ; les lignes pointillées vertes indiquent CRMSD

**Tableau IV-2.** Les paramètres des processus physiques du modèle SWAN imbriqué calibré pour la côte d'Alger

Processus physique	formule	paramètres	Explication
Croissance linéaire du vent	Cavaleri and Malanotte-Rizzoli (1981)		Les mêmes que dans le réglage par défaut du modèle
Croissance exponentielle du vent	Yan (1987)		
Whitecapping	Van der Westhuysen (2007)	$C_{ds2}=10$ & $\delta=1$	Dans la formulation de Van der Westhuysen (2007), la valeur par défaut pour $C_{ds2}$ est $5e-5$ .
Interactions quadruplets vagues-vagues	Hasselmann et al. (1985)	$\lambda=0.25$ & $C_{n/4}=3.0 \times 10^7$	Les mêmes que dans le réglage par défaut du modèle
Interactions triangulaires vagues-vagues	Eldeberky (1996)	$\alpha_{EB}=0.1$	Dans le paramétrage par défaut du modèle, ils sont inactifs.
Rupture induite par la profondeur	Battjes and Janssen (1978)	$\alpha_{BJ}=1.0$ & $\gamma_{BJ}=0.73$	Les mêmes que dans le réglage par défaut du modèle
Frottement par le fond	JONSWAP (1973)	$C_{FJON}=0.038$	Les mêmes que dans le réglage par défaut du modèle



**Figure IV-5.** Diagrammes RMSE en fonction du biais pour Hm0 (en haut) et Tm02 (en bas) simulés du 01-10-1998 au 31-03-1999 à la bouée Tamentfoust. Chaque graphique indique les résultats pour les différents coefficients de whitecapping basés sur différentes combinaisons entre les formules de croissance exponentielle de vent et les formules de terme source de whitecapping.



**Figure IV-6.** Diagrammes de dispersion de la période de houle moyenne Tm02 et de la hauteur de houle significative simulés à l'aide du modèle SWAN imbriqué calibré en utilisant la formule de croissance exponentielle du vent de Yan (1987) et la formule de Van der Westhuysen (2007) avec  $C_{ds2}=10$  contre les données mesurées par Tamentfoust Buoy (B1) ; N se référer au nombre des données

### 3.3. Caractérisation et classification des tempêtes

Une tempête vague est généralement définie comme un événement de tempête maritime où les vagues dépassent une hauteur significative de vague de seuil  $H_{seuil}$  qui est prédéfinie et qui persiste pendant une période de temps importante. Dans cette étude, nous avons utilisé l'échelle de Dolan et Davis 1992 pour caractériser et classer les tempêtes de vagues. Cette échelle est basée sur une approche simplifiée (Anfuso et al., 2016) et constitue un moyen rapide et efficace pour l'obtention des énergies des tempêtes (MENDOZA et JIMÉNEZ, 2005). Le seuil de hauteur significatif d'une vagues de tempête tel que défini par Dolan et Davis 1992 est limité à 1,5 m en eaux profondes pour l'atlantique. Dans cette étude, nous avons déterminé le seuil de hauteur de houle significative suivant Ojeda et al (2017) qui précise qu'il est plus approprié que le seuil de hauteur de houle sur une période minimale de 12 heures soit calculé en fonction du régime local des vagues en utilisant l'équation proposée par Birkemeier et al, (1999) et décrite par (Walker et Basco, 2011) et (Mendoza et al, 2013) comme suit :

$$H_{S_{seuil}} = \bar{X} \times 2\sigma \dots\dots\dots(1)$$

Où X est la hauteur moyenne significative des vagues à long terme en eaux profondes et  $\sigma$  est l'écart-type. Sur la côte algérienne, le  $H_{seuil}$  est définie selon cette formule à 2,7 m en eaux profondes dans les côtes algéroises. Ainsi, en ce qui concerne la période minimale entre deux tempêtes, une période de 48 heures a été utilisée suivant (Ojeda et al., 2017) ; deux tempêtes successives sont considérées séparées et indépendantes, sachant que la hauteur significative des vagues ne dépasse pas le seuil  $H_{seuil}$  pendant 48 heures entre deux évènements de tempête. Sur la base l'indice d'énergie de tempêtes, nous avons filtré 729 tempêtes marines d'une énergie moyenne allant de 21  $m^2.h$  à 3002  $m^2.h$ . D'un point de vue statistique, il est plus pratique de classer ces tempêtes en fonction de leur énergie suivant la méthodologie adoptée par Dolan et David en considérant les directions des vagues auxquelles les côtes algériennes sont exposées. Cinq classes allant des tempêtes faibles aux tempêtes catastrophique ont été classé à partir de l'indice d'énergie des tempêtes à l'aide de la classification hiérarchique ascendante présentée dans la figure IV-7 et le tableau VI-3.

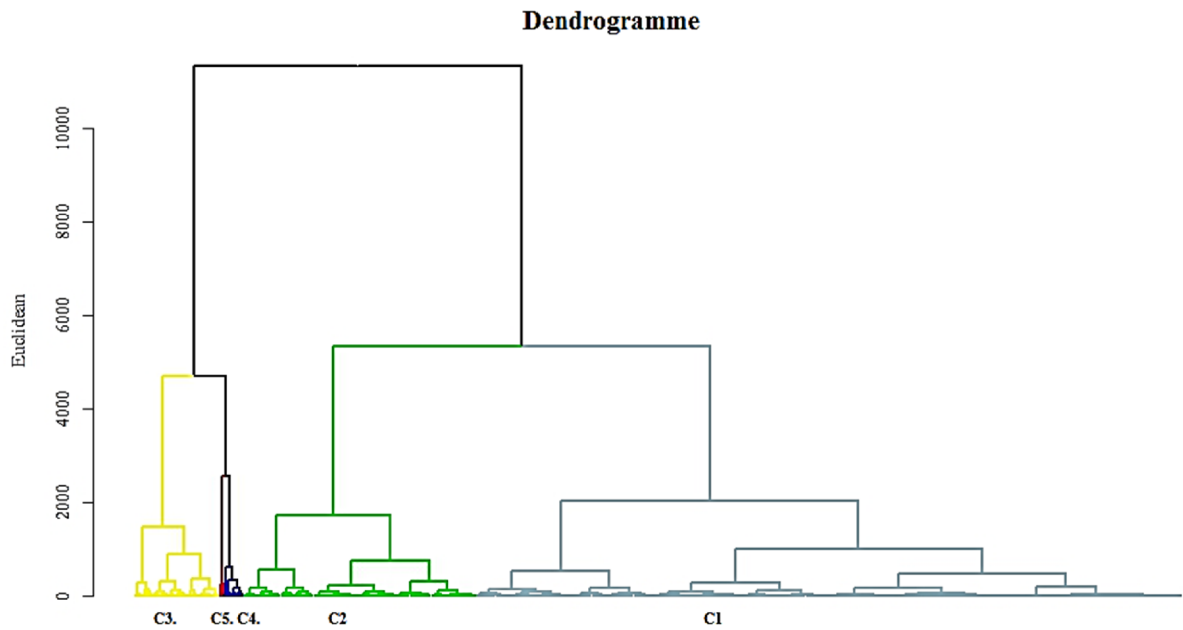


Figure IV-7. Dendrogramme de classification des tempêtes

Tableau IV-3. Résultats de la classification des tempêtes pour la côte algéroise obtenus à l'aide de méthodes de la classification hiérarchique basée sur l'indice de puissance des tempêtes de Dolan et Davis, (1992)

Classes	Indice d'énergie des tempêtes (Dolan et Davis, (1992)	Indice moyen d'énergie des tempêtes (Dolan et Davis, (1992)	Nbr D'évènement
I (faible)	[21 - 310]	122.628	492
II (Modéré)	[310 - 720]	463.333	162
III (Extensif)	[720 - 1410]	984.927	59
IV (Extrême)	[1410 - 2000]	1700.571	13
V (Catastrophique)	[2000 - 3002]	2861.727	3

## 4. Résultats et discussion

### 4.1. Analyse statistique des tempêtes des vagues

À l'échelle du littoral, l'impact d'une tempête peut varier en fonction de sa puissance énergétique et de la direction des vagues. Ainsi, les 729 tempêtes observées au cours des 40 dernières années ont

été classées en fonction de leur puissance et de la direction de leurs vagues en 31 événements de tempêtes différents (Tableau IV-4). Selon cette classification présentée dans le tableau IV-3, les côtes algériennes sont exposées à six cas de tempêtes de Extensif , sept cas de tempêtes extrêmes et trois cas de tempêtes catastrophiques avec une hauteur de vague significative maximale de 8,13 m au large des côtes 2432 algériennes et une durée maximale de 130 heures. De plus, les résultats montrent que les tempêtes les plus dominantes et les plus énergiques sont celles qui proviennent du WNW et NNE, telles que présentées dans la figure IV-8, avec 60% du total des événements de tempêtes. Ainsi, les tempêtes de ces deux directions et celles du Nord et de l'Ouest présentent les événements les plus violents observés au cours des dernières décennies et durant lesquels on observe les hauteurs de vagues les plus élevées. Pour les tempêtes catastrophiques, trois directions différentes ont été enregistrées : N, NNE et WNW. Ces résultats constituent un important outil d'aide à la décision pour la navigation, la sécurité maritime et la conception et la gestion des zones côtières, afin de garantir un développement durable et 2441 soutenable.

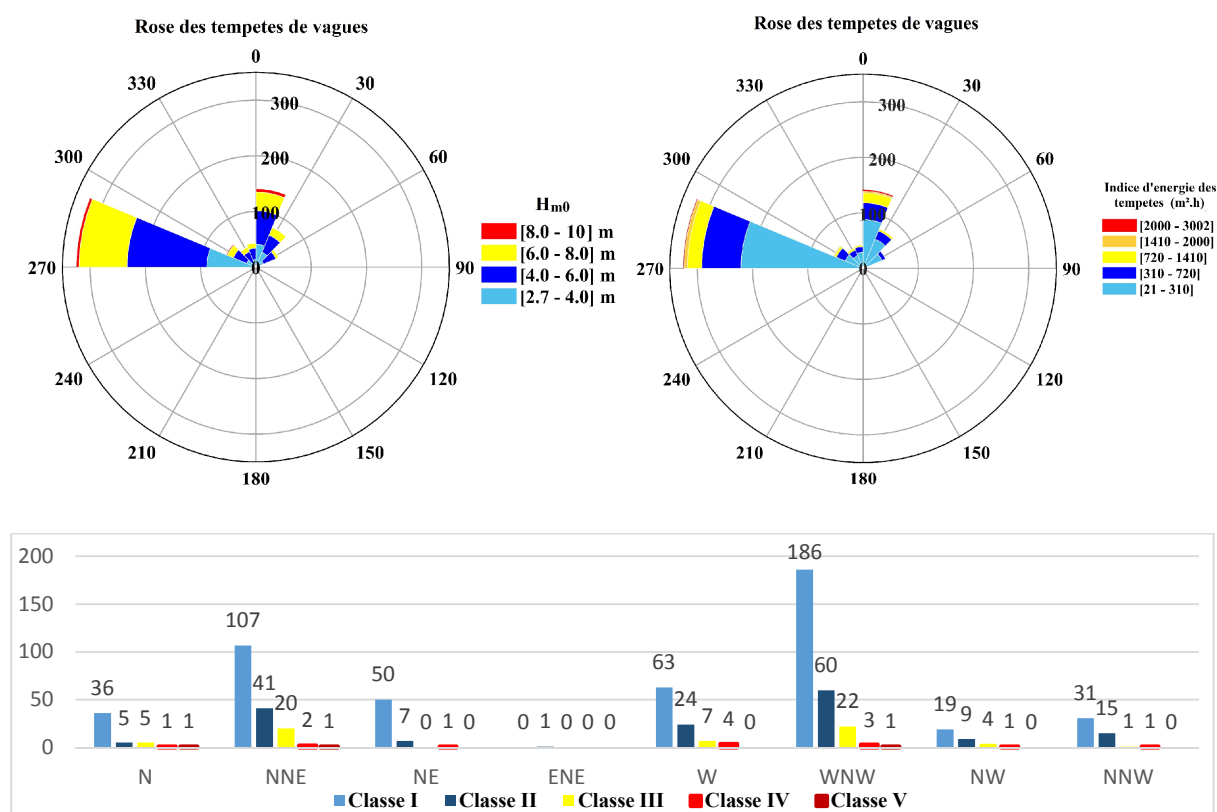


Figure IV-8. Distribution des directions des tempêtes de vagues observées au cours des 40 dernières années pour les cinq classes de tempêtes

Tableau IV-4. Résumé statistique des événements de tempêtes observés durant les 40 derniers années

Direction des Vagues	Classes	Energie de tempete	Classes	Nombre d'evenement	Persistence (heurs)	Hm0 Moyenne	Te Moyenne	Hm0 Max
All Direction	I	123	[21 - 310]	492	13.44	2.97	8.01	3.19
	II	463	[310 - 720]	162	40.56	3.41	8.42	4.17
	III	985	[720 - 1410]	59	70.58	3.83	8.69	4.98
	IV	1701	[1410 - 2000]	13	108.46	4.06	8.85	5.66
	V	2862	[2000 - 3002]	3	130.00	4.86	8.77	7.36
N	I	123	[21 - 310]	36	13.67	2.93	8.47	3.15
	II	461	[310 - 720]	5	37.80	3.61	8.87	4.37
	III	1069	[720 - 1410]	5	76.80	3.83	8.89	5.02
	IV	1627	[1410 - 2000]	1	69.00	4.86	9.59	5.31
	V	2747	[2000 - 3002]	1	99.00	5.27	9.07	6.40
NNE	I	118	[21 - 310]	107	13.32	2.93	8.89	3.10
	II	451	[310 - 720]	41	38.20	3.45	9.27	4.18
	III	994	[720 - 1410]	20	76.05	3.69	9.00	4.86
	IV	1624	[1410 - 2000]	1	99.00	4.33	9.22	6.06
	V	2837	[2000 - 3002]	1	99.00	5.35	8.82	8.13
NE	I	123	[21 - 310]	50	13.56	2.96	7.75	3.16
	II	430	[310 - 720]	7	41.14	3.32	8.34	4.11
	III	/	[720 - 1410]	0	/	/	/	/
	IV	1683	[1410 - 2000]	1	108.00	3.95	9.83	5.26
	V	/	[2000 - 3002]	0	/	/	/	/
ENE	I	/	[21 - 310]	0	/	/	/	/
	II	418	[310 - 720]	1	42.00	3.15	9.47	3.79
	III	/	[720 - 1410]	0	/	/	/	/
	IV	/	[1410 - 2000]	0	/	/	/	/
	V	/	[2000 - 3002]	0	/	/	/	/
W	I	132	[21 - 310]	63	14.00	3.00	7.77	3.25
	II	483	[310 - 720]	24	40.38	3.49	8.16	4.31
	III	970	[720 - 1410]	7	75.86	3.63	8.28	4.41
	IV	1788	[1410 - 2000]	4	107.25	4.11	8.76	6.22
	V	/	[2000 - 3002]	0	/	/	/	/
WNW	I	122	[21 - 310]	186	13.08	3.00	7.62	3.23
	II	468	[310 - 720]	60	42.30	3.35	7.89	4.15
	III	953	[720 - 1410]	22	63.55	3.95	8.48	5.08
	IV	1649	[1410 - 2000]	3	130.00	3.58	8.14	4.67
	V	3001	[2000 - 3002]	1	192.00	3.95	8.43	7.55
NW	I	121	[21 - 310]	19	13.42	2.97	7.51	3.19
	II	474	[310 - 720]	9	37.00	3.56	8.31	4.35
	III	1066	[720 - 1410]	4	62.25	4.41	8.82	6.21
	IV	1801	[1410 - 2000]	2	90.00	4.47	9.14	6.80
	V	/	[2000 - 3002]	0	/	/	/	/
NNW	I	126	[21 - 310]	31	14.42	2.94	7.95	3.18
	II	462	[310 - 720]	15	43.00	3.32	8.56	3.84
	III	857	[720 - 1410]	1	81.00	3.25	8.69	4.12
	IV	1648	[1410 - 2000]	1	126.00	3.62	8.60	5.22
	V	/	[2000 - 3002]	0	/	/	/	/

#### **4.2. Variations sur le long terme des événements de tempête :**

L'analyse des variations mensuelles, saisonnières, annuelles, mi-décennales et décennales a été effectuée en tenant compte des différentes classes de tempêtes.

##### ***a. Variation mensuelle et saisonnière :***

En ce qui concerne la variation mensuelle de l'incidence des tempêtes (Figure IV-9), nous observons que ces événements sont plus fréquents au mois de décembre avec 17,5 % des tempêtes, dont 63 % des tempêtes faibles, 3 tempêtes extrêmes de classe IV et aucune tempête catastrophique de classe V. D'autre part, nous observons que le mois de février connaît les plus faibles probabilités d'occurrence de tempêtes faibles de classe I et la plus forte probabilité d'occurrence de tempêtes extrêmes de classe IV avec 5 événements, et aucune tempête catastrophique de classe V. Les trois tempêtes catastrophiques de classe V ont été enregistrées séparément en janvier, mars et novembre.

Ces résultats nous permettent de conclure qu'à l'échelle mensuelle, l'augmentation des tempêtes de vagues ne reflète pas une augmentation du risque de tempête extrême ou catastrophique. Sur une échelle saisonnière, il est observé que les événements de tempêtes des classes I à IV sont plus fréquents pendant la saison hivernale et ils sont également considérables pendant les saisons printanières et automnales. Cependant, les trois tempêtes catastrophiques observées ont été enregistrées séparément durant ces trois saisons.

La période estivale, contrairement aux autres saisons, est caractérisée par une très faible fréquence avec seulement 23 événements de tempêtes faibles de classe I enregistrés durant les 40 dernières années. Cette saison est considérée comme la plus appropriée pour la mise en œuvre de projets sensibles d'ingénierie côtière.

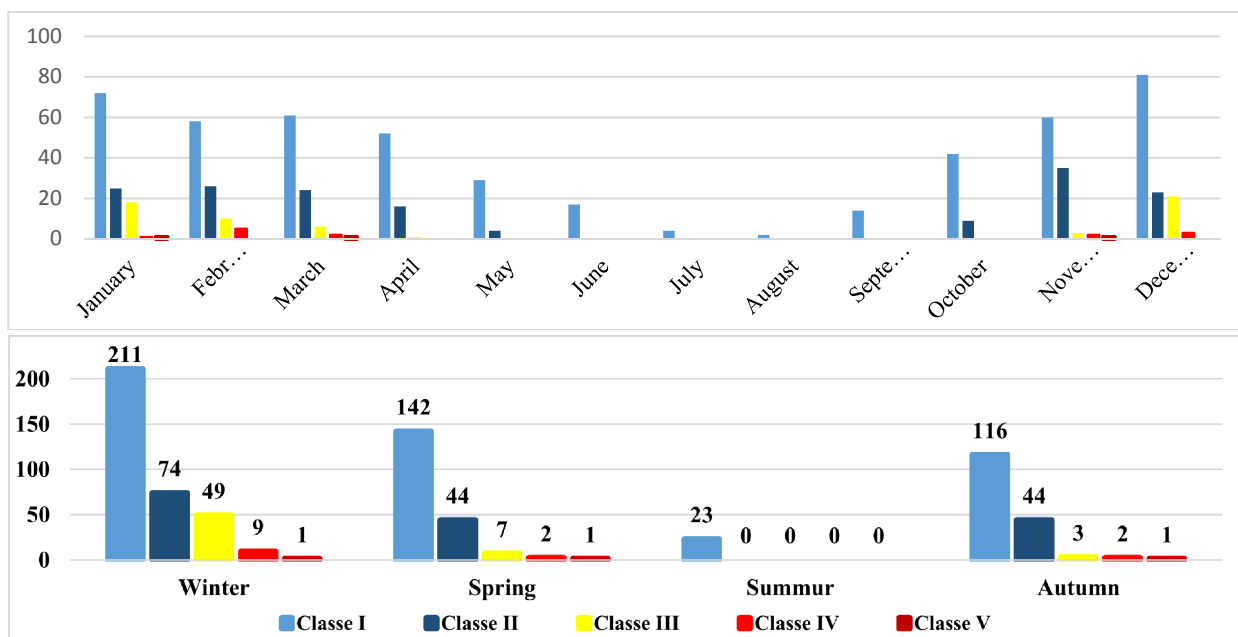


Figure IV-9. Variation mensuelle et saisonnière de la fréquence des vagues de tempête pour les cinq classes énergétique des tempêtes

#### a. Variation annuelle et à long terme

L'étude de la variation à long terme des événements de tempête montre une forte variation interannuelle tant dans le nombre total d'événements de tempête que dans les occurrences par classe de tempête (Figure IV-10). Le nombre maximal de tempêtes a été enregistré en 2013, avec 32 événements pour lesquels aucun événement de classe IV ou V n'a été enregistré. D'autre part, le nombre minimum de tempêtes a été enregistré en 1995 avec seulement 10 tempêtes de classe I et II. Ce résultat montre une très grande différence dans la fréquence des tempêtes interannuelles, par conséquent, la distribution interannuelle des classes de tempêtes ne dépend pas du nombre total d'événements ; le risque d'avoir une tempête extrême ou catastrophique ne dépend pas du nombre total d'événements annuels. Par exemple, les trois cas de tempêtes catastrophiques ont été observés au cours des années 2001, 2007 et 2015 pour lesquelles le nombre total annuel de tempêtes n'a pas dépassé 16 événements.

La variation interannuelle de la fréquence des tempêtes a tendance à augmenter, plus particulièrement pour les tempêtes de grande ampleur (les tempêtes extrêmes et les tempêtes catastrophiques). Cette augmentation est clairement observée en évaluant les variations mi- décennal,

décennal et sur 20 ans des événements de tempête. Au cours des dix dernières années et plus encore au cours des vingt dernières années, nous avons observé une croissance considérable de la fréquence des tempêtes de grande ampleur (classe III) avec un taux de 81 %, de la fréquence des tempêtes extrêmes (classe IV) avec un taux de 16 % et des tempêtes catastrophiques avec un taux de 100 % vu qu'aucun cas de tempête catastrophique n'a été signalé entre 1979 et 2001. Ces augmentations enregistrées à l'échelle décennale et à l'échelle de vingtennal peuvent être une conséquence du phénomène de changement climatique rapporté par plusieurs auteurs en Méditerranée en termes de variation de température, de précipitations, et de niveau marin (ex Cramer et al, 2018 ; Giorgi et Lionello, 2008 ; Mariotti et al, 2015 ; Negro et al., 2018). Selon (Cramer et al., 2018), l'augmentation significative des risques liés au changement climatique doit être prise en compte dans les politiques de développement durable des pays Méditerranéens, en particulier ceux du Sud, qui manquent d'information par rapport à ceux du Nord.

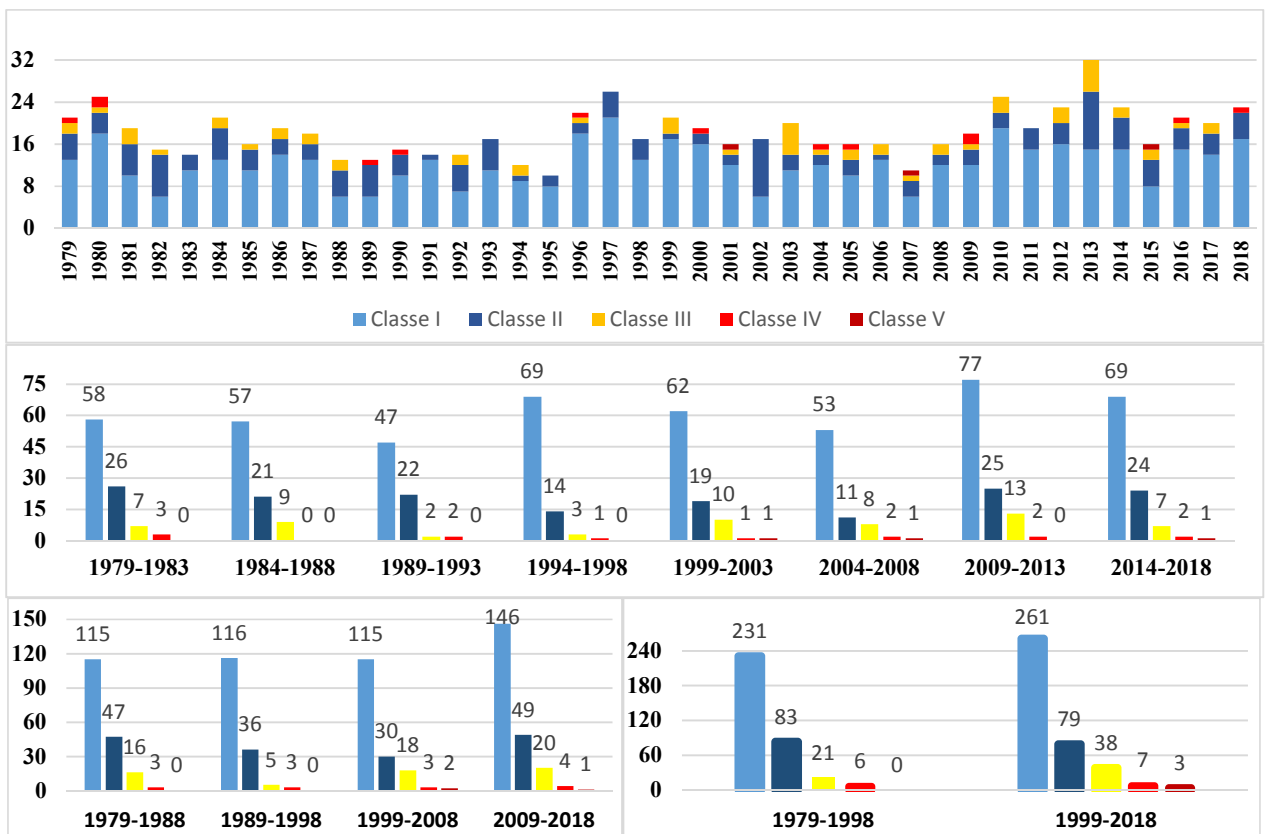


Figure IV-10. Variation interannuelle, quinquennale, décennale et bi-décennale de l'occurrence des vagues de tempêtes pour les cinq classes de tempêtes

### 4.3. Impacts potentiels extrêmes et catastrophiques des vagues de tempêtes.

Dans cette partie, nous nous concentrerons sur les tempêtes extrêmes et catastrophiques survenues au cours des 40 dernières années et sur les impacts potentiels observés le long des côtes algériennes en conséquence de ces deux classes de tempêtes dont les directions sont différentes. Sept tempêtes ayant causé des dommages importants ont été simulés à l'aide du modèle SWAN imbriqué (section.3.2). La propagation des vagues pendant les pics de tempête a été cartographiée afin d'évaluer les causes et les impacts des tempêtes et de localiser les zones les plus exposées touchées par ces tempêtes particulières. Les tempêtes analysées dans cette section sont responsables de catastrophes matérielles, économiques et humaines.

La première tempête analysée était une tempête catastrophique de classe V (Figure IV-11) qui a persisté pendant plus de 4 jours entre le 09/11/2001 et le 13/11/2001, avec une énergie de 2747,1 m<sup>2</sup>.h et une hauteur de vague offshore significative maximale supérieure à 8 m. Pendant cette tempête marine du secteur Nord, une inondation catastrophique a été enregistrée à Bab-el-Oued. Ces submersions marine n'ont pas été la cause première des inondations de Bab el oued, mais ils ont résulté d'une pluie torrentielle sur le bassin de Bab El Oued avec 261,6 mm en 24 heures seulement (station météorologique Bouzareah) (Machane et al, 2008).

Au cours de la même période, une élévation considérable du niveau de la mer due à l'oscillation des vagues (wave set-up) a causé un énorme problème de drainage accompagné d'une submersion marine observée sur les côtes terrestres les plus basses du Bab-el-oued, comme illustré dans (vidéo 1 Annexe 1, <https://www.dailymotion.com/video/xa0y6f> ) et dans la figure IV-1. Selon les résultats de la simulation de propagation des vagues lors de cette tempête (Figure IV-11), les vagues atteignant frontalement le rivage de Bab-el-oued avec une hauteur significative de 3m, et ainsi à seulement 500m des côtes de Bab-el-Oued (Figure IV-11) ces vagues ont persisté durant plus de 48h. <https://www.dailymotion.com/video/xa0y6f>

Cet événement a fait l'objet de plusieurs recherches (Djellouli et al., n.d. ; Machane et al., 2008 ; Menad et al., 2012) qui se sont concentrées sur les différentes causes responsables de cette catastrophe mais aucune de ces recherches n'a porté sur l'effet et l'impact de la tempête marine observée durant cet événement. Selon Menad, (2012b), Oued M'Kacel déverse ses eaux dans la mer par deux sorties principales, la première est directement reliée à la mer et la seconde déverse ses eaux sur une plage

de sable par 4 ouvertures ovales d'environ 1 m  $\varnothing$ , sur lesquels les vagues se brisent directement pendant la saison d'hivers. Pour cette raison, nous avons soulevé la même question que Wahiba Menad, (2012b) : Quel est l'effet d'une tempête de houle sur la capacité d'évacuer les crues à la sortie du bassin versant ou aux points de rejet des systèmes de drainage hydraulique ?

L'ampleur de cette tempête marine a considérablement amplifié les dégâts directs causés par les inondations et compliqué la récupération des cadavres humains drainés dans la mer. Lors de cette inondation, il y a eu un nombre dramatique de pertes humaines et matérielles, avec 781 morts, 115 disparus et 3 271 bâtiments détruits ou endommagés (Menad, 2012b). Ces inondations constituent une circonstance très critique et exceptionnelle qui nécessite une étude ciblée et détaillée sur l'effet des vagues de tempête pendant les phénomènes d'inondation dans les zones côtières. Il s'agit d'une coïncidence très exceptionnelle entre deux phénomènes météorologiques désastreux, dont l'événement des vagues de tempête (classe V) en provenance du Nord (observé une seule fois au cours des 40 dernières années) et une précipitation exceptionnelle dépassant 260 mm en 24 heures, qui a été la première observée depuis 1908 (Wahiba Menad, 2012).

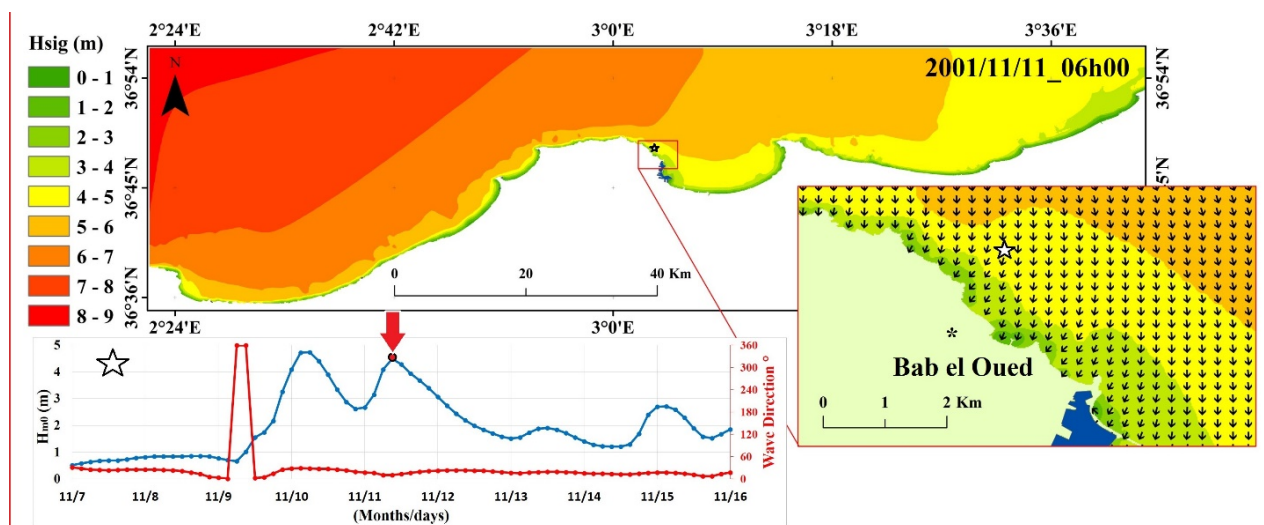


Figure IV-11. Diagramme chronologique de la variation de hauteur significative des vagues à côté de la côte de Bab-el-Oued pendant la tempête catastrophique de 2001 et la carte de distribution des  $H_{m0}$  pour le moment du pic de la tempête

La deuxième tempête catastrophique observée sur la côte algérienne était d'origine Nord-Nord-Est avec une énergie de 2836,8  $m^2.h$  et une hauteur de vague maximale significative supérieure à 8 m (Figure IV-12). Cette tempête a duré plus de quatre jours du 07/03/2007 au 12/03/2007. L'impact de

cette tempête a été observé dans le port de Tipaza, où d'importants dégâts matériels ont été enregistrés suite à une submersion marine. Les vagues ont atteint une hauteur significative de plus de 3 mètres au pied de la digue principale du port (Figure IV-1 et IV-12). Aucune perte humaine n'a été signalée durant cette tempête. Parmi les principaux dégâts enregistrés lors de cet événement, nous pouvons souligner la destruction du phare de la passe du port et l'endommagement de plusieurs bateaux comme il est illustré par la seule vidéo archivée de cet événement (Vidéos 2 en annexe 1) (<https://youtu.be/spq97BnMt8c>).

D'après le graphique chronologique des hauteurs significatives des vagues enregistrées pendant cette tempête, à une distance de 200 m loin de la digue principale du port, des vagues avec une hauteur significative supérieure à 3 m ont persisté pendant plus de 12 heures. La carte de propagation des vagues le long de la côte algérienne relative à cette tempête, indique que les côtes les plus touchées sont celles situées à l'Ouest de la baie de Bou-Ismaïl près du port de Tipaza. Les vagues se sont déferlés directement et frontalement sur la côte, avec une hauteur significative supérieure à 4 m (Figure IV-12) et qui a atteint 6 m en provenance du secteur nord lors de la tempête catastrophique du 2001 (Figure IV-11). Dans cette zone, une accumulation de gros et de petits blocs rocheux a fait l'objet d'une étude détaillée par Maouche et al (2009), qui en discute l'origine des accumulations des gros blocs auprès du rivage (tsunami ou tempête). Les auteurs de cette étude supposent implicitement la présence de vagues importantes et peut-être catastrophiques dans le passé qui ont engendré ces accumulations. Les tempêtes catastrophiques de 2007 et 2001 peuvent donc faire partie des tempêtes responsables de ces accumulations de blocs rocheux.

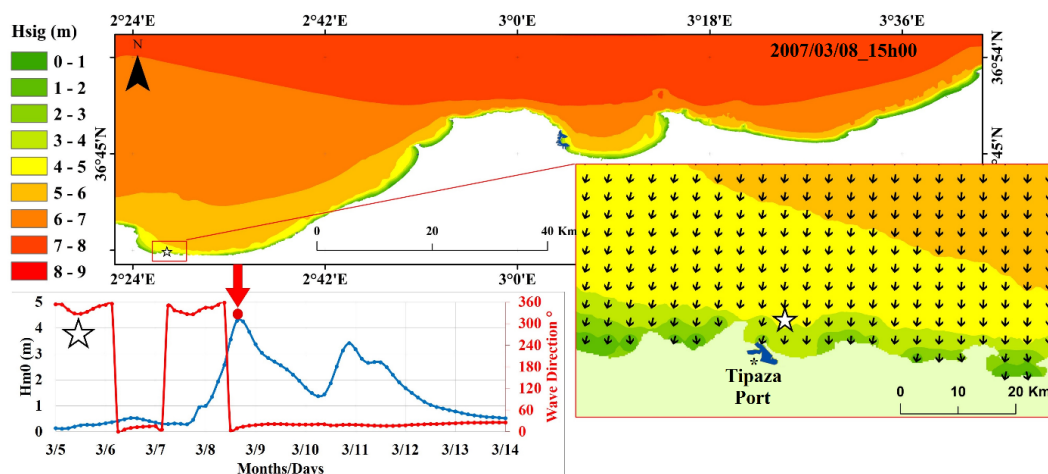


Figure IV-12. Diagramme chronologique de la variation de hauteur de vague significative à côté du port de Tipaza pendant la tempête catastrophique de 2007 ainsi que la carte de distribution des  $H_{m0}$  au moment du pic de la tempête

La troisième et dernière tempête catastrophique enregistrée sur les côtes algériennes d'un secteur WNW a duré 8 jours du 29/01/2015 au 05/02/2015 avec une énergie de 3001,3m<sup>2</sup>.h et une hauteur de vague significatif de 7,55m maximum au large. Cette tempête est considérée comme la plus violente des 40 dernières années. Au cours de cette tempête, une érosion très importante a été enregistrée sur la plage de Surcouf dans la partie ouest de la baie de Zemmour (Figure IV-1, IV-13, IV-14) où deux bâtiments ont été démolis et plusieurs autres ont été endommagés. Cette érosion considérable a fait disparaître 15 000 m<sup>2</sup> de plage et 4757 m<sup>2</sup> de falaise (Figure IV-13).

Aucune perte humaine n'a été signalée à la suite de cette érosion remarquable, mais des dégâts matériels et économiques importants ont été enregistrés ; un ouvrage longitudinal de protection d'une longueur de 600 m a été mis en place pour le renforcement et l'aménagement de cette zone érodée, afin de protéger les habitats à risque d'effondrement. Après avoir simulé la propagation des vagues pendant cette tempête catastrophique, on a constaté que cette tempête n'avait pas une forte intensité dans la zone érodée, bien qu'elle soit précédée deux jours auparavant par deux tempêtes successives de classe III et I provenant d'un secteur NE. Pendant plus de quatre jours, les vagues de ces tempêtes sont écrasées frontalement sur la zone érodée avec une hauteur significative de 1,5 à 3 m (Figure IV-14). Le scénario le plus probable responsable de cette érosion se justifie du fait que ces deux vagues successives du NE étaient à la base de l'instabilité et la fragilité des plages et de la micro-falaise. Cependant, la tempête catastrophique de vagues du WNW qui a frappé la zone érodée avec une légère obliquité par rapport au rivage a engendré un courant de dérive important qui s'est maintenu pendant 8 jours et a causé un transport massif des sédiments jusqu'à la microfalaise.

Quelle que soit l'énergie maximale des vagues de tempête estimée pour une zone côtière donnée, la persistance des tempêtes et leur direction est un facteur très important dans l'évaluation des risques côtiers. Pour assurer un développement durable et économique du littoral, la connaissance des hauteurs de vagues extrêmes n'est pas un paramètre suffisant en l'absence de leurs directions et de la persistance la plus probable de ces événements. Il est plus intéressant de considérer la direction des vagues lors de l'analyse des vagues extrêmes et des tempêtes à forte ampleurs énergétique.

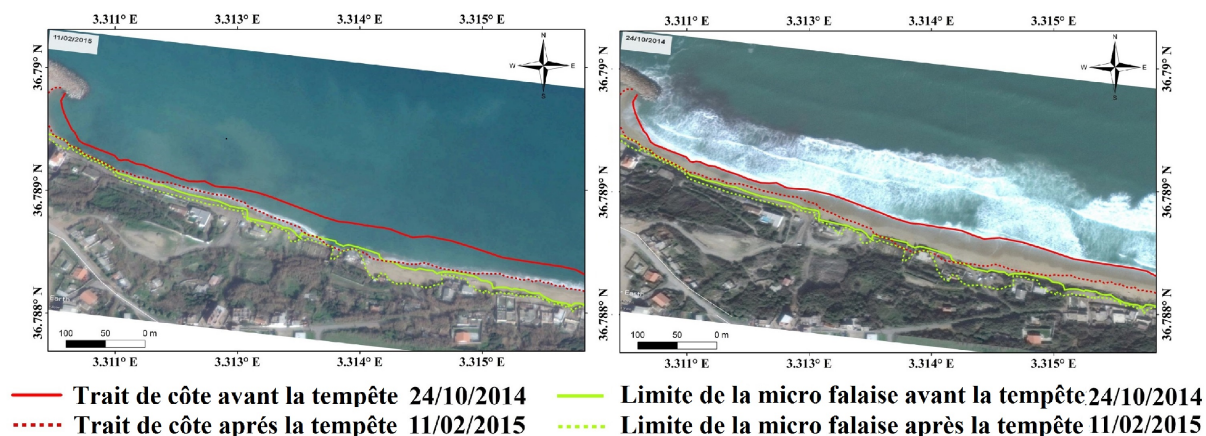


Figure IV-13. Evolution du trait de côte observée après la tempête catastrophique de classe V du 2015 sur la plage de Surcouf

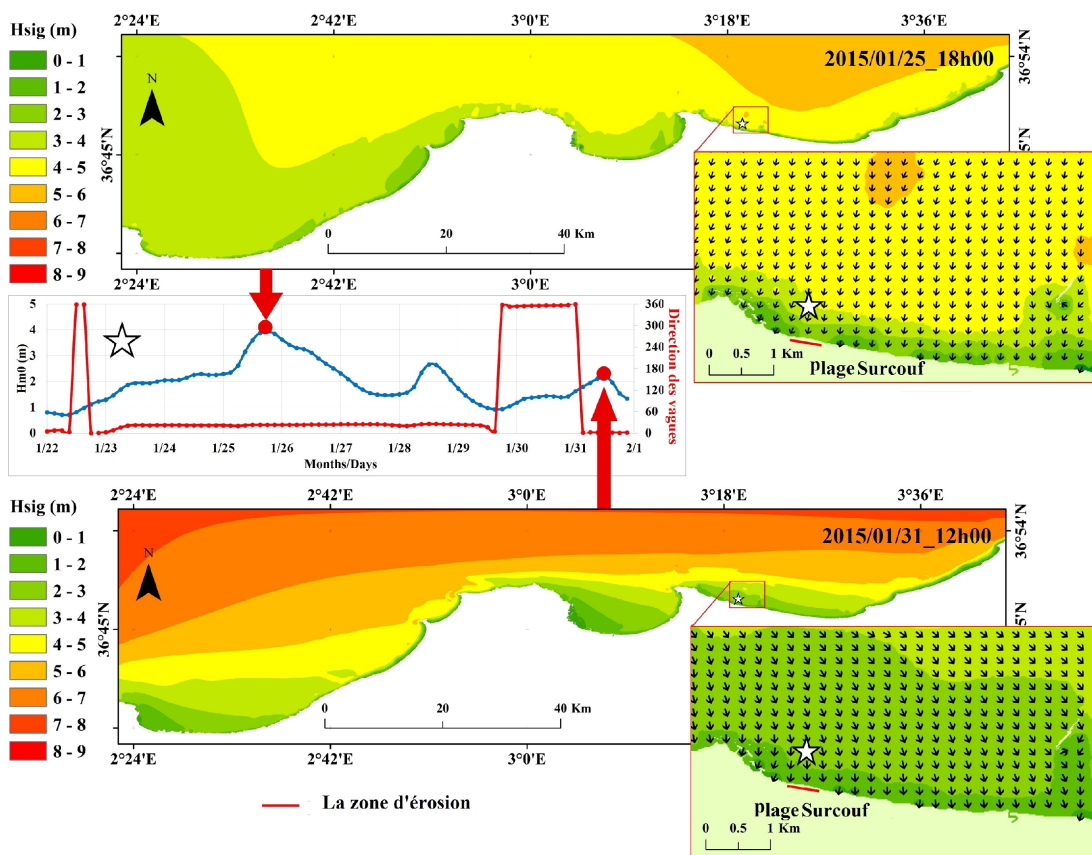


Figure IV-14. Diagramme chronologique de la variation significative de la hauteur des vagues enregistrée sur la plage de Surcouf entre le 22/01/2015 et le 31/01/2015 et les cartes illustrant la distribution des hauteurs significative des vagues au moment des crêtes des tempêtes. La carte en haut présente un événement de tempête extensive (classe III), la carte ci-dessous présente l'événement de tempêtes le plus énergiques et le plus catastrophiques (classe V) observés au cours des 40 dernières années

Au cours des deux dernières décennies, plusieurs autres dommages causés par les tempêtes de houle ont été enregistrés. La tempête extrême classe IV du 14/11/2004 en provenance du NNE avec une énergie de  $1515.8\text{m}^2\cdot\text{h}$  et une hauteur significative de vague maximale de 7.55m au large, était à l'origine du naufrage du Béchar (un cargo de 134.9m) et de l'échouement du Batna (vraquier de 156m).

Ces incidents ont fait 16 morts parmi les équipages du Bechar et aucune victime n'a été enregistrée en rapport avec le Batna. Compte tenu de la direction des vagues de cette tempête, on considère qu'il s'agit d'une tempête très rare de classe IV enregistrée une seule fois au cours des 40 dernières années.

Comme le montrent la figure IV-1 et la vidéo 3 en annexe 1 (<https://youtu.be/AcVFqwThTNE>), le Bechar s'est échoué et entré en collision avec la digue du port avant de couler à cause des violentes vagues qui lui ont causé des chocs intenses. D'après les résultats de la propagation des vagues lors de l'échouage du Bechar à 18h00 ; en même temps que le pic de la tempête (Figure IV-15) ; on constate que des vagues de 4 à 5 mètres sont écrasées frontalement sur la digue du port d'Alger. Par ailleurs, le graphique chronologique des hauteurs de vagues significatives à proximité du port d'Alger montre une augmentation soudaine des hauteurs de vagues significatives, qui sont passées de 2,5 m à 12h00 à 4,5 m à 18h00. Cette variation rapide de l'état de la mer peut être l'une des principales causes du naufrage des deux navires Batna et Bechar. La même évolution du profil chronologique des hauteurs et des directions des vagues a également été observée lors de la tempête du 09/12/2014 (Figure IV-1), durant laquelle 3 marins algériens ont été tués lors du naufrage du bateau-pilote du port d'Alger et aussi un marin ukrainien qui tentait de serrer l'ancre du navire au port d'Alger (Figure IV-16).

Les similitudes entre les deux profils de séries chronologiques (Figure IV-15 et IV-16), se manifestent par un changement rapide de la direction des vagues 2 jours avant la tempête du NNE au NNW, suivi par un pic de deux mètres dans les hauteurs significatives des vagues  $H_{m0}$ , puis par une augmentation rapide des  $H_{m0}$  qui ont dépassé 5,5 m auprès de la digue Nord du port d'Alger avec une hauteur maximum des vagues au large de 7,8m. Le profil des vagues qui a précédé ces deux tempêtes NNE peut constituer une signature d'alerte pour la prévention contre d'autres risques similaires.

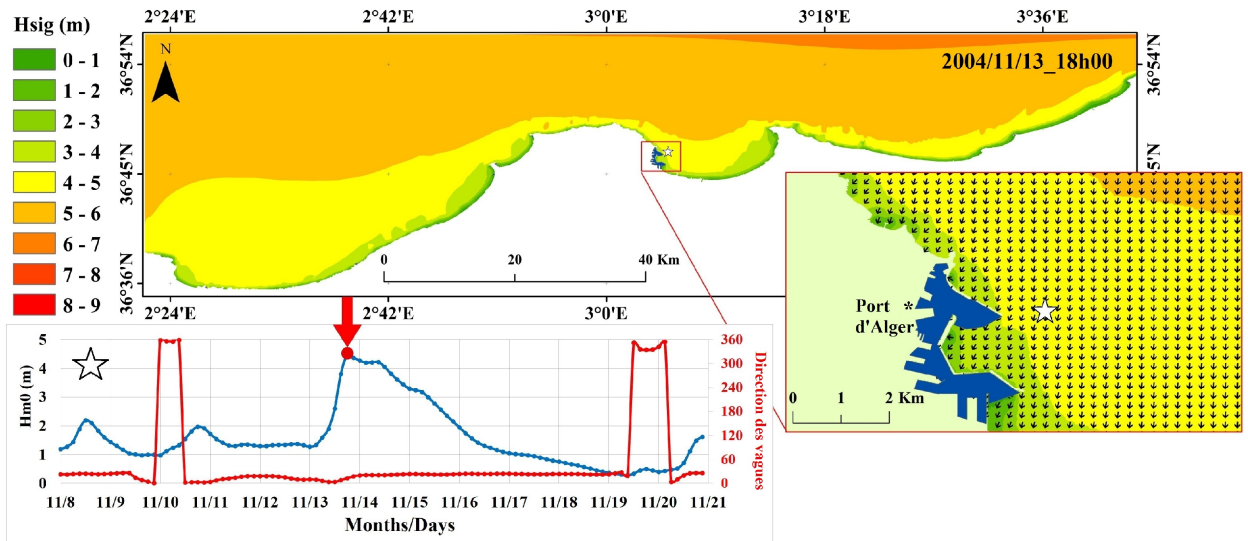


Figure IV-15. Time series plot of the significant wave height variation recorded beside Algiers Port between 08/11/2004 and 21/11/2004 and the  $H_{m0}$  distribution map of the storms peaks moments

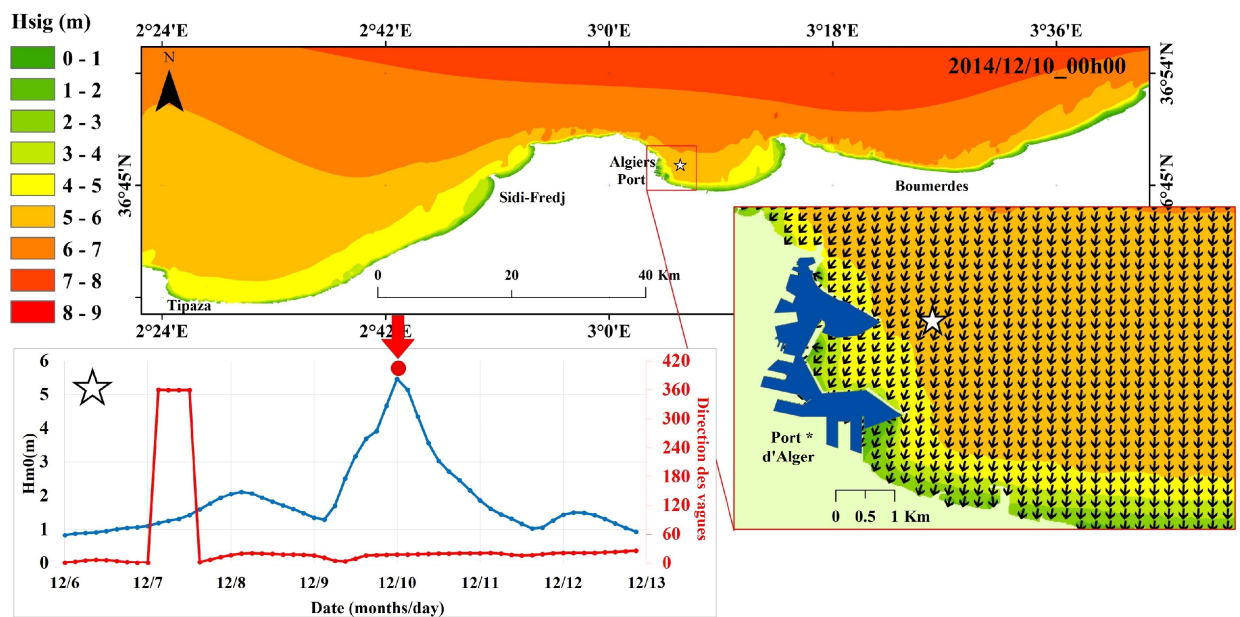


Figure IV-16. Time series plot of the significant wave height variation recorded beside Algiers Port between 06/12/2014 and 12/12/2014 and the  $H_{m0}$  distribution map of the storms peaks moments

Les deux dernières tempêtes analysées sont des tempêtes extrêmes (classe IV) qui ont provoqué des submersions marines de deux ports de pêche différents. La première tempête du 14/02/2016 en provenance du secteur Ouest avec une énergie de  $1587,8\text{m}^2.\text{h}$  a été à l'origine d'une submersion marine dans le port et la plage d'El Djamilia où plusieurs bateaux de pêche ont été endommagés (Figure IV-

1). D'après la carte de propagation des vagues au pic de la tempête (Figure IV-17), on a observé que la digue principale du port était exposée à des vagues extrêmes d'une hauteur significative de 3 à 4 m.

De plus, l'élévation du niveau de la mer (Wave Set-up) résultant de l'oscillation des groupes de vagues à courte période (Nakaza et Hino, 1991) a été considéré et calculée en utilisant la formule de Miche dans le second ordre de rapprochement défini par LARRAS J, (1991) comme :

$$\zeta_M = \frac{\pi^2 H_{m0}^2}{2gT_{m0}^2} \left( 1 + \frac{3}{2sh^2 2\pi \frac{d}{L}} \right) coth^2 \left( 2\pi \frac{d}{L} \right)$$

(2)

Le résultat obtenu (Figure IV-18) montre qu'une élévation de 0,5 m a été enregistrée au pied de la digue principale du port d'El-Djamila. Au cours des 40 dernières années, seulement 4 tempêtes similaires (classe IV et secteur Ouest) ont été enregistrées. La deuxième tempête récemment enregistrée (le 24 mars 2018) a été la seule tempête de classe IV et du secteur NW observée au cours des 40 dernières années. Cette tempête a provoqué d'énormes dégâts dans le port de Tamentfoust. Plusieurs petits bateaux de pêche ont été endommagés à l'intérieur du port et plusieurs d'entre eux ont coulés (Figure IV-1). Ce port, bien qu'il soit situé dans une zone abritée à l'Est de la baie d'Alger, il a été exposé à une forte houle de 2 à 3 m (Figure IV-17) avec une surélévation  $\zeta_M$  de 0,5 m (Figure IV-18). L'impact enregistré par cette tempête considérée comme rare du point de vue de la direction de ses vagues et non du point de vue de son énergie, confirme qu'il est très important que la direction des vagues soit considérée lors de l'analyse des vagues extrêmes pour les différentes échelles temporelles.

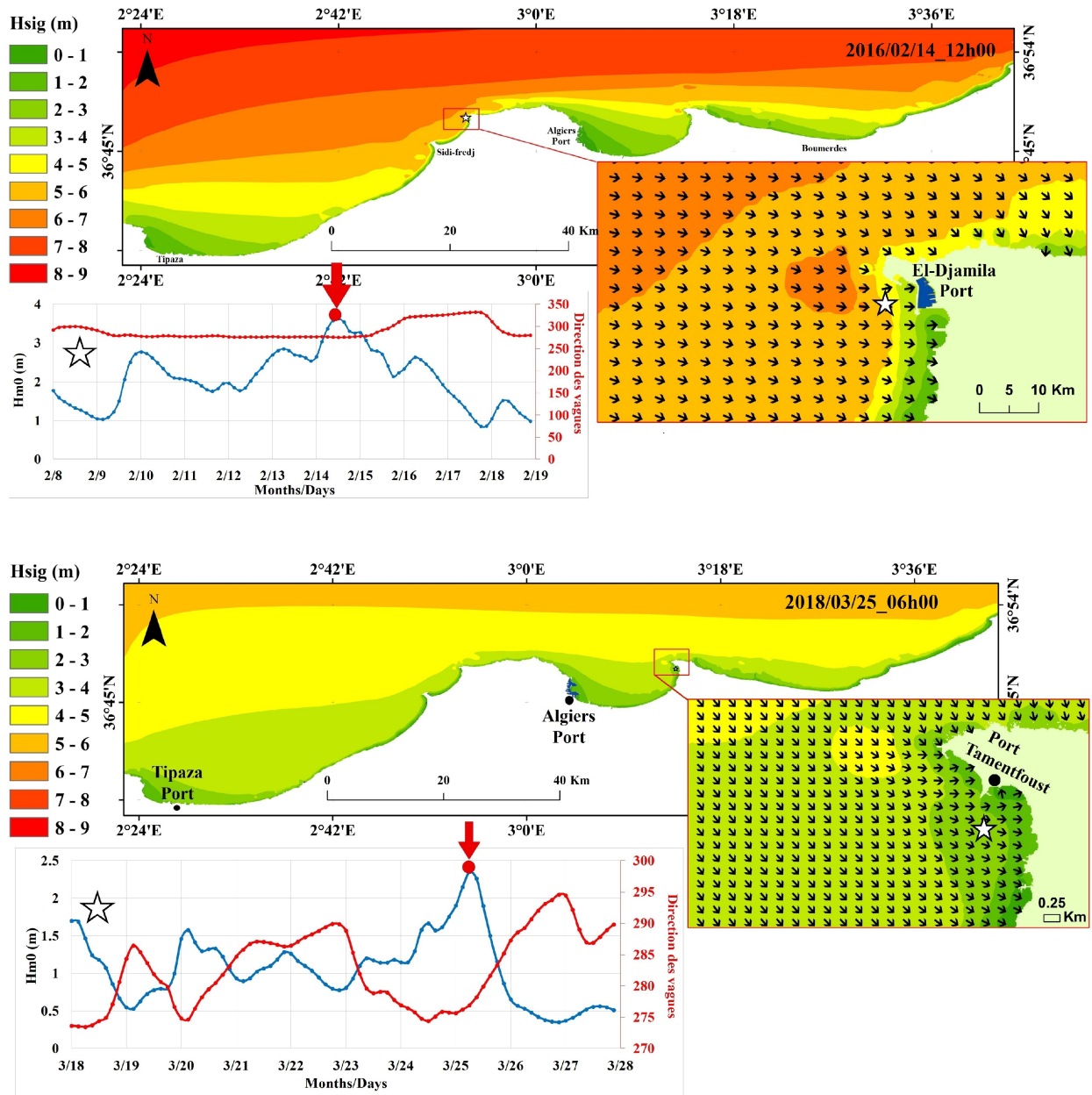


Figure IV-17. Diagramme chronologique de la variation de hauteur de vague significative enregistrée à côté du port d'El-Damila (en haut) et à côté du port de Tamentfoust (en bas) pendant les tempêtes extrêmes de février 2016 et mars 2018 successivement, avec la carte de distribution des  $H_{m0}$  au moment des pics des tempêtes

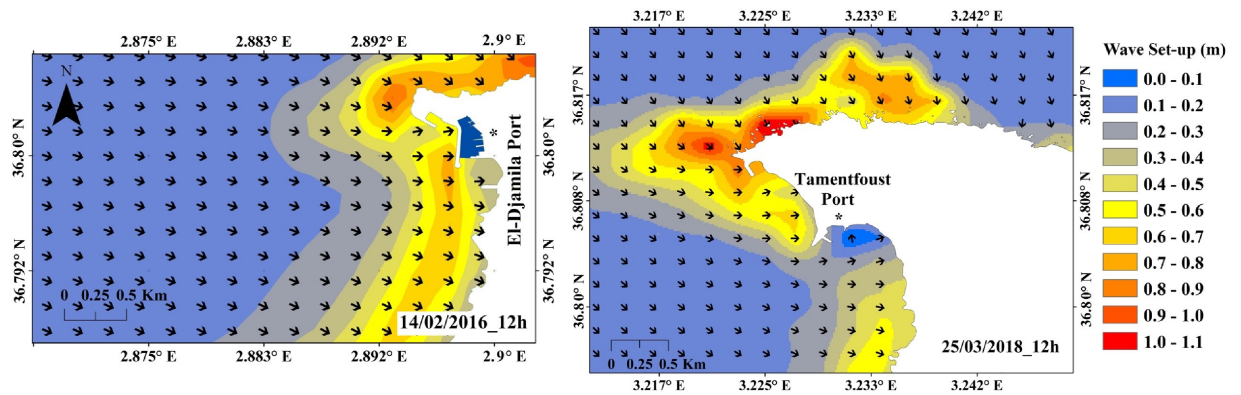


Figure IV-18. Distribution des élévations du niveau de la mer (Wave Set-up) résultant de l'oscillation des groupes de vagues à courte période estimées à côté du port d'El-Damila et à côté du port de Tamentfoust pendant les pics de tempêtes extrêmes de février 2016 et mars 2018

#### 4.4. Classification des zones côtières vulnérables aux attaques des vagues

Dans cette partie nous allons déterminer les zones côtières exposées à de fortes énergies de vague durant les jours de tempête les plus violents (classe IV et V). Les 16 événements de tempête appartenant à ces deux classes ont été simulés à bas du modèle SWAN imbriqué, et utilisé pour la détermination des énergies des vagues maximal observé dans les côtes algéroise durant les 40 dernières années. Ainsi, les hauteurs significatives maximales des vagues et les surélévations marines causées par l'oscillation des groupes de vagues à courts période ont été calculé et cartographiée.

En considérant l'effet du fond dans les zone à faible profondeurs, La puissance des vagues par unité de largeur transmise par des vagues irrégulières dans n'importe quelle profondeur d'eau peut être estimée à partir de la hauteur de vague significative  $H_{m0}$ , de la période des vagues  $T_{m02}$ , des longueurs d'onde  $L$  et de la profondeur d'eau locale  $d$  comme présenté dans Bonnefille 1992 par :

$$E = \frac{\rho g H_{m0}^2}{16} \frac{L}{T} \left( 1 + \frac{4\pi \frac{d}{L}}{Sh(4\pi \frac{d}{L})} \right) \quad (3)$$

Les résultats cartographiés dans les figures IV-19, IV-20 et IV-21 présente la distribution spatial (sur une bande de 300 m du rivage) des énergies et les hauteurs significatives maximales des vagues enregistrés durant 40 ans le long des côtes algéroises ainsi que les surélévations maximales de l'oscillation des groupes de vagues de courte période. Ces cartes nous ont permis de sélectionner

plusieurs rivage exposé face des vagues extrême d'une énergie qui dépasse 200kW /m et a des hauteurs significative de vagues de 4 à 6m, avec une surélévation qui dépasse 1 m. plusieurs ouvrage de protection son déjà implémenté dans la plupart de ces zones côtières. Ainsi, les zones sélectionnées comprennent l'ensemble des zones détaillées dans la section précédente qui ont connue des dégâts importante durant les vingt dernières années. Parmi les zone sélectionnée, certain zone sont caractérisé par la présence de ferme aquacole dont la zone de Kouali dont les hauteurs maximales des vagues ont atteint les 6 m en 2001 avec une énergie supérieure à 200 kW/m. Les ferme aquacole installées dans ces zones sont donc exposées a un risque naturel élevé, qui peut engendrer des pertes économiques importantes. Il est à préciser que les zones sélectionnées dans cette section sont les zones exposées à des états de la mer les plus extrêmes. Néanmoins, d'autres zones côtières non sélectionnées et définies comme des zones vulnérables dans des études antérieures (Mihoubi et al, 2014), peuvent subir des impacts considérables durant ces tempêtes en prenant en considération leur nature géomorphologique (pente). La connaissance des énergies maximales probable sur une côte donnée constitue une information importante pour les usagers de la mer, dont les services d'assurance, les services de sécurité maritime, et surtout pour les services des travaux et d'ingénierie maritime.

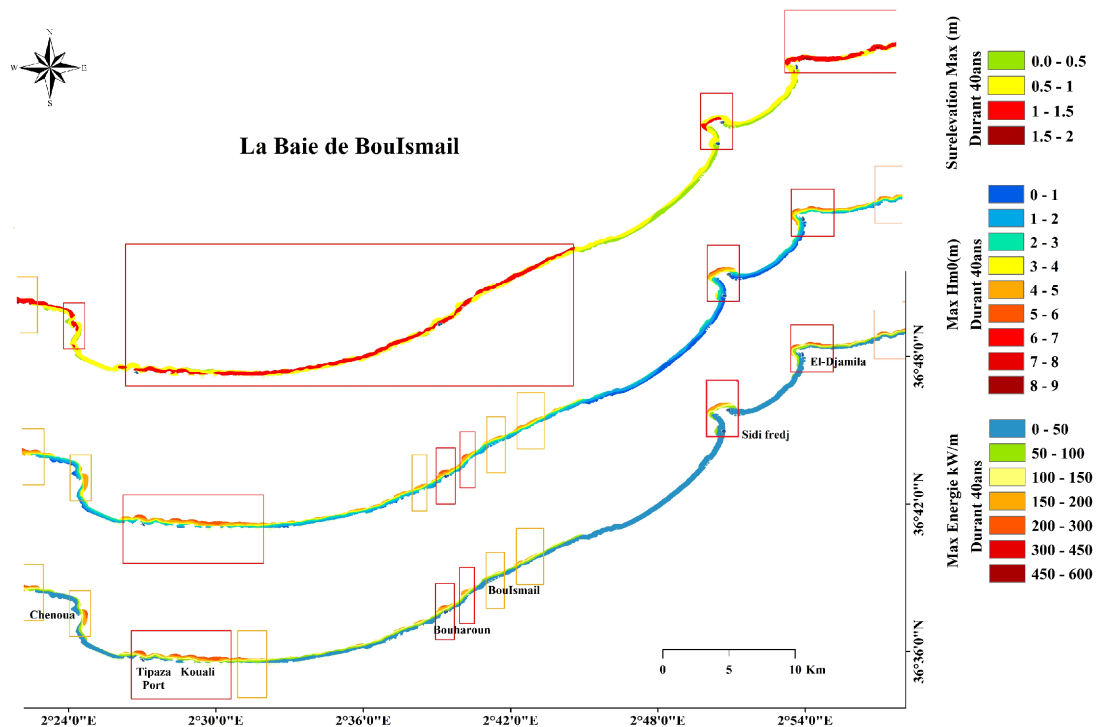


Figure IV-19. Carte des maximums d'énergies, des hauteurs significatives maximales des vagues et des surélévations maximales du niveau de la mer due à l'oscillation des groupes de vagues à courte périodes. (Baie de BouIsmaïl)

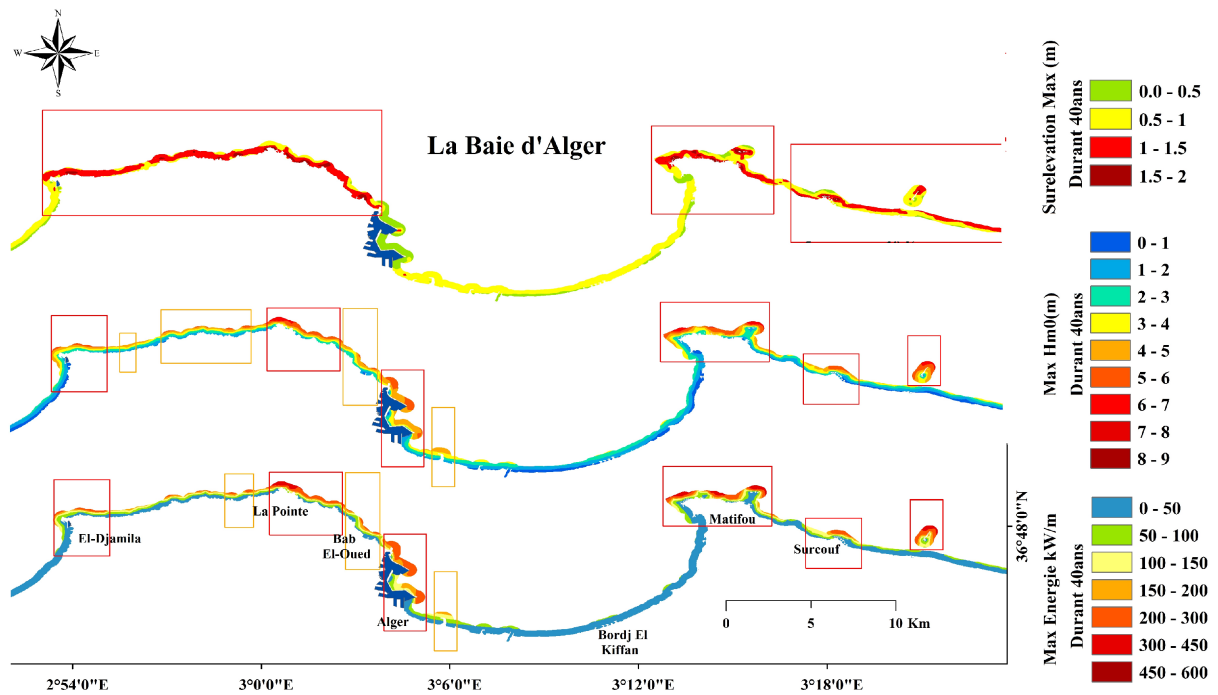


Figure IV-20. Carte des maximums d'énergies, des hauteurs significatives maximale des vagues et des surélévations maximales du niveau de la mer due à l'oscillation des groupes de vagues a courte périodes. (Baie d'Alger)

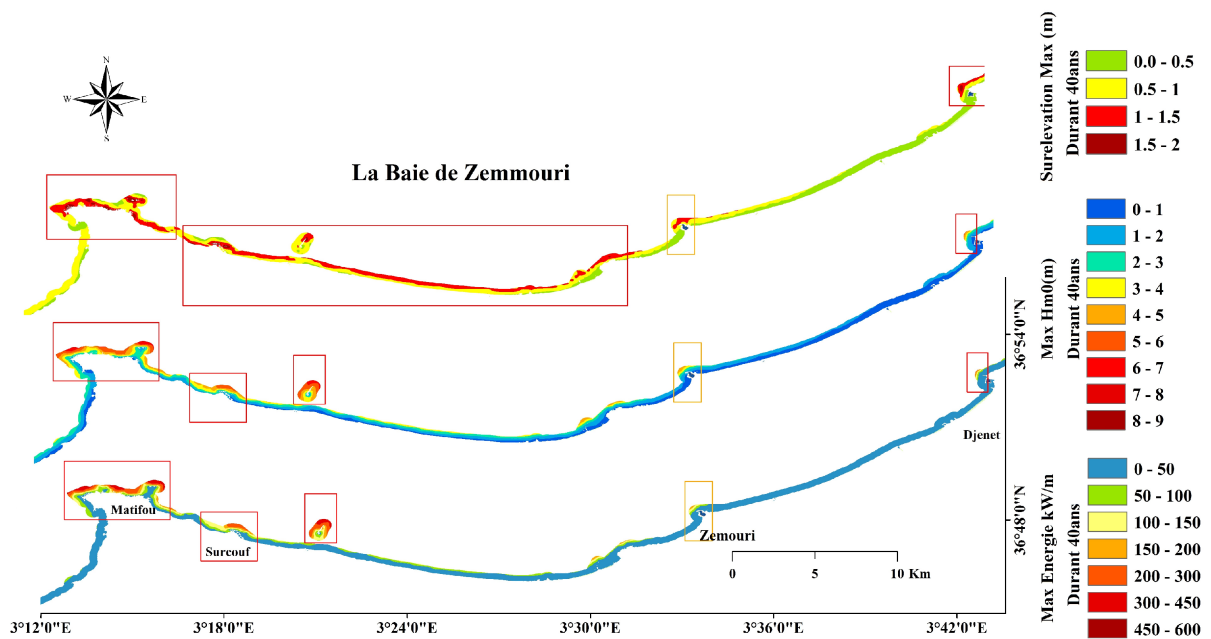


Figure IV-21. Carte des maximums d'énergies, des hauteurs significatives maximale des vagues et des surélévations maximales du niveau de la mer due à l'oscillation des groupes de vagues a courte périodes. (Baie de Zemmouri)

## 5. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons développé la deuxième partie principale de cette thèse qui consiste en l'étude de l'aspect destructeur des énergies houlomotrice des vagues. Comme nous avons déjà mentionnée, les vagues de fort potentiel énergétique sont observés durant les jours de tempête avec des ampleurs différentes. Ainsi, jusqu'à présent aucune étude n'a été élaborée pour l'analyse posteriori des tempêtes marines survenue dans les côtes algériennes. En utilisant une base de données a posteriori du vague développé sur 40 avec une résolution temporelle de 3h, nous avons filtré et classé les tempêtes marines survenue au cours des 40 dernières année, en se basant sur l'indice d'énergie des tempête de vague de Daolan & Davis (1992). 729 tempêtes ont été recensée et répartie en 5 classe, dont 13 évènement extrême et 3 évènement catastrophe.

D'après l'analyse des variations temporelles des tempêtes de vagues sur différentes échelles temporelles, nous avons observé une augmentation du nombre des tempêtes à grande ampleurs durant les dernières années. Ces tempêtes ont provoqué d'énorme Degas le long des côtes algéroises. Un nouveaux modèle SWAN (grille local) imbriqué dans le modèle Swan calibré pour l'ensemble du bassin Méditerranéen a été implémenté après une calibration par rapport a des mesure in-situ effectuée par la bouée de Tamentfouste. Ce modèle opérationnel et de haute précision et d'une haute résolution spatial a permis de simuler la propagation des vagues et de leurs énergies le long des côtes algérienne durant les tempête extrême et les catastrophes qui ont causé des dégâts humains, matériels et économiques. Les résultats ont permis de quantifier l'ampleur des vagues dans les zones touchées durant ces différents évènements et de conclure que la vulnérabilité d'une zone donnée ne dépend pas seulement de l'ampleur énergétique de la tempête mais surtout de la direction de provenance de cette tempête. Ainsi, Les tempête qui ont causé des dégâts durant les deux dernières décennies sont considérées très très rare du point de vue de leur direction et dont la plus part ont été observé une seule fois durant les 40 dernières années comme la tempête responsable du naufrage de navire Bechar et Betna ou la CNAN a considéré que la cause été une erreur humaine en absence de l'historique des tempêtes marine dans les côte algérienne.

Dans la dernière partie de ce chapitre nous avons développé une carte présentant le maximum d'énergie, de surélévation par oscillation des vagues et des hauteurs significatifs des vagues enregistré durant les 40 dernières année le long des côtes algéroises et durant l'ensemble des tempêtes extrême

et catastrophiques. Ces cartes ont permis de classer plusieurs zones caractérisées par des énergies de vague importantes, dont la plupart ont déjà subi des dégâts et où des ouvrages de protection côtiers sont déjà installés.

## **Chapitre V: Conclusion générale et Perspectives**

---

## 1. Conclusion General

La présente thèse a pour objectif d'étudier les énergies des vagues dans les côtes algériennes, en vue de leur potentiel récupérable sous forme d'électricité et en vue de leur potentiel destructif remarquable dans les côtes algériennes. Cette thèse est répartie en trois parties principales.

La première partie consiste en l'implémentation d'un modèle opérationnel de simulation des vagues (SWAN) calibrées par rapport à des mesures in situ effectuées dans les côtes Algériennes et validées dans l'ensemble du bassin ouest Méditerranéen. Cette étude vise à présenter une évaluation et la mise en œuvre d'un modèle SWAN de prévision à posteriori à haute résolution des vagues de vent forcée par les champs de vent du CFSR dans le bassin Méditerranéen Occidental, en tenant compte des développements récents en modélisation des vagues comme le nouveau package des termes source ST6. À cet effet, le modèle SWAN a été calibré sur la base d'observations annuelles de la bouée d'Azeffoune (côte algérienne) et validé par rapport à onze mesures de bouées de vagues dans le bassin ouest Méditerranéen. Pour le processus d'étalonnage, nous nous sommes concentrés sur les coefficients de dissipation par whitecapping (CD) ; le paramètre le moins connu dans les modèles de simulation des vagues, et sur les termes sources de croissance exponentielle de vent et de dissipation par whitecapping. L'analyse des erreurs statistique des résultats d'étalonnage, a permis de conclure que l'étalonnage du modèle SWAN a corrigé la sous-estimation des hauteurs significatives des vagues obtenue par le modèle SWAN en mode par défaut. Ainsi, l'étalonnage a permis d'améliorer la performance du modèle dans le bassin de la Méditerranée occidentale (le biais moyen a diminué de 0,21 m à -0,04 m pour une hauteur de vague significative  $H_{m0}$  et de -0,74 s à -0,36 s pour les périodes moyennes des vagues  $T_{m02}$ ). Il s'est avéré que la formule de croissance des vagues de Janssen (Janssen, 1991,1989) tendent à surestimer les hauteurs significatives des vagues et que les formules les plus adaptées dans le bassin Méditerranéen occidental se présentent par la croissance exponentielle de vent de Komen et al (1984), et les termes sources de dissipation par whitecapping de Janssen (1991) avec  $C_{ds}=1$ . Concernant les résultats obtenus par le package de la nouvelle source terme ST6, les statistiques d'erreur obtenues par le ST6 calibré demeurent légèrement supérieures aux erreurs obtenues avec la formule de croissance exponentielle de vent de Komen et al (1984). D'autre part, la période de simulation à l'aide du ST6 est 1,5 fois plus longue que la période de simulation avec la formule précédente de Komen et al (1984). Il est donc préférable d'utiliser la formule de Komen et al

(1984) pour la croissance exponentielle de vent, en combinaison avec celle de Janssen (1991, 1989) pour les simulations à haute résolution spatiale, ou pour les simulations à long terme.

La comparaison des résultats de simulation obtenus à l'aide du modèle SWAN calibrés avec onze bouées de mesure a montré une haute performance du modèle SWAN calibré avec un indice de dispersion moyenne de 30% pour les hauteurs de vagues significatives et de 19% pour la période moyenne des vagues. Ce modèle SWAN calibré est le premier modèle pratique de prévision a posteriori des vagues avec la résolution spatiale la plus élevée dans les modèles existants (~3 km) et une grande précision dans le bassin algérien.

En comparant les résultats du SWAN calibré aux résultats des autres modèles tels que WAM et TOMAWAC et WW3 développés par les études précédentes dans le bassin Méditerranéen occidental, nous avons conclu que le modèle SWAN implémenté dans cette étude, forcé par les vents du CFSR et calibré par rapport aux mesures de la bouée d'Azeffoun est le modèle le plus performant et le plus précis pour le bassin Ouest Méditerranéen . Ce modèle est aussi le premier et l'unique modèle validé dans la côte Algérienne. Ce modèle permettra de passer vers un maillage plus fin et local grâce au système de grille emboîtée du modèle SWAN.

La deuxième partie de la thèse consiste en une évaluation à long terme de la ressource en énergie des vagues propagées le long du bassin algérien, sur la base d'une estimation a posteriori des vagues de 39 ans. Pour le développement de la base de données des vagues a posteriori utilisé dans cette étude, nous nous sommes basés sur le modèle SWAN (Simulating wave nearshore) implémenté et évaluons dans le chapitre II. Plus de 23 PC avec un processeur i7 et une station de travail Dell précision avec un processeur de 46 cores ont été utilisé pour le développement de cette base de données. Sur la base des résultats des prévisions a posteriori développées, une analyse spatiale et locale détaillée a été effectuée. Nous avons déterminé les variations horaires, mensuelles, saisonnières et annuelles des ressources d'énergie des vagues, la distribution de la probabilité d'occurrence pour différentes plages de puissance des vagues et différentes directions, la probabilité d'états de mer calme, le WEDI (indice de développement énergétique des vagues) et l'énergie annuelle totale des vagues et leur distribution en fonction de la hauteur significative des vagues et la période énergétique. Tous ces résultats constituent un outil d'aide à la décision très important pour la mise en œuvre et la conception futures des WECs et des structures offshore dans le bassin algérien. Les résultats montrent que les côtes

algériennes se caractérisent par un potentiel d'énergie houlomotrice considérable avec un hotspot important dans les côtes Est. Ainsi, nous avons enregistré une variabilité significative dans la distribution des énergies des vagues le long de la côte algérienne. La zone occidentale du bassin est caractérisée par une énergie moyenne de ( $\sim 7,5$  kw /m) avec une faible variation mensuelle et saisonnière (1,2), la zone centrale est caractérisée par une énergie totale annuelle des vagues de 63 MWh/m/an et un WEDI considérable de 1,9%, et la côte orientale algérienne est caractérisée par un potentiel énergétique annuel total qui est parmi les plus importants dans la Méditerranée, dépassant 100 MWh/m avec une probabilité que la mer calme est inférieure à 18%. Les résultats de cette étude ont montré que les énergies des vagues disponibles dans les côtes algériennes sont plus prometteuses comparées aux énergies disponibles dans les différentes côtes Méditerranéennes,

Vu la variabilité remarquable de la distribution des énergies houlomotrice dans les côtes algériennes, il est nécessaire d'effectuer une analyse multicritères basée sur les limites de fonctionnements des WECs existantes (matrices de puissance des WE Cs) qui dépendent des caractéristiques physiques des vagues et des ressources en énergie annuelle disponible, afin d'assurer une exploitation optimale des énergies houlomotrice disponible dans les côtes algériennes et d'assurer une conception économique et durable des structures offshore (en dépend du WEDI dans la zone concernée). Ainsi, l'omniprésence des ressources d'énergie houlomotrice est un critère important qui peut être estimé en matière de coefficients de variation et de probabilité de l'état de mer calme durant l'année.

Dans la troisième partie de cette thèse, nous nous sommes concentrés sur l'aspect destructif des énergies des vagues, qui ont causé d'énormes dommages dans les côtes algériennes, principalement dans le littoral centre (zone algéroise), qui est caractérisée par une très forte pression anthropique. L'étude du régime des tempêtes de vagues et de l'impact potentiel des énergies des vagues de tempête dans les côtes centre algéroise durant les 40 dernières années a permis de développer la première et l'unique base de données des événements de tempêtes de vagues survenues dans les côtes algériennes centre. 729 tempêtes ont été recensées et réparties en 5 classes, dont 3 tempêtes catastrophe, 13 tempêtes extrême, 59 tempêtes extensive, 162 tempêtes moyennent et 492 tempêtes faibles.

L'analyse des variations temporelles des tempêtes de vagues a permis d'observer une augmentation remarquable dans le nombre des tempêtes de vagues de classe III, IV et V durant les deux dernières

décennies, qui justifiaient l'augmentation du nombre de dégâts causés par les tempêtes de vagues enregistré le long des côtes algériennes.

Pour la quantification et l'évaluation de l'ampleur des vagues de tempête dans les zones touchées durant les différents événements extrêmes et catastrophiques, nous avons étudié la propagation des vagues de tempête en utilisant un nouveau modèle SWAN opérationnel que nous avons calibré pour la côte algérienne avec des mesures in-situ de la bouée de Tamentfoust. Le modèle implémenté dans cette partie est un modèle local de haute résolution spatio-temporelle imbriqué dans le modèle Swan à grille grossière présenté dans le chapitre II et qui couvre l'ensemble du bassin ouest Méditerranéen. L'étude de la propagation des vagues de tempête a permis de simuler différents événements responsables de plusieurs pertes humaines, matérielles et économiques. Les résultats de cette étude ont permis de tirer plusieurs conclusions principales :

- la vulnérabilité d'une zone donnée ne dépend pas seulement de l'ampleur énergétique de la tempête mais surtout de la direction de provenance de cette tempête
- Le naufrage de navire Béchar et Betna considéré par la CNAN comme conséquence d'une erreur humaine est survenu durant une tempête marine extrême survenues seulement trois fois durant les 40 dernières années en vue de son énergie et de sa direction.
- une connaissance de l'historique des tempêtes marines survenues dans les côtes algériennes est essentielle pour assurer des aménagements durables et économiques, pour la navigation et la sécurité maritime.
- Les inondations de bab-el-oued qui ont causé plus que 800 morts avec des pertes matérielles très importantes. Ces événements constituent une circonstance très critique et exceptionnelle qui nécessite une étude ciblée et détaillée sur l'effet des vagues de tempête pendant les inondations des zones littorales. Il s'agit d'une coïncidence très exceptionnelle entre une tempête de vague de (classe V) en provenance du Nord (observé une seule fois au cours des 40 dernières années) et une précipitation exceptionnelle dépassante 260 mm en 24 heures, qui a été la première observée depuis 1908.
- L'érosion intensive du 31/01/2015 observée dans la plage de Surcouf, provoquant la démolition de deux bâtiments et l'endommagement de plusieurs autres, avait pour origine une tempête de vague catastrophique de classe V observée une seule fois durant 40 ans en vue de sa direction ; cette tempête était précédée deux jours avant par une tempête de classe 3.

- Les submersions marines observées dans le port d'El Djamila en 2016 et dans le port de Tamentfoust en 2018 sont à l'origine de deux tempêtes extrêmes de classe IV qui ont provoqué une surélévation du niveau de la mer au report supérieur à 0.5m au pied des digues principales des deux ports due à l'oscillation des groupes de vagues à courte période.
- Les tempêtes responsables des dégâts importants dans les côtes algéroises observées durant les deux dernières décennies sont considérées très très rares du point de vue de leur direction et la plupart ont été observées une seule fois durant les 40 dernières années.
- Pour assurer un développement durable et économique du littoral, la connaissance des hauteurs de vagues extrêmes n'est pas un paramètre suffisant en l'absence de leurs directions et de la persistance la plus probable de ces événements. Il est plus intéressant de considérer la direction des vagues lors de l'analyse des vagues extrêmes et des tempêtes à forte ampleur énergétique.
- Les cartes des énergies maximales des vagues, des hauteurs significatives maximales des vagues et des surélévations maximales enregistrées durant les 40 dernières années près des côtes algéroises permettent de localiser les rivages exposés à des risques de submersion et d'érosion élevées similaires à ceux déjà observés précédemment, dont la zone de Kouali où les vagues atteignent le rivage avec une énergie supérieure à 150 kw /m et une hauteur  $H_{m0}$  de 4 à 5m et une surélévation supérieure à 1 m.
- La plupart des zones considérées exposées à de forts potentiels énergétiques sont déjà aménagées par des ouvrages de protection côtière. La quantification des potentiels d'énergies auquel ces ouvrages sont exposés permettra d'assurer un renforcement durable et économique de ces derniers.

## **2. Apport de la thèse**

Cette thèse a permis d'enrichir les connaissances actuelles dans le domaine du climat des vagues et de génie maritime en Algérie et en méditerrané ouest. Les fruits de cette thèse, permettent de répondre à différentes problématiques de recherche en milieu littoral. Parmi ces fruits les plus importants sont:

- l'implémentation du premier modèle de simulation des vagues à haute précision calibré et validé dans les côtes algériennes, d'une résolution spatiale de 3 km et d'une résolution temporelle de 30 m ; ce modèle calibré est actuellement le plus performant en méditerrané ouest.

- Développement d'une base de données a posteriori de 39 ans concernant les énergies des vagues dans le bassin ouest Méditerranéen avec une résolution spatiale de 3 km et d'une résolution temporelle de 3 h.
- Développement d'une base de données à posteriori de 40 ans de climat des vagues pour l'ensemble du bassin ouest Méditerranéen avec une résolution spatiale de 3 km et d'une résolution temporelle de 3 h.
- Implémentation d'un modèle local opérationnel (SWAN) imbriqué dans le modèle implémenté pour l'ensemble du bassin Méditerranéen et calibré localement par des mesures in-situ dans les côtes algérois centre ; un modèle de haute précision, d'une résolution spatiale de 200m et d'une résolution temporelle de 30 min.
- Développement d'une base de données des tempêtes de vagues survenues durant les 40 dernières années.
- Cette thèse a permis de produire 1 article international de classe « A », un article international classe «C » et deux articles proceeding internationaux. Ainsi, deux autre articles ont été soumissionnée dans deux autre revue de classe A.

### **3. Perspectives**

Les résultats prometteurs concernant les ressources en énergie marine renouvelable dans les côtés algériens, obtenues durant cette thèse, nous ont amenés à se demander quelle sont les récupérateurs d'énergies des vagues optimales dans les côtes algériennes d'un point de vue économique. Pour répondre à cette problématique nous avons prévu de projeter les matrices de puissance des WECs existant par rapport à la matrice des ressources annuelles recensées durant la présente thèse en fonction de la hauteur significative des vagues et de leur période énergétique. Cette projection permettra au décideur d'évaluer correctement la rentabilité des différents WECs dans différentes zones d'intérêt.

Après avoir obtenu des résultats pertinents par la méthode d'évaluation de l'impact potentiel des énergies des vagues les jours de tempête développée dans la zone algéroise. Nous avons projeté d'établir une étude similaire dans les côtes Algériennes Ouest et Est avec l'implémentation de deux nouveaux modèles opérationnels de haute résolution spatial calibré par rapport à des mesures in situ effectuées dans ces deux zones Ouest et Est

D'autre part il est prévu d'élaborer un SIG-WEB pour le partage des bases de données des vagues développées durant cette thèse couvrant l'ensemble du bassin ouest Méditerranéen ; cette base de données est actuellement la plus précise dans le bassin ouest Méditerranéen avec aussi bien la plus haute résolution spatiale.

Au final, par la combinaison de l'ensemble des résultats obtenus durant cette thèse nous avons prévu d'étudier la rentabilité de l'installation des récupérateurs d'énergies des vagues comme le LIMPET OWC ou WEC SSG dans les futurs ouvrages de protection des côtes, dans les futures installations offshore et dans les futurs ports, dont le plus grand port d'Algérie prévue à El-Hamdania.

# **Références bibliographiques**

## Références bibliographiques

Aijaz, S., Rogers, W.E., Babanin, A. V., 2016. Wave spectral response to sudden changes in wind direction in finite-depth waters. *Ocean Model.* 103, 98–117. <https://doi.org/10.1016/J.OCEMOD.2015.11.006>

Akpınar, A., Bingölbali, B., 2016. Long-term variations of wind and wave conditions in the coastal regions of the Black Sea. *Nat. Hazards* 84, 69–92. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2407-9>

Akpınar, A., Bingölbali, B., Van Vledder, G.P., 2016. Wind and wave characteristics in the Black Sea based on the {SWAN} wave modèle forced with the {CFSR} winds. *Ocean Eng.* 126, 276–298. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2016.09.026>

Akpınar, A., Bingölbali, B., Van Vledder, G.P., 2017. Long-term analysis of wave power potential in the Black Sea, based on 31-year SWAN simulations. *Ocean Eng.* 130, 482–497. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2016.12.023>

Akpınar, A., Ponce de León, S., 2016. An assessment of the wind re-analyses in the modelling of an extreme sea state in the Black Sea. *Dyn. Atmos. Ocean.* 73, 61–75. <https://doi.org/10.1016/J.DYNATMOCE.2015.12.002>

Akpınar, A., van Vledder, G.P., Kömürçü, M.İ., Özger, M., 2012. Evaluation of the numerical wave modèle (SWAN) for wave simulation in the Black Sea. *Cont. Shelf Res.* 50–51, 80–99. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2012.09.012>

Alves, J.H.G.M., Banner, M.L., 2003. Performance of a Saturation-Based Dissipation-Rate Source Term in Modeling the Fetch-Limited Evolution of Wind Waves. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 1274–1298. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<1274:POASDS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<1274:POASDS>2.0.CO;2)

Amante, C., Eakins, B.W., 2009. {ETOPO}1 Global Relief Modèle converted to {PanMap} layer format. NOAA-National Geophys. Data Cent. <https://doi.org/https://doi.org/10.1594/PANGAEA.769615>

Amarouche, K., Akpınar, A., Bachari, N.E.I., Çakmak, R.E., Houma, F., 2019. Evaluation of a high-resolution wave hindcast modèle SWAN for the West Mediterranean basin. *Appl. Ocean Res.* 84, 225–241. <https://doi.org/10.1016/J.APOR.2019.01.014>

Amarouche, K., Bachari, N.-E.-I., Houma, F., 2017. Study of the coastal wave energy propagation using {GIS} and hydrodynamic model, in: Suha Ozden, Cengiz Akbulak, R.C.E., Oznur Karaca, F.S. and M.A. (Eds.), PROCEEDING BOOK OF THE INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GIS APPLICATIONS IN GEOGRAPHY & GEOSCIENCES. Çanakkale Onsekiz Mart University, Canakkale, Turkey, pp. 55–64. <https://doi.org/ISBN : 978 - 605 - 4222 - 54 - 4>

Amarouche, K., Bachari, N.-E.-I., Houma, F., 2018. Simulation of Hydrodynamic Behavior Using Data from Coastal Weather Stations at the Bejaia Bay, Algeria, in: *Recent Advances in Environmental Science from the Euro-Mediterranean and Surrounding Regions*, Advances in Science, Technology & Innovation. Springer, Cham, pp. 1595–1598. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4\\_463](https://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4_463)

Anfuso, G., Rangel-Buitrago, N., Cortés-Useche, C., Iglesias Castillo, B., Gracia, F.J., 2016. Characterization of storm events along the Gulf of Cadiz (eastern central Atlantic Ocean). *Int. J. Climatol.* 36, 3690–3707. <https://doi.org/10.1002/joc.4585>

Appendini, C.M., Torres-Freyermuth, A., Oropeza, F., Salles, P., López, J., Mendoza, E.T., 2013. Wave modeling performance in the Gulf of Mexico and Western Caribbean: Wind reanalyses assessment. *Appl. Ocean Res.* 39, 20–30. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2012.09.004>

Ardhuin, F., Bertotti, L., Bidlot, J.-R., Cavaleri, L., Filipetto, V., Lefevre, J.-M., Wittmann, P., 2007. Comparison of wind and wave measurements and models in the Western Mediterranean Sea. *Ocean Eng.* 34, 526–541. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2006.02.008>

Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A. V., Filipot, J.-F., Magne, R., Roland, A., van der Westhuysen, A., Queffelec, P., Lefevre, J.-M., Aouf, L., Collard, F., 2010. Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I: Definition, Calibration, and Validation. *J. Phys. Oceanogr.* 40, 1917–1941. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4324.1>

Babanin, A. V., Tsagareli, K.N., Young, I.R., Walker, D.J., 2010. Numerical Investigation of Spectral Evolution of Wind Waves. Part II: Dissipation Term and Evolution Tests. *J. Phys. Oceanogr.* 40, 667–683. <https://doi.org/10.1175/2009JPO4370.1>

Babanin, A. V., Young, I.R., Banner, M.L., 2001. Breaking probabilities for dominant surface waves on water of finite constant depth. *J. Geophys. Res. Ocean.* 106, 11659–11676. <https://doi.org/10.1029/2000JC000215>

Babarit, A., Babarit, A., 2017. Wave Energy Conversion Historical Perspective. *Wave Energy Convers.* 37–98. <https://doi.org/10.1016/B978-1-78548-264-9.50002-1>

Banner, M.L., Babanin, A. V., Young, I.R., Banner, M.L., Babanin, A. V., Young, I.R., 2000. Breaking Probability for Dominant Waves on the Sea Surface. *J. Phys. Oceanogr.* 30, 3145–3160. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<3145:BPFDWO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<3145:BPFDWO>2.0.CO;2)

Battjes J. A., Janssen J. P. F. M., 1978. Energy Loss and Set-Up Due to Breaking of Random Waves, in: *Coastal Engineering, Proceedings*. pp. 569–587. <https://doi.org/10.1061/9780872621909.034>

Benoit, M., Marcos, F., Becq, F., 1996. Development of a Third Generation Shallow-Water Wave Modèle with Unstructured Spatial Meshing, in: *Coastal Engineering Proceedings, Proceedings*. pp. 465–478. <https://doi.org/10.1061/97808784402429.037>

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>

Besio, G., Mentaschi, L., Mazzino, A., 2016. Wave energy resource assessment in the Mediterranean Sea on the basis of a 35-year hindcast. *Energy* 94, 50–63. <https://doi.org/10.1016/J.ENERGY.2015.10.044>

Bingölbali, B., Akpınar, A., Jafali, H., Vledder, G.P. Van, 2019. Downscaling of wave climate in the western Black Sea. *Ocean Eng.* 172, 31–45. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2018.11.042>

Bolaños-Sanchez, R., Sanchez-Arcilla, A., Cateura, J., 2007. Evaluation of two atmospheric models for wind–wave modelling in the {NW} Mediterranean. *J. Mar. Syst., Marine Environmental Monitoring and Prediction* 65, 336–353. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.09.014>

Bonnefille, R., 1992. *Cours d'hydraulique maritime*. Masson, Paris.

Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave modèle for coastal regions: 1. Modèle description and validation. *J. Geophys. Res.* 104, 7649–7666. <https://doi.org/10.1029/98JC02622>

Bosom, E., Jiménez, J.A., 2011. Probabilistic coastal vulnerability assessment to storms at 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>

Bouchouicha, K., Razagui, A., Bachari, N.E.I., Aoun, N., 2016. Estimation of Hourly Global Solar Radiation Using {MSG}-{HRV} images. *Int. J. Appl. Environ. Sci.* 11, 351–368.

Bouchouicha, K., Razagui, A., El, N., Bachari, I., Aoun, N., 2015. MAPPING AND GEOSPATIAL ANALYSIS OF SOLAR RESOURCE IN ALGERIA.

Cavaleri, L., Rizzoli, P.M., 1981. Wind wave prediction in shallow water: Theory and applications. *J. Geophys. Res.* 86, 10961–10973. <https://doi.org/10.1029/JC086iC11p10961>

Cavaleri, L., Sclavo, M., 2006. The calibration of wind and wave modèle data in the Mediterranean Sea. *Coast. Eng.* 53, 613–627. <https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2005.12.006>

Cayan, D.R., Bromirski, P.D., Hayhoe, K., Tyree, M., Dettinger, M.D., Flick, R.E., 2008. Climate change projections of sea level extremes along the California coast. *Clim. Change* 87, 57–73. <https://doi.org/10.1007/s10584-007-9376-7>

Chawla, A., Spindler, D., Tolman, H., 2012. 30 Year Wave Hindcasts using {WAVEWATCH} {III} R with {CFSR} winds† Phase. NOAA/NWS/NCEP/MMAB. *Maryl. USA* 23.

Christensen, E.D., Johnson, M., Sørensen, O.R., Hasager, C.B., Badger, M., Larsen, S.E., 2013. Transmission of wave energy through an offshore wind turbine farm. *Coast. Eng.* 82, 25–46. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.08.004>

Clément, A., McCullen, P., Falcão, A., Fiorentino, A., Gardner, F., Hammarlund, K., Lemonis, G., Lewis, T., Nielsen, K., Petroncini, S., Pontes, M.-T., Schild, P., Sjöström, B.-O., Sørensen, H.C., Thorpe, T., 2002. Wave energy in Europe: current status and perspectives. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 6, 405–431. [https://doi.org/10.1016/S1364-0321\(02\)00009-6](https://doi.org/10.1016/S1364-0321(02)00009-6)

Cornett, A.M., 2008, January. A global wave energy resource assessment. In *The Eighteenth International Offshore and Polar Engineering Conference*. International Society of Offshore and Polar Engineers, No 579, p.9.

Cox, A.T., Cardone, V.J., Swail, V.R., 2011. On the Use of the Climate Forecast System Reanalysis Wind Forcing In Ocean Response Modeling, in: *Proceedings, 12th Int. Workshop Wave, Hindcasting, Forecasting*, Hawaii, USA. p. 20.

Cramer, W., Guiot, J., Fader, M., Garrabou, J., Gattuso, J.-P., Iglesias, A., Lange, M.A., Lionello, P., Llasat, M.C., Paz, S., Peñuelas, J., Snoussi, M., Toreti, A., Tsimplis, M.N., Xoplaki, E., 2018. Climate change and interconnected risks to sustainable development in the Mediterranean. *Nat. Clim. Chang.* 8, 972–980. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0299-2>

d'Ovidio, F., Isern-Fontanet, J., López, C., Hernández-García, E., García-Ladona, E., 2009. Comparison between Eulerian diagnostics and finite-size Lyapunov exponents computed from altimetry in the Algerian basin. *Oceanogr. Res. Pap.* 56, 15–31. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.07.014>

Damy, G., Gauthier, M., 1981. *Production d'énergie à partir de la houle*, {CNEXO}-. ed. Ifremer.

de León, S., Guedes Soares, C., 2008. Sensitivity of wave modèle predictions to wind fields in the Western Mediterranean sea. *Coast. Eng., Hindcast of Dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe* 55, 920–929. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.02.023>

Dhanak, M.R., Xiros, N.I., 2016. Introduction, in: *Springer Handbook of Ocean Engineering*. Springer International Publishing, Cham, pp. 1–9. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-16649-0\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-319-16649-0_1)

Djellouli, Y., de, A.S.-P. de l'Association I., 2003, undefined, n.d. Catastrophe «naturelle»: les inondations dévastatrices du 9 et 10 novembre 2001 à Bab El Oued (Alger, Algérie). [climatologie.be](http://climatologie.be).

Donatini, L., Lupieri, G., Contento, G., Pedroncini, A., Cusati, L.A., Crosta, A., 2015. MWM: A 35 years wind&wave high resolution hindcast dataset and an operational forecast service for the mediterranean sea, in: *18th International Conference on Ships and Shipping Research, NAV 2015*. ITA, Lecco, Italy, pp. 116–125.

Dolan, R., Davis; E, 1992. An intensity scale for Atlantic coast northeast storms. *J. Coast. Res.* 8, 840–853.

Donelan, M.A., Babanin, A. V., Young, I.R., Banner, M.L., Donelan, M.A., Babanin, A. V., Young, I.R., Banner, M.L., 2006. Wave-Follower Field Measurements of the Wind-Input Spectral Function.

Part II: Parameterization of the Wind Input. *J. Phys. Oceanogr.* 36, 1672–1689. <https://doi.org/10.1175/JPO2933.1>

Drew, B., Plummer, A.R., Sahinkaya, M.N., 2009. A review of wave energy converter technology. *Proc. Inst. Mech. Eng. Part A J. Power Energy* 223, 887–902. <https://doi.org/10.1243/09576509JPE782>

Falcão, A.F. de O., 2010. Wave energy utilization: A review of the technologies. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 14, 899–918. <https://doi.org/10.1016/J.RSER.2009.11.003>

Falcão, A.F.O., Henriques, J.C.C., 2016. Oscillating-water-column wave energy converters and air turbines: A review. *Renew. Energy* 85, 1391–1424. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2015.07.086>

Fan, Y., Lin, S.-J., Held, I.M., Yu, Z., Tolman, H.L., 2012. Global Ocean Surface Wave Simulation Using a Coupled Atmosphere–Wave Model. *J. Clim.* 25, 6233–6252. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00621.1>

Farley, F.J.M., 2018. The underwater resonant airbag: a new wave energy converter. *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 474, 20170192. <https://doi.org/10.1098/rspa.2017.0192>

Fernandez, H., Iglesias, G., Carballo, R., Castro, A., Fraguera, J.A., Taveira-Pinto, F., Sanchez, M., 2012. The new wave energy converter WaveCat: Concept and laboratory tests. *Mar. Struct.* 29, 58–70. <https://doi.org/10.1016/J.MARSTRUC.2012.10.002>

Gelci, R., Cazalé, H., Vassal, J., 1957. Prévission de la houle. La méthode des densités spectroangulaires. *Bull. d'information du Com. d'Océanographie d'Etude des Côtes* 9, 416–435.

Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Glob. Planet. Change* 63, 90–104. <https://doi.org/10.1016/J.GLOPLACHA.2007.09.005>

Guisado-Pintado, E., Malvárez, G., Navas, F., Carrero, R., 2014. Spatial distribution of storm wave energy dissipation for the assessment of beach morphodynamics. *J. Coast. Res.* 70, 259–265. <https://doi.org/10.2112/SI70-044.1>

Günther, H., Hasselmann, S., Janssen, P.A.E.M., 1992. The WAM Modèle cycle 4. Hamburg, Germany.

Hagerman, G., 2001. Southern New England wave energy resource potential. Proceedings of the Building Energy, Boston, USA.

Hasselmann, K., 1974. On the spectral dissipation of ocean waves due to white capping. *Boundary-Layer Meteorol.* 6, 107–127. <https://doi.org/10.1007/BF00232479>

Hasselmann, K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P., Olbers, D.J., Richter, K.,

Sell, W., Walden, H., 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project ({JONSWAP}). *Dtsch. Hydrogr. Z A8*, 1–95.

Hasselmann, S., Hasselmann, K., 1985. Computations and Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer in a Gravity-Wave Spectrum. Part I: A New Method for Efficient Computations of the Exact Nonlinear Transfer Integral. *J. Phys. Oceanogr.* 15, 1369–1377. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1985\)015<1369:CAPOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1985)015<1369:CAPOTN>2.0.CO;2)

Henfridsson, U., Neimane, V., Strand, K., Kapper, R., Bernhoff, H., Danielsson, O., Leijon, M., Sundberg, J., Thorburn, K., Ericsson, E., Bergman, K., 2007. Wave energy potential in the Baltic Sea and the Danish part of the North Sea, with reflections on the Skagerrak. *Renew. Energy* 32, 2069–2084. <https://doi.org/10.1016/J.RENENE.2006.10.006>

Himri, Y., Malik, A.S., Boudghene Stambouli, A., Himri, S., Draoui, B., 2009. Review and use of the Algerian renewable energy for sustainable development. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 13, 1584–1591. <https://doi.org/10.1016/J.RSER.2008.09.007>

Holthuijsen, L.H., 2007. *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge University Press.

Howe, D., Nader, J.-R., 2017. OWC WEC integrated within a breakwater versus isolated: Experimental and numerical theoretical study. *Int. J. Mar. Energy* 20, 165–182. <https://doi.org/10.1016/J.IJOME.2017.07.008>

Hwang, P.A., 2011. A Note on the Ocean Surface Roughness Spectrum. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 28, 436–443. <https://doi.org/10.1175/2010JTECHO812.1>

Iuppa, C., Cavallaro, L., Foti, E., Vicinanza, D., 2015. Potential wave energy production by different wave energy converters around Sicily. *J. Renew. Sustain. Energy* 7, 061701. <https://doi.org/10.1063/1.4936397>

Jacob, D., Podzun, R., 1997. Sensitivity studies with the regional climate modèle {REMO}. *J. Phys. Oceanogr.* 63, 119–129. <https://doi.org/10.1007/BF01025368>

Jakob, M., Lambert, S., 2009. Climate change effects on landslides along the southwest coast of British Columbia. *Geomorphology* 107, 275–284. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2008.12.009>

Janssen, P.A.E.M., 1991. Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 1631–1642. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<1631:QLTOWW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<1631:QLTOWW>2.0.CO;2)

Janssen, P.A.E.M., 1992. Consequences of the Effect of Surface Gravity Waves on the Mean Air Flow, in: *Breaking Waves*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 193–198. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-84847-6\\_19](https://doi.org/10.1007/978-3-642-84847-6_19)

Janssen, P.A.E.M., Janssen, P.A.E.M., 1989. Wave-Induced Stress and the Drag of Air Flow over Sea Waves. *J. Phys. Oceanogr.* 19, 745–754. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019<0745:WISATD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0745:WISATD>2.0.CO;2)

Jimenez, J.A., Balouin, Y., Ciavola, P., 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.* SI56, 1641–1645.

Jiménez, J.A., Sancho-García, A., Bosom, E., Valdemoro, H.I., Guillén, J., 2012. Storm-induced damages along the Catalan coast (NW Mediterranean) during the period 1958–2008. *Geomorphology* 143–144, 24–33. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2011.07.034>

Joubert, J.R., 2008. An investigation of the wave energy resource on the South African Coast, focusing on the spatial distribution of the South West coast.

Kasiulis, E., Kofoed, J., Povilaitis, A., Radzevičius, A., Kasiulis, E., Kofoed, J.P., Povilaitis, A., Radzevičius, A., 2017. Spatial Distribution of the Baltic Sea Near-Shore Wave Power Potential along the Coast of Klaipėda, Lithuania. *Energies* 10, 2170. <https://doi.org/10.3390/en10122170>

Kateb, K., 2003. Changements démographiques et organisation familiale en Algérie. *Maghreb Machrek* 95–110.

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>

Kofoed, J.P., Frigaard, P., Friis-Madsen, E., Sørensen, H.C., 2006. Prototype testing of the wave energy converter wave dragon. *Renew. Energy* 31, 181–189. <https://doi.org/10.1016/J.RENENE.2005.09.005>

Komen, G.J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P.A.E.M., 1994. *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*, Cambridge University Press. Cambridge University Press.

Komen, G.J., Hasselmann, K., Hasselmann, K., 1984. On the Existence of a Fully Developed Wind-Sea Spectrum. *J. Phys. Oceanogr.* 14, 1271–1285. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<1271:OTEOAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<1271:OTEOAF>2.0.CO;2)

Kutupoglu, V., Çakmak, R.E., Akpınar, A., van Vledder, G.P., 2018. Setup and evaluation of a SWAN wind wave modèle for the Sea of Marmara. *Ocean Eng.* 165, 450–464. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2018.07.053>

Larras J, 1991. *Physique de la houle et des lames*, Edf, numéro 36. ed. Paris.

Lavidas, G., Venugopal, V., 2017. A 35 year high-resolution wave atlas for nearshore energy production and economics at the Aegean Sea. *Renew. Energy* 103, 401–417. <https://doi.org/10.1016/J.RENENE.2016.11.055>

Leckler, F., Ardhuin, F., Filipot, J.-F., Mironov, A., 2013. Dissipation source terms and whitecap statistics. *Ocean Model., Ocean Surface Waves* 70, 62–74. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.03.007>

Liberti, L., Carillo, A., Sannino, G., 2013. Wave energy resource assessment in the Mediterranean, the Italian perspective. *Renew. Energy* 50, 938–949. <https://doi.org/10.1016/J.RENENE.2012.08.023>

Liu, T., Ma, F., 1980. Prediction of Extreme Wave Heights and Wind Velocities. *J. Waterw. Port, Coast. Ocean Div.* 106, 469–479.

Longuet-Higgins, M.S., 1970. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 2. *J. Geophys. Res.* 75, 6790–6801. <https://doi.org/10.1029/JC075i033p06790>

M Amirat, S.M.K. El Hassar, 2005. Economies d’Energie dans le Secteur de l’Habitat Consommation Electrique des Ménages “Cas d’un foyer algérien typique en période d’hiver.” *Rev. des énergies renouvelables* 8, 27–38.

Machane, D., Bouhadad, Y., Cheikhounis, G., Chatelain, J.-L., Oubaiche, E.H., Abbas, K., Guillier, B., Bensalem, R., 2008. Examples of geomorphologic and geological hazards in Algeria. *Nat. Hazards* 45, 295–308. <https://doi.org/10.1007/s11069-007-9167-5>

Mahmoudi, H., Spahis, N., Goosen, M.F., Ghaffour, N., Drouiche, N., Ouagued, A., 2010. Application of geothermal energy for heating and fresh water production in a brackish water greenhouse desalination unit: A case study from Algeria. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 14, 512–517. <https://doi.org/10.1016/J.RSER.2009.07.038>

Maouche, S., Morhange, C., Meghraoui, M., 2009. Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. *Mar. Geol.* 262, 96–104. <https://doi.org/10.1016/J.MARGEO.2009.03.013>

Mariotti, A., Pan, Y., Zeng, N., Alessandri, A., 2015. Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Clim. Dyn.* 44, 1437–1456. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2487-3>

Martinelli, L., Zanuttigh, B., Kofoed, J.P., 2011. Selection of design power of wave energy converters based on wave basin experiments. *Renew. Energy* 36, 3124–3132. <https://doi.org/10.1016/J.RENENE.2011.03.021>

Martínez-Asensio, A., Marcos, M., Jordà, G., Gomis, D., 2013. Calibration of a new wind-wave hindcast in the Western Mediterranean. *Journal Mar. Syst.* 121–122, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.04.006>

Medatlas Group, 2004. Wind and wave atlas of the Mediterranean Sea. Western European Armaments Organisation Research Cell.p 34.

Méhauté, B., 1976. An Introduction to Hydrodynamics and Water Waves, in: An Introduction to Hydrodynamics and Water Waves. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 3–15. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-85567-2\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-642-85567-2_1)

Menad, W., 2012a. Risques de crue et de ruissellement superficiel en métropole Méditerranéenne : cas de la partie ouest du Grand Alger. Doctoral dissertation. Université Paris Diderot Paris. p. 322

Menad, W., Douvinet, J., Beltrando, G., Arnaud-Fassetta, G., 2012. Evaluer l'influence de l'urbanisation face à un aléa météorologique remarquable : les inondations des 9-10 novembre 2001 à Bab-el-Oued (Alger, Algérie). *Géomorphologie Reli. Process. Environ.* 18, 337–350. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9954>

Mendoza, E.T., Jiménez, J.A., 2005. Factors Controlling Vulnerability To Storm Impacts Along The Catalanian Coast, in: *Coastal Engineering 2004*. World Scientific Publishing Company, pp. 3087–3099. [https://doi.org/10.1142/9789812701916\\_0249](https://doi.org/10.1142/9789812701916_0249)

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. Coastal Education and Research Foundation*. <https://doi.org/10.2112/SI65-134.1>

Mentaschi, L., Besio, G., Cassola, F., Mazzino, A., 2015. Performance evaluation of Wavewatch III in the Mediterranean Sea. *Ocean Model.* 90, 82–94. <https://doi.org/10.1016/J.OCEMOD.2015.04.003>

Merzouk, N.K., 2000. Wind energy potential of Algeria. *Renew. Energy* 21, 553–562. [https://doi.org/10.1016/S0960-1481\(00\)00090-2](https://doi.org/10.1016/S0960-1481(00)00090-2)

Millot, C., 1987. Circulation in the western Mediterranean-sea. *Oceanol. Acta* 10, 143–149.

Moeini, M.H., Etemad-Shahidi, A., 2007. Application of two numerical models for wave hindcasting in Lake Erie. *Appl. Ocean Res.* 29, 137–145. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2007.10.001>

Musić, S., Nicković, S., 2008. 44-year wave hindcast for the Eastern Mediterranean. *Coast. Eng., Hindcast of Dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe* 55, 872–880. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.02.024>

Nacef, L., Bachari, N.E.I., Kessali, N., 2016. Climate variability and storminess in Algerian coastal areas: Approach by integrating spatial and temporal scales. *Wulfenia J. Klagenfurt Aust* volume 23, 353–359.

Nakaza, E., Hino, M., 1991. Bore-like surf beat in a reef zone caused by wave groups of incident short period waves. *Fluid Dyn. Res.* 7, 89–100. [https://doi.org/10.1016/0169-5983\(91\)90062-N](https://doi.org/10.1016/0169-5983(91)90062-N)

Negro, V., López-Gutiérrez, J.S., Esteban, M.D., Campo, J.M. del, Luengo, J., 2018. Action Strategy for Studying Marine and Coastal Works with Climate Change on the Horizon. *J. Coast. Res.* 85, 506–510. <https://doi.org/10.2112/SI85-102.1>

Nicholls, R.J., Klein, R.J.T., 2005. Climate change and coastal management on Europe's coast, in: *Managing European Coasts*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, pp. 199–226. [https://doi.org/10.1007/3-540-27150-3\\_11](https://doi.org/10.1007/3-540-27150-3_11)

Mihoubi, M.K., Belkessa, R., Latreche, M.A., 2014. Study of the Vulnerability of Coastal Areas of the Algerian Basin with the GIS. *Int. J. Environ. Sci. Dev.* 5, 522–526. <https://doi.org/10.7763/IJESD.2014.V5.538>

Ojeda, E., Appendini, C.M., Mendoza, E.T., 2017. Storm-wave trends in Mexican waters of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 17, 1305–1317. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1305-2017>

Pallares, E., Sánchez-Arcilla, A., Espino, M., 2014. Wave energy balance in wave models ({SWAN}) for semi-enclosed domains—Application to the Catalan coast. *Cont. Shelf Res., Oceanography at coastal scales* 87, 41–53. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.03.008>

Paskoff, R., 2010. Les littoraux : impact des aménagements sur leur évolution. A. Colin.

Pecher, A., Kofoed, J.P., 2017. Introduction. pp. 1–15. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-39889-1\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-319-39889-1_1)

Perez, J., Menendez, M., Camus, P., Mendez, F.J., Losada, I.J., 2015. Statistical multi-modèle climate projections of surface ocean waves in Europe. *Ocean Model.* 96, 161–170. <https://doi.org/10.1016/J.OCEMOD.2015.06.001>

Persson, K.M., Rydén, J., 2010. Exponentiated Gumbel Distribution For Estimation Of Return Levels Of Significant Wave Height. *Journal of Environmental Statistics*. Vol.1, n 3. p.12.

Pierson, W.J., Moskowitz, L., 1964. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii. *J. Geophys. Res.* 69, 5181–5190. <https://doi.org/10.1029/JZ069i024p05181>

Ponce de León, S., Guedes Soares, C., 2014. Extreme wave parameters under North Atlantic extratropical cyclones. *Ocean Model.* 81, 78–88. <https://doi.org/10.1016/J.OCEMOD.2014.07.005>

Ponce de León, S., Orfila, A., Simarro, G., 2016. Wave energy in the Balearic Sea. Evolution from a 29 year spectral wave hindcast. *Renew. Energy* 85, 1192–1200. <https://doi.org/10.1016/J.RENENE.2015.07.076>

Putnam, J.A., Munk, W.H., Taylor, M.A., 1949. The prediction of longshore currents. *Trans. Am. Geophys. Union* 30, 337. <https://doi.org/10.1029/TR030i003p00337>

Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., Booij, N., 1999. A third-generation wave modèle for coastal regions: 2. Verification. *J. Geophys. Res.* 104, 7667–7681. <https://doi.org/10.1029/1998JC900123>

Rogers, W.E., Babanin, A. V, Wang, D.W., 2012. Observation-Consistent Input and Whitecapping Dissipation in a Modèle for Wind-Generated Surface Waves: Description and Simple Calculations. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 29, 1329–1346. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00092.1>

Rogers, W.E., Hwang, P.A., Wang, D.W., 2003. Investigation of Wave Growth and Decay in the {SWAN} Model: Three Regional-Scale Applications. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 366–389. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<0366:IOWGAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<0366:IOWGAD>2.0.CO;2)

Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., Chuang, H., Juang, H.-M.H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R.W., Rutledge, G., Goldberg, M., 2010. The {NCEP} Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 91, 1015–1058. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>

Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.-T., Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M.P., van den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., Becker, E., 2014. The {NCEP} Climate Forecast System Version 2. *J. Clim.* 27, 2185–2208. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>

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>

Sartini, L., Cassola, F., Besio, G., 2015. Extreme waves seasonality analysis: An application in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res. Ocean.* 120, 6266–6288. <https://doi.org/10.1002/2015JC011061>

Sartini, L., Mentaschi, L., Besio, G., 2015. Evaluating third generation wave spectral models performances in coastal areas. An application to Eastern Liguria, in: *OCEANS 2015 - Genova*. IEEE, pp. 1–10. <https://doi.org/10.1109/OCEANS-Genova.2015.7271395>

Sheng, W., Li, H., Sheng, W., Li, H., 2017. A Method for Energy and Resource Assessment of Waves in Finite Water Depths. *Energies* 10, 460. <https://doi.org/10.3390/en10040460>

Simav, Ö., Şeker, D.Z., Gazioğlu, C., 2013. Coastal inundation due to sea level rise and extreme sea state and its potential impacts: Çukurova Delta case. *Turkish J. Earth Sci.* 22, 671–680. <https://doi.org/10.3906/tar-1208-55>

Snyder, R.L., Dobson, F.W., Elliott, J.A., Long, R.B., 1981. Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves. *J. Fluid Mech.* 102, 1. <https://doi.org/10.1017/S0022112081002528>

Stambouli, A.B., Khat, Z., Flazi, S., Kitamura, Y., 2012. A review on the renewable energy development in Algeria: Current perspective, energy scenario and sustainability issues. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 16, 4445–4460. <https://doi.org/10.1016/J.RSER.2012.04.031>

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>

Summers, B., 2013. Climate change may bring bigger waves for down under. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/nature.2013.12199>

Sunamura, T., 1977. A Relationship between Wave-Induced Cliff Erosion and Erosive Force of Waves. *J. Geol.* 85, 613–618. <https://doi.org/10.1086/628340>

Taylor, K.E., 2001. Summarizing multiple aspects of modèle performance in a single diagram. *J. Geophys. Res. Atmos.* 106, 7183–7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>

SWAN team, S., 2018. {SWAN} technical documentation version 41.20A. Delft University of Technology, Netherlands. p. 149

Thorburn, K., Bernhoff, H., Leijon, M., 2004. Wave energy transmission system concepts for linear generator arrays. *Ocean Eng.* 31, 1339–1349. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2004.03.003>

Tiberi-Wadier, A.-L., Laugel, A., Benoit, M., 2016. Construction of the Numerical Wave Databases Anemoc-2 on the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean Through Hindcast Simulations Over the Period 1979–2010, in: *Advances in Hydroinformatics*, Springer Water. Springer, Singapore, pp. 127–143. [https://doi.org/10.1007/978-981-287-615-7\\_9](https://doi.org/10.1007/978-981-287-615-7_9)

Tolman, H.L., 1991. A Third-Generation Modèle for Wind Waves on Slowly Varying, Unsteady, and Inhomogeneous Depths and Currents. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 782–797. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0782:ATGMFW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0782:ATGMFW>2.0.CO;2)

Umesh, P.A., Bhaskaran, P.K., Sandhya, K.G., Balakrishnan Nair, T.M., 2017. An assessment on the impact of wind forcing on simulation and validation of wave spectra at coastal Puducherry, east coast of India. *Ocean Eng.* 139, 14–32. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2017.04.043>

Van der Westhuysen, A.J., 2007. Advances in the spectral modelling of wind waves in the nearshore. doctoral thesis. Delft University. ISBN 978-90-9022235-6.

Van Vledder, G.P., Akpınar, A., 2015. Wave modèle predictions in the Black Sea: Sensitivity to wind fields. *Appl. Ocean Res.* 53, 161–178. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2015.08.006>

Vannucchi, V., Cappiotti, L., Vannucchi, V., Cappiotti, L., 2016. Wave Energy Assessment and Performance Estimation of State of the Art Wave Energy Converters in Italian Hotspots. *Sustainability* 8, 1300. <https://doi.org/10.3390/su8121300>

Vicinanza, D., Contestabile, P., Ferrante, V., 2013. Wave energy potential in the north-west of Sardinia (Italy). *Renew. Energy* 50, 506–521. <https://doi.org/10.1016/J.RENENE.2012.07.015>

Walker, R.A., Basco, D.R., 2011. APPLICATION OF COASTAL STORM IMPULSE (COSI) PARAMETER TO PREDICT COASTAL EROSION. *Coast. Eng. Proc.* 1, 23. <https://doi.org/10.9753/icce.v32.management.23>

Wamdi Group, 1988. The {WAM} Model—A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. *J. Phys. Oceanogr.* 18, 1775–1810. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1988\)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2)

Yan, L., 1987. An improved wind input source term for third generation ocean wave modelling. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut.

Young, I.R., Babanin, A. V., 2006. Spectral Distribution of Energy Dissipation of Wind-Generated Waves due to Dominant Wave Breaking. *J. Phys. Oceanogr.* 36, 376–394. <https://doi.org/10.1175/JPO2859.1>

Zieger, S., Babanin, A. V, Erick Rogers, W., Young, I.R., 2015. Observation-based source terms in the third-generation wave model {WAVEWATCH}. *Ocean Model., Waves and coastal, regional and global processes* 96, 2–25. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.07.014>

Zijlema, M., van Vledder, G.P., Holthuijsen, L.H., 2012. Bottom friction and wind drag for wave models. *Coast. Eng.* 65, 19–26. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.03.002>

# *Annexes*

## **Annexe 1**

### **Description des vidéos :**

Dans cette annexe nous avons présenté les trois vidéos disponibles concernant deux tempêtes catastrophiques et une tempête extrême, observée durant les 40 dernières années.

La vidéo 1, montre l'état de la mer dans la plage de Kitani à Bab-el-oued le jour de la tempête catastrophique du 2001. (vidéo 1 Annexe 1, <https://www.dailymotion.com/video/xa0y6f>)

La vidéo 2 présente l'unique vidéo disponible sur la tempête catastrophique du 2007 au port de Tipaza qui montre la submersion du port par les vagues de tempête et leurs violences (Vidéos 2 en annexe 1) (<https://youtu.be/spq97BnMt8c>).

La troisième vidéo montre le bateau Bechar en difficulté avant son naufrage (vidéo 3 en annexe 1 (<https://youtu.be/AcVFqwThTNE>),

L'ensemble des vidéos est attaché à cette thèse dans un CD



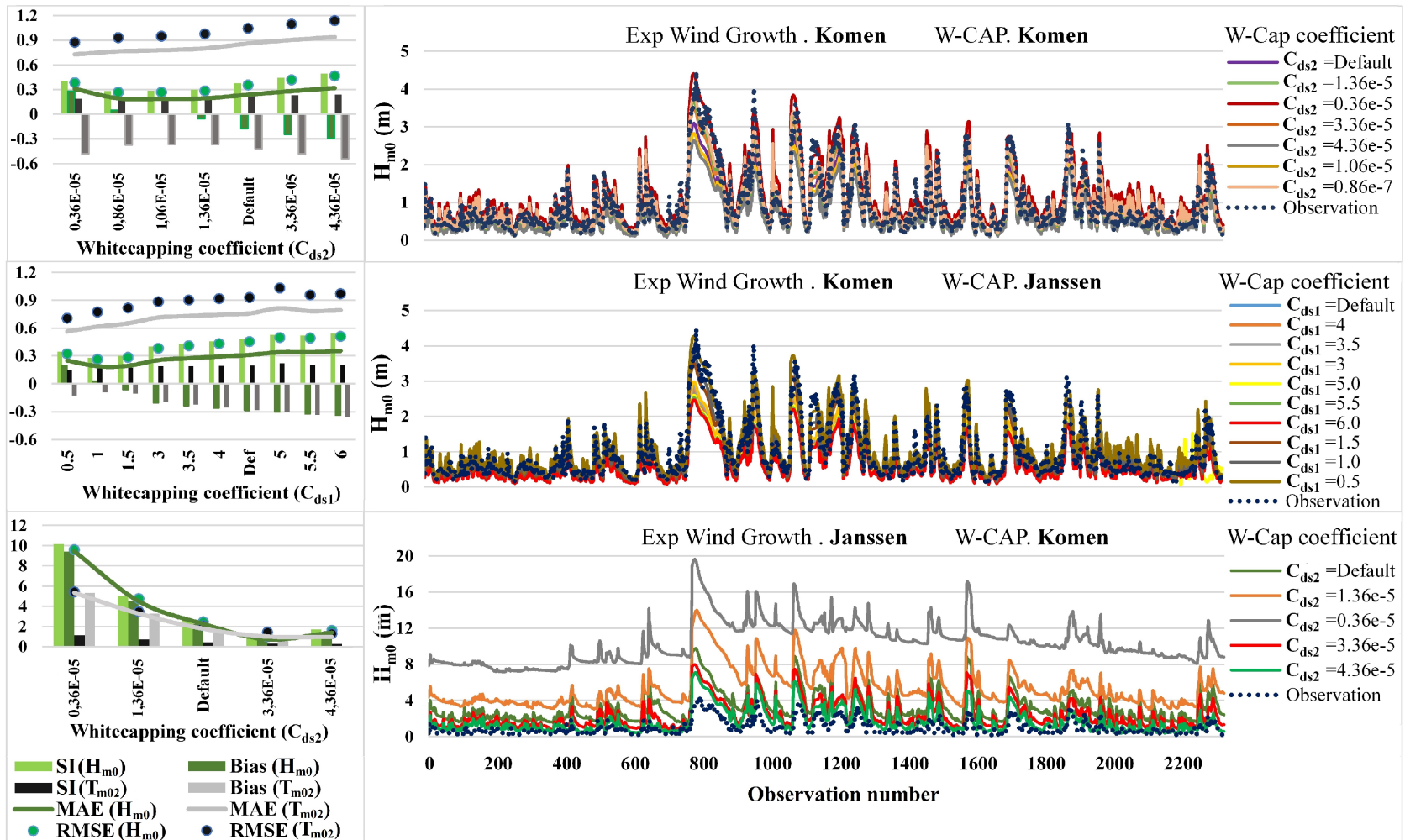


Figure.1.Annexe2. Diagramme chronologique des résultats du model SWAN obtenues durant la calibration des différentes sources vterme (Partie I)

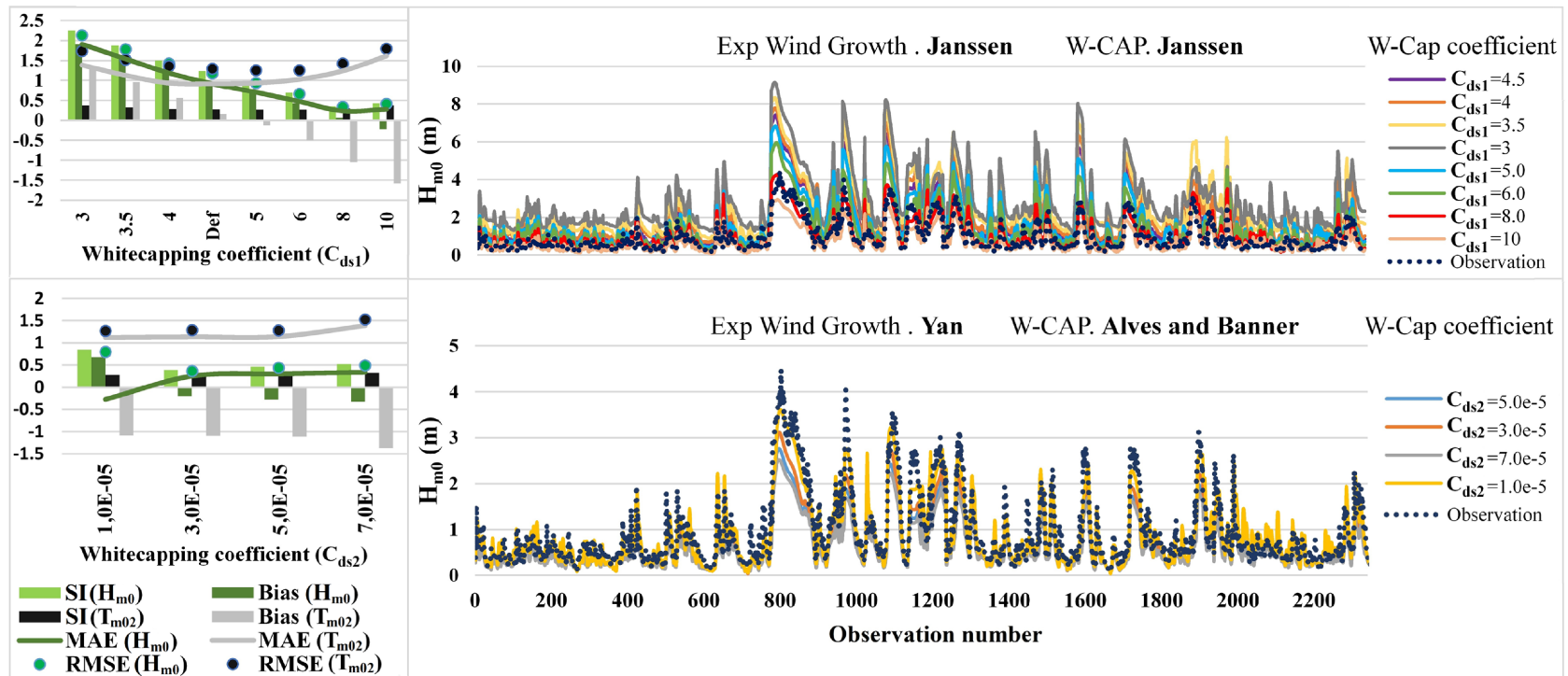


Figure.2. Annexe 2. Diagramme chronologique des résultats du modèle SWAN obtenues durant la calibration des différentes sources terme (Partie I)

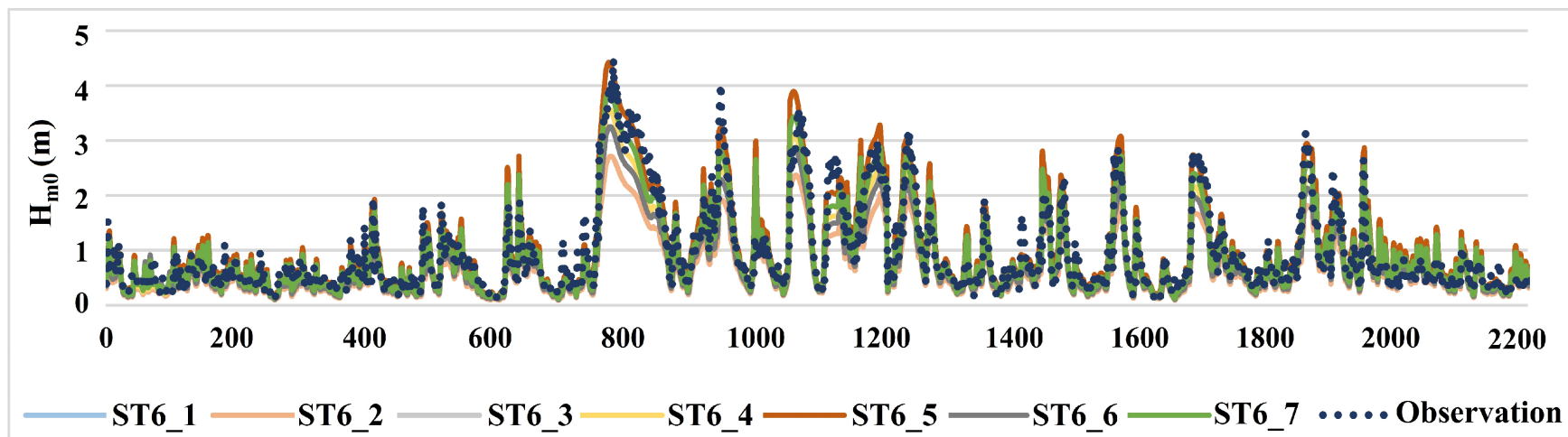


Figure.3. Annexe2. Diagramme chronologique des résultats du model SWAN obtenues durant le test de sensitivité des nouvelles sources terme ST6 contre des mesure in-situ.

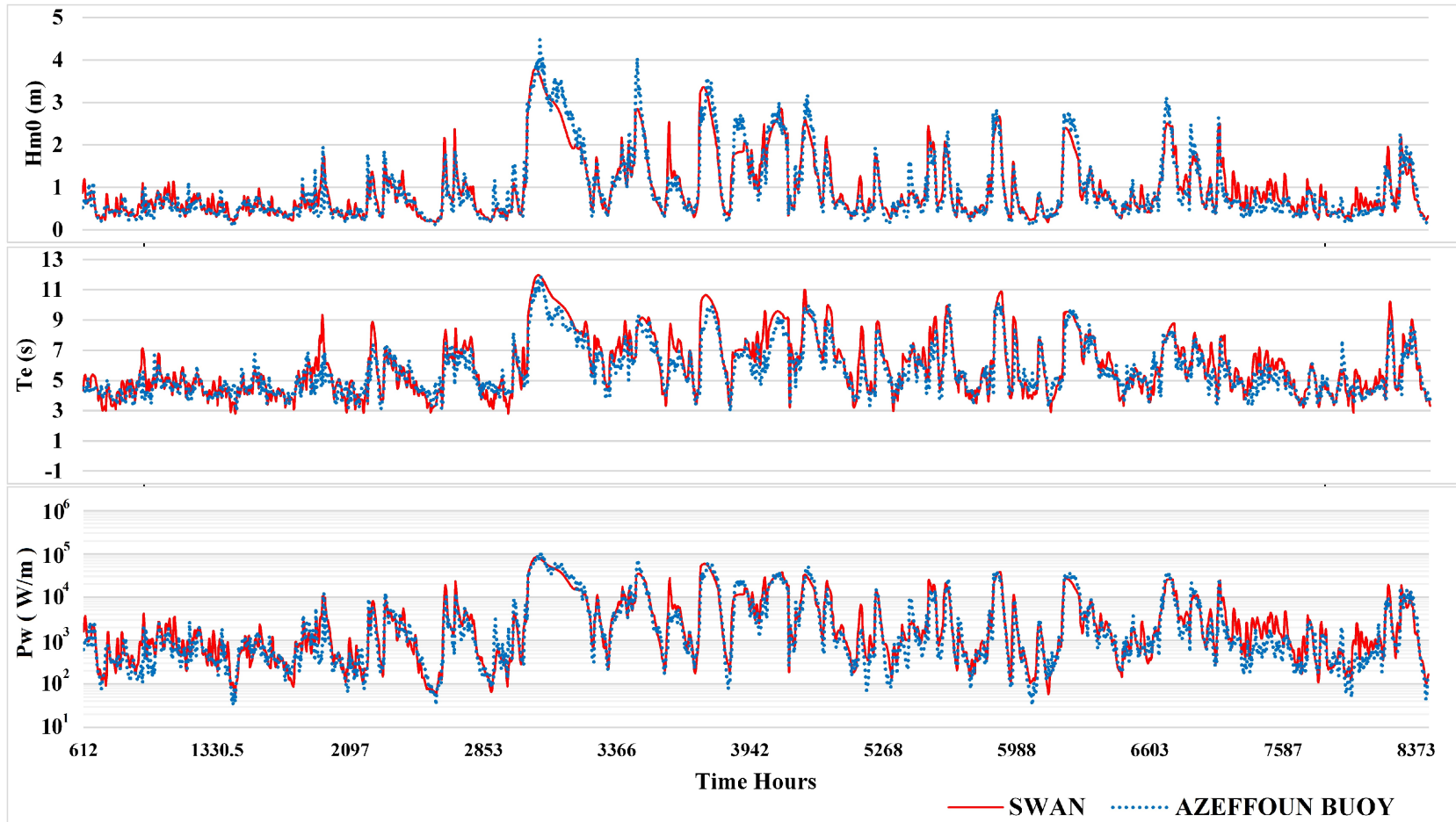


Figure.4. Annexe2.. Diagramme chronologique de la hauteur significative des vagues  $H_{m0}$ , de la période d'énergie  $T_e$  et de la puissance des vagues  $P_w$  obtenue par le modèle SWAN étalonné et l'observation de la bouée d'Azeffoun