



HAL
open science

Impact du changement climatique sur le climat de vagues en zone côtière, par régionalisation dynamique : application à la côte aquitaine

Elodie Charles

► **To cite this version:**

Elodie Charles. Impact du changement climatique sur le climat de vagues en zone côtière, par régionalisation dynamique : application à la côte aquitaine . Océanographie. Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2012. Français. NNT : . tel-01280874

HAL Id: tel-01280874

<https://hal.science/tel-01280874>

Submitted on 1 Mar 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université
de Toulouse



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par *l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*

Discipline ou Spécialité : *Climat, Océan, Atmosphère, Surfaces Continentales*

Présentée et soutenue par *Elodie CHARLES*

Le 6 février 2012

Titre :

*Impact du changement climatique sur le climat de vagues
en zone côtière, par régionalisation dynamique :
application à la côte aquitaine*

JURY

Michel Benoit	Directeur de Recherche, Laboratoire St-Venant, Chatou	Rapporteur
Gerben Ruessink	Professeur associé, Université d'Utrecht, Pays-Bas	Rapporteur
Fabrice Ardhuin	Ingénieur, IFREMER, Brest	Examinateur
Philippe Bonneton	Directeur de Recherche, CNRS/UMR EPOC, Talence	Examinateur
Nick Hall	Professeur, LEGOS, Université Toulouse III, Toulouse	Examinateur
Laurent Terray	Directeur de Recherche, CERFACS/CNRS, Toulouse	Examinateur
Pascale Delecluse	Directeur de Recherche, CNRM/Météo-France, St-Mandé	Directrice de thèse
Déborah Idier	Ingénieur, BRGM, Orléans	Co-directrice de thèse

École doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*

Unité de recherche : *Etablissements CNRM/Météo-France et BRGM*

Financement : *Bourse de doctorat du Fonds AXA pour la Recherche*

Remerciements

Beaucoup de personnes m'ont aidé durant ces 3 années. Je veux tout d'abord remercier ma directrice de thèse, Pascale Delecluse, pour ses précieux conseils et ces journées passées dans son bureau parisien à retravailler papiers et manuscrit. Un immense merci également à Déborah Idier, ma co-directrice de thèse, pour son énergie, sa présence et ses encouragements tout au long de ces trois années, et pour m'avoir donné la chance de commencer en stage dans ce domaine qui me passionne.

Je tiens ensuite à remercier Michel Benoit et Gerben Ruessink, qui ont accepté le rôle fastidieux de rapporteur, ainsi que tous les autres membres du jury : Fabrice Ardhuin, Philippe Bonneton, Nick Hall et Laurent Terray. Je veux aussi remercier Bruno Castelle et Christophe Cassou qui m'ont fait l'honneur de participer à mon comité de thèse.

Tout au long de ma thèse, j'ai eu la chance d'avoir un grand nombre d'interlocuteurs au BRGM et au CNRM. Je remercie tout particulièrement Gonéri le Cozannet, Rodrigo Pedreros, Serge Planton et Michel Déqué pour les nombreux échanges que nous avons eus et qui m'ont permis d'avancer sur les différentes facettes de ce travail, ainsi que tous ceux qui m'ont accompagnée, de près ou de loin, au BRGM - Jérôme Thiébot, Sophie Lecacheux, Nicolas Desramaut, Jocelyne Rabian, Faiza Boulaya, Fabrice Dupros, Nicole Lenotre, Carlos Oliveros, Etienne Delvallée, Cyril Mallet, Emmanuel Romieu - et à Météo-France - Joël Poitevin, Alain Braun, Laurent Jacquin, Françoise Backelandt. Un grand et chaleureux merci également à ceux qui ont partagé ma vie quotidienne au bureau à Orléans - Magalie, Marie, Dany, Pierre, Olivier (x2) - et entre Austerlitz et La Source, en passant par les Aubrais - Docteur I, Steph, la Montoyo, Patricia, Bechir, Rajaa, Marissa...

Ce travail a bénéficié d'une bourse de thèse du Fonds AXA pour la Recherche et je les en remercie, en particulier l'équipe organisatrice des journées atelier-rencontre sur les risques environnementaux auxquelles j'ai été ravie de participer.

Pour finir, je remercie mes parents pour leur soutien, leurs encouragements et Nicolas, pour avoir toujours été là quand j'en avais besoin !

Résumé

La côte aquitaine, comme la majeure partie des régions côtières, est soumise à différents facteurs hydrodynamiques qui sont susceptibles d'être modifiés par le changement climatique. Cette thèse propose d'étudier l'impact de ce changement, principalement sur les conditions de vagues auxquelles est soumise la côte aquitaine.

Une régionalisation dynamique est mise en oeuvre pour modéliser les vagues depuis l'Océan Atlantique Nord jusqu'au Golfe de Gascogne avec une résolution spatiale de 10 km. On utilise une stratégie d'emboîtement de modèles, ces modèles étant forcés uniquement par des champs de vent. Les vagues sont simulées avec le modèle spectral de vagues WAVEWATCH III pour le climat actuel (champs de vents de la réanalyse ERA-40) et pour un scénario de contrôle et trois scénarios futurs d'émissions de gaz à effet de serre (A2, A1B, B1) (champs de vents issus des simulations RETIC d'ARPEGE-Climat). La base de données ainsi construite est calibrée et validée à partir de mesures de bouées locales. Les champs de vent issus du modèle climatique comportant des biais, une correction quantile-quantile est appliquée aux projections de vagues.

L'analyse de l'évolution des climats de vagues dans le Golfe de Gascogne s'articule en deux étapes. La première étape consiste à analyser les champs de vagues du climat actuel (1958-2001) en termes de tendances multi-décennales et de variabilité interannuelle. Une augmentation significative des hauteurs de vague estivales est visible sur la période 1970-2001 (0.54 cm an^{-1} à la bouée Gascogne) ainsi qu'une importante rotation des directions des plus hautes vagues en automne (jusqu'à $-0.47^\circ \text{ an}^{-1}$ de 1974 à 2001 à la bouée Gascogne) et au printemps ($0.3^\circ \text{ an}^{-1}$ de 1958 à 2001 à la bouée Gascogne). La forte variabilité interannuelle des vagues se trouve être corrélée à différents indices de certains modes préférentiels de la circulation atmosphérique générale (modes de téléconnexion et régimes de temps), mettant en lumière un lien important entre conditions de vagues locales et climat. Par exemple, en hiver, les anomalies de hauteur et de direction de vague dans le Golfe de Gascogne sont fortement corrélées aux indices des modes de téléconnexion *North Atlantic Oscillation* et *East Atlantic pattern*. La seconde étape de ce travail consiste à identifier et analyser les changements des conditions de vagues entre le climat actuel (1961-2000) et le climat futur (2061-2100). Une baisse généralisée des hauteurs de vague se dégage (baisse comprise entre -4.7% et -11.4% suivant la saison, en moyenne dans le Golfe de Gascogne pour le scénario A2), ainsi qu'une rotation horaire des vagues estivales (5.1° en moyenne dans le

Golfe de Gascogne pour le scénario A2) et des houles hivernales. Ces changements locaux sont reliés aux changements des conditions de vent dans les différentes zones de génération des vagues arrivant dans le Golfe de Gascogne. En termes de transport sédimentaire, les changements de conditions de vagues identifiés pourraient réduire le flux sédimentaire *longshore* de 10%.

Mots-clé

Vague, changement climatique, projection, modélisation, régionalisation dynamique, côte aquitaine, Golfe de Gascogne, tendances multi-décennales, variabilité interannuelle, modes de téléconnexion, régimes de temps.

Abstract

Title

Climate change impact on wave climate in coastal area, using dynamical downscaling : application to the Aquitanian coast, France.

The Aquitanian coast, as well as most coastal regions, is influenced by several hydrodynamical factors. Those factors can be modified by climate change. This study aims at studying climate change impact mainly on wave conditions which affect the Aquitanian coast.

Using dynamical downscaling, waves are modelled from the North Atlantic Ocean towards the Bay of Biscay at a 10 km spatial resolution exclusively from wind fields. Waves are simulated with WAVEWATCH III spectral wave model, for the present climate (wind fields issued from the ERA-40 reanalysis) and for a control scenario and three future greenhouse gas emission scenarios (A2, A1B, B1) (wind fields issued from the RETIC simulations of ARPEGE-Climat). The database calibration and validation are based on local buoy measurements. Wind fields issued from climate model present systematic biases, therefore, a quantile-quantile correction is applied to wave projections.

Wave climate evolution analysis is done in two steps. Firstly, present wave climate (1958-2001) is investigated regarding multi-decadal trends and interannual variability. A significant increase of summer wave height is identified on the period 1970-2001 (0.54 cm y^{-1} at the Biscay buoy). Concerning largest wave heights, a significant shift of directions is noticed for autumn (up to $-0.47^\circ \text{ y}^{-1}$ from 1974 to 2001 at the Biscay buoy) and spring (0.3° y^{-1} from 1958 to 2001 at the Biscay buoy). The strong interannual variability of wave conditions is correlated to several general atmospheric circulation preferential modes (teleconnexion patterns and weather regimes). This underlines a strong link between local wave conditions and climate. For instance, the winter wave height and direction anomalies within the Bay of Biscay are strongly correlated to the *North Atlantic Oscillation* and the *East Atlantic* teleconnection pattern indices. Secondly, wave condition changes between present climate (1961-2000) and future scenarios (2061-2100) are investigated and analysed. A general decrease of wave heights is noticed in the Bay of Biscay (decrease averaged over the Bay of Biscay ranges from -4.7 to -11.4% depending on the season,

for the A2 scenario), as well as a clockwise shift of summer wave directions (5.1° averaged over the Bay of Biscay, for the A2 scenario) and of winter swell directions. Those local changes are linked to wind changes in different wave generation areas, from the North Atlantic Ocean to the Bay of Biscay. Concerning sediment transport, the identified wave condition changes could reduce the longshore sediment flux by 10%.

Key words

Waves, climate change, projection, modelling, dynamical downscaling, Aquitanian coast, Bay of Biscay, multi-decadal trends, interannual variability, teleconnection patterns, weather regimes.

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	iii
Abstract	v
Table des matières	vii
Liste des symboles	xi
Introduction générale	1
1 Dynamique des vagues, changement climatique et côte aquitaine	5
1.1 Les vagues : des ondes à la surface des océans	7
1.1.1 Caractéristiques des vagues régulières	7
1.1.2 Vagues irrégulières : approche vague à vague	8
1.1.3 Vagues irrégulières : approche spectrale	9
1.1.4 Génération, propagation et dissipation	11
1.1.5 Les vagues et le transport sédimentaire	13
1.2 Les vents de surface : interface entre l’atmosphère et la surface des océans	15
1.2.1 Origines du vent	16
1.2.2 Circulation atmosphérique dans l’Atlantique Nord	18
1.2.3 Modes préférentiels de la circulation atmosphérique	20
1.2.4 Modélisation du système climatique	22
1.3 Le changement climatique dans l’Atlantique Nord	23
1.3.1 Scénarios futurs d’émissions de gaz à effet de serre	24
1.3.2 Projections du climat	25
1.3.3 Projections globales de vagues	26
1.4 Golfe de Gascogne : de l’Océan Atlantique à la côte aquitaine	30
1.4.1 Site d’étude	30
1.4.2 Climat de vagues actuel	31

1.4.3	Projections du climat futur	33
	Conclusion	35
2	Régionalisation dynamique des vagues : méthode, modèles et données	37
	Introduction	39
2.1	Modélisation des vagues	39
2.1.1	Modèles spectraux	39
2.1.2	Descente d'échelle	41
2.1.3	Modèle de vagues WAVEWATCH III	42
2.1.4	Implémentation pour le Golfe de Gascogne	43
2.1.5	Champs de vent	45
2.2	Calibration, validation des vagues	48
2.2.1	Données de calibration et de validation	48
2.2.2	Calibration sur la période 1998-2002	50
2.2.3	Validation sur la période 1980-2002	55
2.2.4	Vérification de l'impact de l'assimilation du vent sur la modélisation des vagues	60
2.3	Correction quantile-quantile	61
2.3.1	Méthode	62
2.3.2	Construction de la correction	63
2.3.3	Application de la correction aux scénarios A2, A1B et B1	64
2.4	Caractéristiques des bases de données	64
	Synthèse	66
3	Analyse du climat de vagues présent [1958-2001]	67
	Introduction	69
3.1	Variabilité spatio-temporelle et tendances de 1958 à 2001	69
3.1.1	Résumé	69
3.1.2	Article	70
3.1.3	Compléments d'analyse des tendances pluri-décennales des périodes et di- rections	91
3.2	Lien avec les régimes de temps	95
3.2.1	Les régimes de temps de l'Atlantique Nord	96
3.2.2	Méthode	97
3.2.3	Résultats	98
3.2.4	Interprétation	102
3.2.5	Conclusion et perspectives	105

Synthèse	106
4 Analyse des scénarios de vagues futurs [2061-2100]	109
Introduction	111
4.1 Impact du changement climatique sur le climat de vagues futur	111
4.1.1 Résumé	111
4.1.2 Article	112
4.2 Discussion sur les changements futurs et les tendances actuelles	131
4.3 Impact du changement climatique sur les flux sédimentaires <i>longshore</i>	131
4.3.1 Méthode de calcul des flux <i>longshore</i>	131
4.3.2 Résultats	133
4.3.3 Analyse	134
4.3.4 Conclusion	136
Synthèse	139
Conclusion générale	141
Bibliographie	149
Table des figures	161
Liste des tableaux	167
Annexes	171
A Modélisation des vagues à la résolution kilométrique sur la côte aquitaine	171
A.1 Modélisation des vagues en milieu côtier	171
A.1.1 Modèle de vagues SWAN	171
A.1.2 Implémentation pour la côte aquitaine	172
A.1.3 Champs de vent	173
A.2 Calibration, validation et correction des vagues	174
A.2.1 Calibration du modèle SWAN sur la période 1998-2002	174
A.2.2 Validation du modèle SWAN sur la période 1980-2002	178
A.2.3 Correction quantile-quantile des vagues projetées avec le modèle SWAN	180
B Bases de données BoBWA	181

Liste des symboles

La liste suivante récapitule les significations et dimensions des principales notations utilisées dans ce mémoire.

Symboles latins

a	[m ²]	Terme de croissance linéaire des vagues par le vent
$A(f, \theta)$	[m ² Hz ⁻² rad ⁻²]	Densité spectro-angulaire d'action ($A = F/\sigma$)
A^{-1}	[-]	Age inverse de la vague ($A^{-1} = U_{10}\cos(\theta - \theta_{\text{wind}})/C_p$)
b	[-]	Terme de croissance exponentiel des vagues par le vent
c_x, c_y	[m s ⁻¹]	Vitesse de transfert de la densité d'action des vagues dans l'espace (x,y)
c_σ	[m s ⁻¹]	Vitesse de transfert de la densité d'action des vagues en fréquence
c_θ	[m s ⁻¹]	Vitesse de transfert angulaire de la densité d'action des vagues
C	[m s ⁻¹]	Vitesse de phase ($C = L/T$)
C_g	[m s ⁻¹]	Vitesse de groupe
C_p	[m s ⁻¹]	Vitesse de phase au pic (en eau profonde, $C_p = gT_p/2\pi$)
d	[m]	Profondeur
d_{50}	[m]	Diamètre médian des grains de sédiment
D_m	[° nautique]	Direction moyenne de la vague
D_p	[° nautique]	Direction pic
$E(f, \theta)$	[kg s ⁻² Hz ⁻¹ rad ⁻¹]	Densité spectro-angulaire d'énergie ou spectre directionnel d'énergie
E	[kg s ⁻² = J m ⁻²]	Energie totale
f	[s ⁻¹ = Hz]	Fréquence de la vague ($f = 1/T$)
f_{cut}	[Hz]	Fréquence de coupure
f_p	[Hz]	Fréquence pic de la vague ($f = 1/T_p$)

$F(f, \theta)$	$[\text{m}^2 \text{ Hz}^{-1} \text{ rad}^{-1}]$	Densité spectro-angulaire de variance ou spectre directionnel de variance
F	$[\text{m}^2]$	Variance totale
g	$[\text{m s}^{-2}]$	Accélération de la pesanteur ($g \approx 9.81 \text{ m s}^{-2}$)
$H(xx\%)$	$[\text{m}]$	Hauteur moyenne des vagues dont la hauteur est supérieure au xx^e centile de hauteur
$H_s, H_{1/3}, H_{m0}$	$[\text{m}]$	Hauteur significative de vague, selon l'approche vague à vague, selon l'approche spectrale
k	$[\text{m}^{-1}]$	Nombre d'onde
K_N	$[\text{m}]$	Longueur de rugosité du fond dans le modèle de vagues SWAN
L	$[\text{m}]$	Longueur d'onde
m	$[-]$	Pente de la plage
m_n	$[\text{m}^2 \text{ s}^{-n}]$	Moment du spectre de variance d'ordre n
n	$[-]$	Porosité du sédiment
n_f, n_θ	$[-]$	Nombre de fréquences et de directions discrètes
Q	$[\text{m}^3 \text{ s}^{-1}]$	Flux de sédiments <i>longshore</i>
S	$[\text{m}^2]$	Terme source et puits total dans l'équation de conservation de la densité d'action des vagues
S_{bot}	$[\text{m}^2]$	Terme de dissipation d'énergie par frottement au fond
S_{db}	$[\text{m}^2]$	Terme de dissipation d'énergie par déferlement bathymétrique
S_{ds}	$[\text{m}^2]$	Terme de dissipation d'énergie par moutonnement ou "whitecapping"
S_{in}	$[\text{m}^2]$	Terme de génération des vagues par le vent
S_{nl}	$[\text{m}^2]$	Terme de transfert non linéaire vague-vague (entre quadruplets et triplets de fréquence)
T	$[\text{s}]$	Période pic
$T_e, T_{m-1,0}$	$[\text{s}]$	Période d'énergie, selon l'approche vague à vague et selon l'approche spectrale (période de l'onde monochromatique contenant la même énergie que le spectre)
T_p	$[\text{s}]$	Période pic
$T_z, T_{m0,2}$	$[\text{s}]$	Période moyenne de type zero-crossing, selon l'approche vague à vague et selon l'approche spectrale
U, V	$[\text{m s}^{-1}]$	Composantes zonale et méridienne du vent
U^*	$[\text{m s}^{-1}]$	Vitesse de frottement du vent
U_{10}	$[\text{m s}^{-1}]$	Vitesse du vent à une altitude de 10 m

$Z500$	[m]	Hauteur du géopotential à 500 hPa
$ZWND$	[m]	Altitude à laquelle la vitesse du vent est donnée dans le modèle de vagues WW3

Symboles grecs

α	[° nautique]	Angle d'incidence des vagues par rapport à la côte
Δf	[Hz]	Discrétisation en fréquence
Δt	[s]	Discrétisation en temps
$\Delta x, \Delta y$	[m]	Discrétisation spatiale dans l'espace (x,y)
$\Delta\theta$	[° nautique]	Discrétisation en direction
κ	[—]	Indice de déferlement (ratio entre la hauteur de vague et la profondeur au déferlement)
θ	[° nautique]	Direction de la vague
θ_{wind}	[° nautique]	Direction du vent
ξ	[—]	Cambrure ou pente de la vague
ρ_s	[kg m ⁻³]	Masse volumique du sédiment
ρ_w	[kg m ⁻³]	Masse volumique de l'eau
σ	[rad s ⁻¹]	Pulsation intrinsèque ou fréquence angulaire relative de la houle
ω	[rad s ⁻¹]	Pulsation ou fréquence angulaire de la houle ($\omega = 2\pi/T$)

Introduction générale

Contexte général

Depuis que l'homme s'est installé sur le littoral, la problématique de la durabilité de son environnement face aux éléments marins est devenue un enjeu majeur. Aujourd'hui, environ une personne sur quatre dans le monde vit à la fois à moins de 100 km de la mer et à moins de 100 m au-dessus du niveau marin (Small and Nicholls, 2003). L'exploitation du littoral s'est considérablement intensifiée tout au long du 20^e siècle et va certainement se poursuivre durant le 21^e siècle. En effet, l'attraction du littoral a généré un rapide développement des villes côtières et, sur les 39 métropoles mondiales comptant plus de 5 millions d'habitants, 60% se situent à moins de 100 km de la côte.

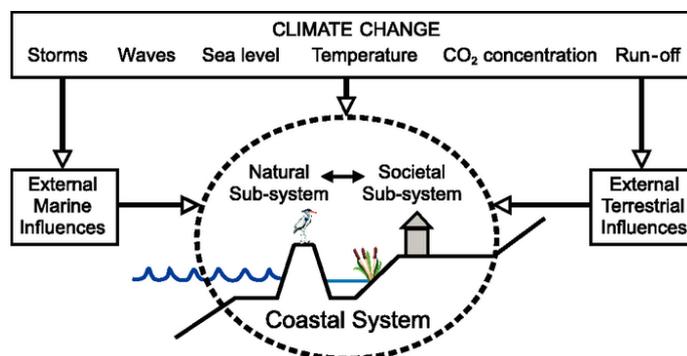


FIGURE 1 – Schéma représentant le système côtier et les différentes contraintes auxquelles il est soumis et qui sont susceptibles d'évoluer dans le cadre du changement climatique. Le système côtier peut se décomposer en deux sous-systèmes, l'un naturel et l'autre sociétal. Les influences peuvent être d'origine marine ou terrestre et sont régies par des variables climatiques susceptibles d'être modifiées par le changement climatique (tempêtes, vagues, niveau marin, température, concentration en CO₂, ruissellement). Source : Nicholls et al. (2007).

Dans le contexte du changement climatique, les pressions s'exerçant sur le système côtier sont susceptibles d'être modifiées (figure 1) et de bouleverser considérablement le paysage actuel. Parmi les facteurs marins susceptibles d'affecter le littoral, on trouve des phénomènes étroitement

liés au système climatique : les tempêtes et les surcotes associées, les vagues et le niveau marin.

Cette thèse se focalise sur les vagues et leur évolution passée – sur les dernières décennies – et future – sur la fin du 21^e siècle.

Motivations : Pourquoi est-il important de caractériser le climat de vagues ?

Les données d'états de mer sont utilisées à plusieurs échelles spatio-temporelles. Des prévisions à court terme des états de mer sont utilisées dans les domaines de la navigation et des activités maritimes et côtières pour garantir la sécurité des personnes et des installations.

En ingénierie, les caractéristiques des vagues extrêmes sont utilisées pour dimensionner les ouvrages maritimes tels que les ports, digues, plates-formes offshore ou encore navires. Les caractéristiques des vagues extrêmes sont en général la hauteur de vague pour une période de retour décennale ou centennale (etc.) dans la zone considérée. Pour être fiable, ce calcul nécessite des données de vagues (issues de mesures ou de modèles) sur de longues périodes aux abords de la zone étudiée. Le changement climatique peut modifier les caractéristiques des vagues et ainsi remettre en question les valeurs de dimensionnement utilisées.

Sur le littoral, les côtes subissent en permanence l'action des vagues, des courants et du vent. Elles sont particulièrement vulnérables au changement climatique. La hausse du niveau marin, l'intensification des tempêtes et des conditions de vagues augmentent leur exposition aux submersions marines, à l'érosion, et à la dégradation des écosystèmes. Les submersions marines se produisent dans des situations hydro-météorologiques extrêmes suite à l'élévation locale du niveau de la mer provoquée par trois facteurs : la marée (le coefficient de marée sera plus ou moins favorable à une submersion), la surcote (liée à la pression atmosphérique et au vent qui pousse les masses d'eau vers la côte) et les vagues (hausse relative du niveau de l'eau à l'arrivée des vagues sur la côte, appelée *set-up*). De plus, les vagues ont un rôle actif dans la submersion marine. D'une part, le phénomène de jet de rive (mouvement de va-et-vient des masses d'eau sur la plage lors du déferlement) permet à la mer d'atteindre un niveau supérieur au niveau moyen du plan d'eau, ce niveau maximal atteint étant appelé *run-up*. D'autre part, l'énergie des vagues, ajoutée à la pression des masses d'eau, peut participer à la bréçhification des cordons dunaires, à la destruction de digues, etc.. Le long des côtes rocheuses, les vagues extrêmes participent au recul des falaises (par exemple : Ruggiero et al., 2001; Adams et al., 2005; Hall et al., 2006) et peuvent déplacer des rochers de plusieurs tonnes (par exemple : Vella et al., 2011; Suanez et al., 2009). Le long des côtes sableuses exposées aux vagues, la dynamique sédimentaire est fortement liée aux conditions de vagues. La variabilité temporelle des conditions de vagues conduit à des changements fréquents de la morphologie des plages (par exemple : Lafon et al., 2005; Castelle et al., 2010). A plus long terme, les flux sédimentaires induits par les vagues peuvent entraîner une réduction ou une augmentation du stock sédimentaire de la plage et potentiellement amener

à une avancée ou à un recul du trait de côte. Les processus régissant l'évolution des falaises et des plages sableuses sont un sujet actif de recherche. Dans les régions dominées par les vagues, la connaissance des états de mer peut permettre de mieux appréhender les évolutions futures du littoral.

Site d'étude

Cette thèse est appliquée tout particulièrement à la côte aquitaine, le long de laquelle la dynamique sédimentaire est principalement contrôlée par les vagues. La côte aquitaine s'étend de l'embouchure de la Gironde à celle de l'Adour sur 240 km. Bordée par le Golfe de Gascogne, elle est principalement composée de plages sableuses. Elle présente divers degrés d'urbanisation et des enjeux à la fois naturels et économiques. Par exemple, on y trouve des ensembles naturels de plages, dunes et forêts tels que le Truc-Vert, ainsi que des stations balnéaires fortement urbanisées, telles que la commune de Lège-Cap-Ferret.

Les vagues au large proviennent principalement de la direction Ouest-Nord-Ouest. Elles génèrent une dérive littorale orientée vers le Sud sur la majeure partie de la côte aquitaine. Celle-ci est estimée à environ $700000 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ (LCHF, 1979; Aubié and Tastet, 2000). Concernant l'évolution morphologique à long terme de la côte aquitaine, de plus en plus de zones le long de la côte sont en érosion (Mugica and Mallet, 2008). Le recul du trait de côte est très marqué dans certaines zones comme au Gulp (recul atteignant 20 à 30 m entre 2006 et 2007) et à l'Amélie (recul de l'ordre de 50 m entre 2006 et 2007) (Mugica and Mallet, 2008).

En termes de submersion marine, les vagues peuvent contribuer de manière significative à la surcote totale. Par exemple, des mesures réalisées sur la plage du Truc Vert lors de la campagne ECORS'08 (Sénéchal et al., 2008) montrent que le *set-up* induit par les vagues représente environ la moitié de la surcote totale pour des vagues relativement énergétiques (hauteur significative d'environ 4 m au large) (Idier, communication personnelle).

Dans le cas de conditions de vagues moins spectaculaires, l'action des vagues sur les plages peut générer des morphologies sous-marines tri-dimensionnelles différentes, telles que des barres en croissant, des systèmes à une ou deux barres. Ces morphologies dépendent, entre autres, de la hauteur, de la période et de l'angle d'incidence des vagues à la côte et elles sont largement étudiées (Castelle et al., 2006b; Castelle et al., 2007; Castelle et al., 2010; Thiébot et al., 2011).

Objectifs de ces travaux de recherche

L'objectif de cette thèse est d'apporter des précisions sur le climat de vagues des dernières décennies et de caractériser l'impact du changement climatique sur les conditions de vagues à l'horizon 2100.

Concernant le climat actuel, nous chercherons à mieux caractériser les tendances multi-décennales et leur significativité. Une attention particulière sera apportée à l'identification et à l'interprétation des relations entre la variabilité inter-annuelle des conditions de vagues et celle de la circulation atmosphérique générale.

Nous chercherons à déterminer l'impact potentiel du changement climatique sur les conditions de vagues à partir des projections pour plusieurs scénarios futurs. Nous tenterons d'expliquer ces changements par l'examen approfondi de l'évolution des vents de surface.

Enfin, nous nous attacherons à étendre chacune de ces analyses à la zone côtière et à considérer les vagues non seulement par leur hauteur, mais aussi par leur période et leur direction. Nous discuterons également de l'influence potentielle de ces changements sur le transport sédimentaire et la morphologie côtière.

Organisation du mémoire

Ce manuscrit s'articule autour de quatre chapitres.

Le premier chapitre présente le contexte scientifique de cette étude. Tout d'abord, un rappel est fait sur la caractérisation des vagues et des processus physiques qui les contrôlent (de leur génération à leur dissipation), ainsi que sur le transport sédimentaire induit par les vagues. L'accent est ensuite mis sur leur lien avec le système climatique. Enfin, un état des connaissances actuelles des climats de vagues présent et futur dans l'Atlantique Nord et dans le Golfe de Gascogne est réalisé.

Le second chapitre a pour objectif de présenter la démarche adoptée pour générer les champs de vagues qui seront ensuite analysés. La modélisation des vagues en général et les différents choix effectués sont discutés. La calibration et validation de la base de données de vagues pour le climat actuel, ainsi que la correction appliquée aux vagues modélisées pour le climat futur sont détaillées.

Le troisième chapitre présente l'analyse du climat de vagues actuel, sur la période 1958-2001, en termes de tendances multi-décennales et de variabilité interannuelle. Nous étudions notamment les liens entre le climat de vagues dans le Golfe de Gascogne et certains modes préférentiels de la circulation atmosphérique. Les implications en termes d'aléas côtiers sont brièvement discutées.

Le quatrième chapitre concerne l'analyse du climat de vagues futur pour trois scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. Les changements des conditions de vagues identifiés entre le climat actuel et le climat futur sont examinés en détail par rapport aux types de vagues impactés et aux changements de vents associés. L'influence de ces changements sur les flux sédimentaires *longshore* est abordée.

Enfin, la conclusion dresse la synthèse des principaux résultats et propose quelques perspectives de recherche.

Chapitre 1

Dynamique des vagues, changement climatique et côte aquitaine

Ce premier chapitre a pour objectif de présenter les différents processus physiques à l'origine des vagues et de les placer dans le contexte des changements climatiques. Il s'agit de mieux comprendre l'impact potentiel que peut avoir l'augmentation des gaz à effet de serre sur les vagues à la surface des océans. Ce chapitre décrit ensuite le site choisi pour cette étude et l'état actuel de nos connaissances dans le Golfe de Gascogne.

1.1 Les vagues : des ondes à la surface des océans

Les vagues regroupent l'ensemble des ondes de surface libre générées par le vent, qui se propagent à la surface de l'océan, et dont la période est typiquement comprise entre 2.5 et 25 secondes. Les vagues peuvent être générées localement (mer de vent) ou bien provenir de la propagation de vagues générées au large (houle).

Nous décrivons dans un premier temps les caractéristiques des vagues régulières ainsi que les deux approches qui permettent de décrire les vagues irrégulières. Ensuite nous donnons quelques éléments de compréhension des processus physiques qui régissent les vagues et enfin leur rôle dans la dynamique sédimentaire littorale.

1.1.1 Caractéristiques des vagues régulières

Pour caractériser une simple vague sinusoïdale, on utilise sa longueur d'onde L (distance entre deux crêtes), sa hauteur H (distance verticale entre creux et crête), sa période T (temps de passage entre deux crêtes) ou sa fréquence f ($f = 1/T$) et la profondeur d (distance verticale entre le fond et le niveau d'eau moyen au repos) (figure 1.1). Sa direction θ est définie comme la direction de provenance de l'onde. La vitesse à laquelle l'onde se propage est appelée vitesse de phase $C = L/T$. Le paramètre adimensionné $\xi = H/L$ est appelé cambrure ou pente de la vague.

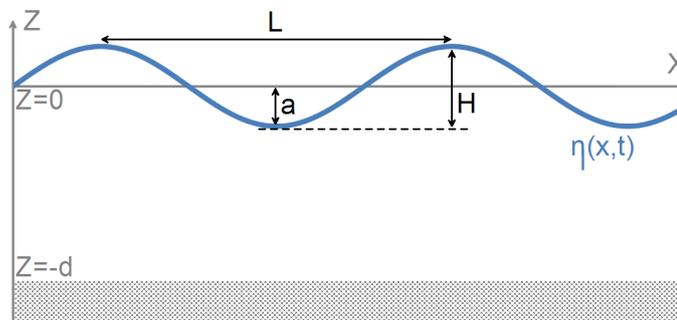


FIGURE 1.1 – Représentation d'une onde sinusoïdale et de ses caractéristiques.

La relation de dispersion permet de relier la période T à la longueur d'onde L ou encore la

pulsation ou fréquence angulaire de la houle ω ($\omega = 2\pi/T$) au nombre d'onde k ($k = 2\pi/L$).

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \text{ ou } L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (1.1)$$

Avec g l'accélération de la pesanteur. Cette relation explique notamment que les ondes de plus grande période se propagent plus rapidement que les ondes de petite période et que les ondes se propagent plus rapidement en eau profonde qu'en faible profondeur.

La relation de dispersion peut être approchée pour certaines conditions de profondeur : en grande profondeur ($d/L > 1/2$), le terme $\tanh(2\pi d/L)$ tend vers 1 et en faible profondeur ($d/L < 1/20$), le terme $\tanh(2\pi d/L)$ tend vers $2\pi d/L$.

Lorsque plusieurs ondes régulières se superposent, leur vitesse de groupe (vitesse de propagation de l'enveloppe du groupe) est définie par :

$$C_g = \frac{L}{T} \left(\frac{1}{2} + \frac{2\pi d}{L} \frac{1}{\sinh(4\pi d/L)} \right) = C \left(\frac{1}{2} + \frac{2\pi d}{L} \frac{1}{\sinh(4\pi d/L)} \right) \quad (1.2)$$

On remarque qu'en eau profonde, $C_g \approx C/2$, et qu'en eau de faible profondeur, $C_g \approx C$.

Les mesures et observations des vagues indiquent que la surface de l'eau est composée de vagues de différentes hauteurs et périodes, se propageant dans des directions différentes. Les paramètres de hauteur, période et direction décrits ci-dessus trouvent donc rapidement leurs limites pour décrire l'état de mer, et il est donc nécessaire de définir des paramètres statistiques. Les deux sections suivantes décrivent deux approches permettant de caractériser statistiquement la variabilité du niveau de l'eau sous l'action des vagues.

1.1.2 Vagues irrégulières : approche vague à vague

L'approche vague à vague consiste à analyser le signal de l'élévation de la surface de la mer en un point (figure 1.2). Les ondulations sont analysées et décrites statistiquement. L'analyse des vagues nécessite un enregistrement de l'élévation de la surface de la mer. La série temporelle des ondulations est découpée en segments identifiés comme des vagues et pour chaque segment, la hauteur et la période sont calculées.

Dans l'analyse des vagues régulières, on définit la période comme le temps de passage de deux crêtes (maximum local) ou deux creux (minimum local). Dans le cas de vagues irrégulières, la période calculée entre deux creux ou deux crêtes n'est pas nécessairement la même. Il y a donc plusieurs définitions de la période, mais aussi de la hauteur de la vague suivant la méthode utilisée pour découper le signal enregistré. La méthode de découpage *zero-crossing* est la plus courante (figure 1.2). Elle consiste à prendre comme référence le passage de la surface de l'eau par le niveau moyen. Mais là encore, deux découpages sont possibles : on peut choisir de prendre le segment du signal entre deux passages par le niveau moyen lorsque la surface de l'eau est en phase descendante (*zero-down-crossing*) ou en phase ascendante (*zero-up-crossing*). La hauteur

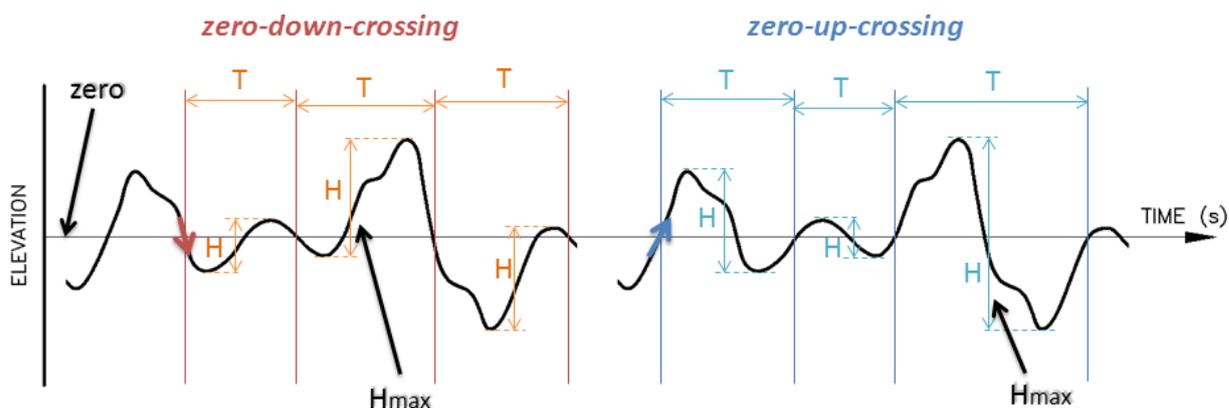


FIGURE 1.2 – Signal d'élévation de la surface de l'eau, découpé selon la méthode *zero-down-crossing* (gauche) et *zero-up-crossing* (droite). Source : Demirebik and Vincent (2002), modifié.

et la période de vague de type *zero-down-crossing* ou *zero-up-crossing* sont celles de la vague ainsi découpée.

Une fois le découpage du signal réalisé, les hauteurs et périodes des différents segments du signal sont utilisées pour caractériser statistiquement l'état de mer enregistré. La période moyenne la plus usitée est la moyenne des périodes de type *zero-crossing*, T_z . Concernant les hauteurs de vague, la hauteur moyenne du tiers des plus hautes vagues, aussi appelée hauteur significative ($H_{1/3}$ ou H_s), est la plus couramment utilisée. La hauteur H_{max} est définie comme la hauteur maximale de l'enregistrement. Une analyse des distributions des hauteurs issues de l'approche vague à vague permet d'établir une relation entre H_s et H_{max} en un lieu donné, qui peut ensuite être exploitée dans des problématiques de franchissement des vagues au niveau d'ouvrages maritimes.

Comparée à l'approche spectrale, détaillée dans la section suivante, l'approche vague à vague présente l'avantage de donner des informations sur les hauteurs maximales. Cependant, l'inconvénient de cette approche est qu'elle ne donne pas d'information sur la direction des vagues et qu'une onde identifiée en un point peut être en fait la superposition de deux vagues se rencontrant en ce point. Ainsi, l'approche vague à vague et l'approche spectrale (section suivante) sont complémentaires dans l'étude des vagues.

1.1.3 Vagues irrégulières : approche spectrale

L'approche spectrale est basée sur la transformée de Fourier de la surface de la mer. Contrairement à l'approche vague à vague, on ne cherche plus à identifier des vagues individuelles, mais plutôt à décrire la distribution de la variance de l'élévation de la surface en fonction de sa fréquence et de sa direction sur une durée déterminée (par exemple, 30 min). Le spectre de variance de l'élévation de la surface $F(f, \theta)$ peut être relié au spectre d'énergie $E(f, \theta)$ en le multipliant par

$\rho_w g$ (avec ρ_w la masse volumique de l'eau). Il décrit la distribution de la variance de l'élévation de la surface de l'eau en fréquence f et en direction θ .

Pour la modélisation des vagues, le spectre est discrétisé en n_f fréquences et n_θ directions. La figure 1.3 illustre un spectre directionnel de vague, et présente une houle en provenance d'Ouest de période 15 s, et une mer de vent en provenance du Sud-Est, de période 6 s.

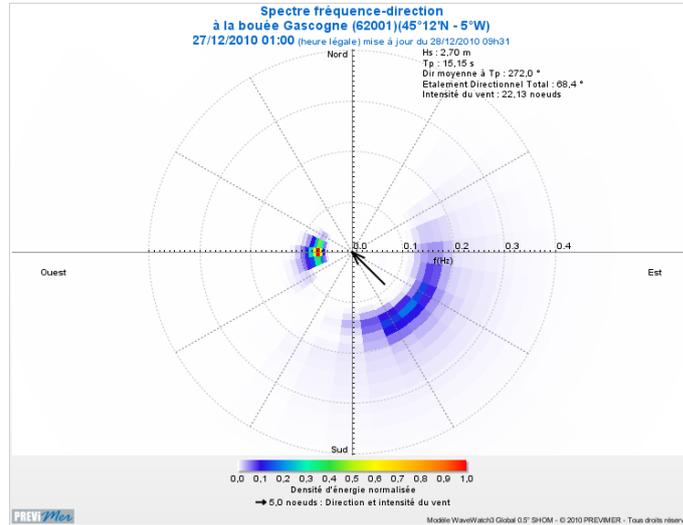


FIGURE 1.3 – Exemple de spectre de vague à la bouée Gascogne, présentant une houle d'Ouest et une mer de vent de Sud-Est. Source : www.previmer.org

Les paramètres statistiques de vague équivalents à ceux abordés dans l'approche vague à vague peuvent être obtenus à partir du spectre directionnel et en particulier des moments m_n d'ordre n . Ils sont le résultat de l'intégration du spectre en fréquence et en direction. Il faut noter que les paramètres calculés à partir du spectre sont dépendants du choix des fréquences minimale et maximale (aussi appelée fréquence de coupure).

$$m_n = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty f^n F(f, \theta) df d\theta \quad (1.3)$$

La variance F est égale à m_0 , et la densité d'énergie des vagues est égale à $E = \rho_w g F$. Le paramètre de hauteur de vague associé au moment m_0 , noté H_{m_0} , est égal à la hauteur significative définie dans l'approche vague à vague :

$$H_s \approx H_{m_0} \approx 4\sqrt{m_0} = 4\sqrt{F} \quad (1.4)$$

La fréquence pic f_p , à laquelle on associe la période pic $T_p = 1/f_p$, est la fréquence à laquelle on observe un pic d'énergie :

$$f_p = \max \int_0^{2\pi} F(f, \theta) d\theta \quad (1.5)$$

Différentes périodes moyennes $T_{m_n, p}$ sont calculées à partir des moments d'ordre n et p du

spectre :

$$T_{m_n,p} = \left(\frac{m_n}{m_p} \right)^{\frac{1}{p-n}} \quad (1.6)$$

Suivant les puissances choisies, la période moyenne donnera plus de poids au pic de variance, aux basses ou aux hautes fréquences. Par la suite, nous nous intéressons à la période $T_{m_{0,2}}$, la plus proche de la période moyenne T_z de type *zero-crossing* et à la période et $T_{m_{-1,0}}$, proche de la période d'énergie de la vague T_e (période de l'onde monochromatique contenant la même énergie que le spectre).

La direction des vagues est la direction de provenance des vagues, généralement donnée en convention nautique. La direction moyenne des vagues D_m est calculée ainsi :

$$D_m = \arctan \left(\frac{a}{b} \right) \quad (1.7)$$

$$a = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \cos(\theta) F(f, \theta) df d\theta \quad (1.8)$$

$$b = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \sin(\theta) F(f, \theta) df d\theta \quad (1.9)$$

La direction pic D_p est calculée de la même façon que la direction moyenne, mais uniquement sur la bande de la fréquence pic.

Ces paramètres sont largement utilisés pour décrire les états de mer et, dans cette étude, pour caractériser l'évolution du climat de vagues dans le Golfe de Gascogne.

1.1.4 Génération, propagation et dissipation

Les processus régissant la formation et la croissance des vagues sous l'effet du vent sont complexes et sont un sujet actif de recherche. Miles (1957) et Phillips (1958) ont permis de mieux comprendre le mécanisme principal induit par les variations de la pression de l'air à la surface de l'eau. La turbulence de l'air produit des variations de pression au-dessus de la surface de l'eau, et les vagues elles-mêmes modifient l'écoulement et la pression de l'air. Ainsi, la pression de l'air est plus forte sur la face de la vague exposée au vent et plus faible sur la face abritée. Ce gradient de pression, associé au mouvement vertical du plan d'eau, induit un transfert d'énergie du vent à la vague et accroît le mouvement oscillatoire de la vague par un phénomène de résonance.

Au moment de la formation de la vague, la direction de propagation des vagues est proche de celle du vent. Ensuite, les processus de transfert d'énergie s'appliquent à toutes les vagues dont la composante de vitesse dans la direction du vent est plus faible que celle du vent. Ainsi, le vent peut faire croître des vagues se propageant dans toutes les directions, sur un secteur de -90° à 90° autour de sa direction. Dans la zone de génération des vagues, la vitesse, la durée pendant laquelle souffle le vent, mais aussi la longueur du fetch (distance sur laquelle le vent souffle) déterminent la hauteur et la période des vagues. Les vagues qui sont en cours de formation ou de

croissance par le vent sont appelées mer de vent. En dehors de la zone de génération, les vagues se propagent par un phénomène ondulatoire à la surface de l'eau et sont appelées houle.

Outre le phénomène de génération, les vagues sont soumises à différents phénomènes (Le Méhauté, 1976) :

- Gonflement (ou *shoaling*, figure 1.5) : quand les vagues se propagent vers des zones de plus faible profondeur (à l'approche de la plage par exemple), leur hauteur augmente. Ce phénomène est lié à la diminution de la vitesse de groupe C_g des vagues avec la profondeur. Dans un cas idéalisé (les lignes de crêtes des vagues sont parallèles aux isobathes), le flux d'énergie des vagues $W = \rho g C_g F$ est conservé et la diminution de C_g induit une augmentation de $F \approx H_s^2/16$.
- Réfraction (figure 1.4, n° 1) : à l'approche de haut-fonds, ou en présence de forts courants, la direction et la hauteur des vagues peuvent être modifiées. Ce phénomène est lié à la variation de la vitesse de phase des vagues avec la profondeur ou en présence de courant. Par exemple, lorsque les vagues se propagent vers la plage avec un angle d'incidence non nul, cela crée un gradient de hauteur d'eau entre les vagues situées le long d'une même ligne de crêtes. Les vagues situées en eau plus profonde (les plus éloignées de la plage) conservent leur célérité, tandis que les vagues situées en eau moins profonde (les plus proches de la plage) ralentissent. Ce processus conduit à un repositionnement de la ligne de crêtes (plus frontale par rapport à la plage) et à une rotation des directions de vagues vers la plage.
- Diffraction (figure 1.4, n° 2) : propagation circulaire de la houle derrière les obstacles. Par exemple, derrière les îlots, on observe des trains de vagues circulaires, alors que cette zone est à l'abri de la houle incidente.
- Réflexion (figure 1.4, n° 3) : quand une houle se propage en profondeur variable ou vers un obstacle, une partie de l'énergie de cette onde est réfléchi et conduit à une redistribution de l'énergie de la vague en direction.
- Dissipation par moutonnement (ou *whitecapping*) : au large, sous l'action du vent, de courants ou lorsque plusieurs vagues se superposent, les vagues peuvent atteindre une cambrure limite au-delà de laquelle elles déferlent. Ce déferlement non bathymétrique est causé par le développement d'une instabilité au niveau de la crête de la vague : lorsque la vitesse de la crête est supérieure à la vitesse de phase de l'onde, la crête se sépare de l'onde et s'écroule sur sa face avant.
- Dissipation par frottement au fond : les vagues perdent de l'énergie par frottement au fond dès que la vitesse orbitale au fond est non nulle. A l'approche de la côte, les vagues de plus grande longueur d'onde sont affectées par la dissipation au fond avant les vagues de plus courte longueur d'onde.
- Interactions houle-houle : redistribution d'énergie dans le spectre de houle. En eau profonde, les interactions houle-houle dominantes se font sous forme de quadruplets (interactions

entre quatre ondes). Lorsque la hauteur est suffisamment faible pour que les interactions avec le fond soient non négligeables, les interactions de triplets (interaction entre deux ondes, générant une troisième onde) peuvent se développer.

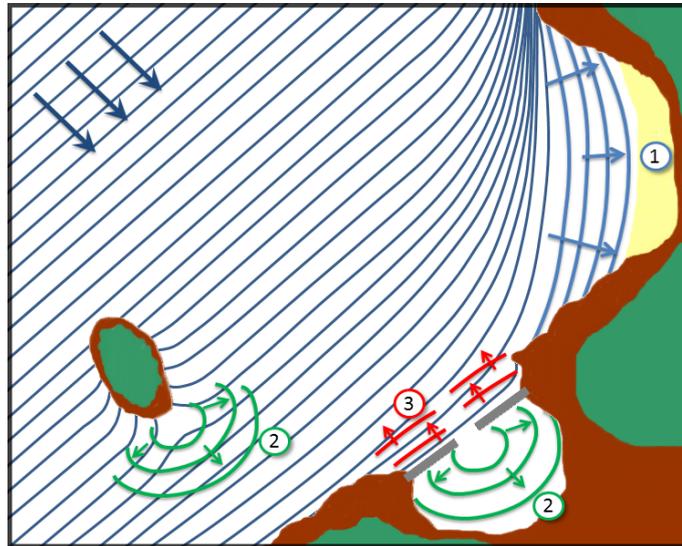


FIGURE 1.4 – Illustration des processus de (1) réfraction, (2) diffraction et (3) réflexion. Les lignes représentent les lignes de crêtes des vagues.

En arrivant sur la côte (figure 1.5), en eau peu profonde, les vagues déferlent. L'arrivée de masses d'eau sur la côte résulte en une élévation du niveau de l'eau, appelée *set-up*. Lors du déferlement, les vagues transfèrent également leur énergie vers des courants stationnaires et peuvent engendrer la mise en mouvement et le transport de sédiments. Après la zone de déferlement, les vagues remontent sur la plage par un phénomène de jet de rive ou *swash* : la zone de *swash* est successivement découverte et recouverte par une fine lame d'eau.

1.1.5 Les vagues et le transport sédimentaire

Le transport sédimentaire peut être classé en trois catégories (figure 1.6). Le transport par charriage caractérise la part des sédiments transportés qui restent en contact avec le fond. Les sédiments se déplacent en roulant sur le fond ou en faisant de petits sauts. Ce transport est lié à la contrainte de frottement au fond. Le transport par suspension comprend la part des sédiments transportés qui ne sont plus en contact avec le fond. La mise en suspension est généralement induite par une agitation turbulente. Enfin, le transport par *sheet flow* désigne les sédiments qui se déplacent sur le fond, de manière désorganisée, à l'intérieur d'une couche très fine. Ce type de transport est favorisé par des courants intenses.

En zone côtière, les sédiments sont principalement mis en mouvement et transportés par les courants stationnaires induits par la marée, le vent et les vagues (courant de dérive, courant de

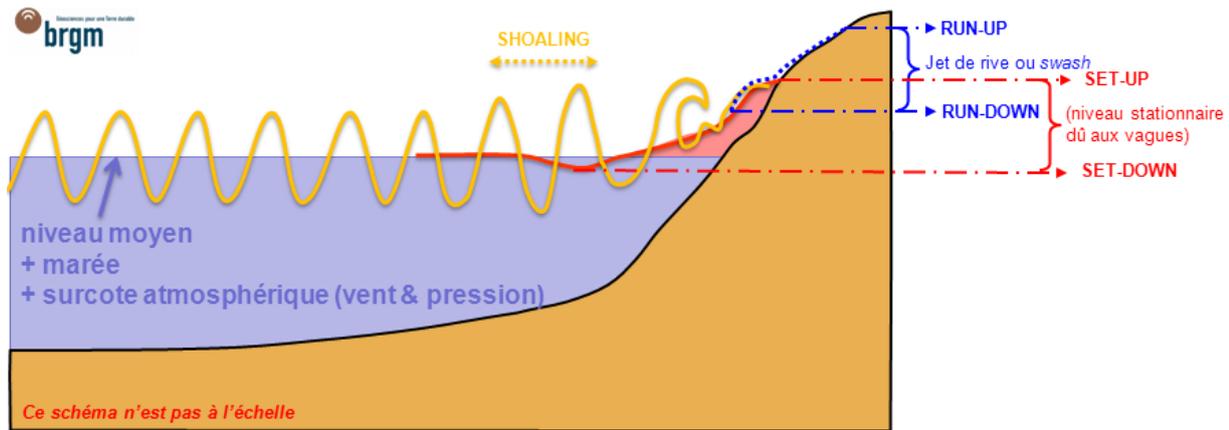


FIGURE 1.5 – Schéma en coupe des vagues approchant de la côte, illustrant les phénomènes de gonflement (ou *shoaling*), de déferlement, de jet de rive (ou *swash*) et des niveaux de *set-down*, *set-up*, *run-down* et *run-down* associés. Source : Pedreros et al. (2010), modifié.

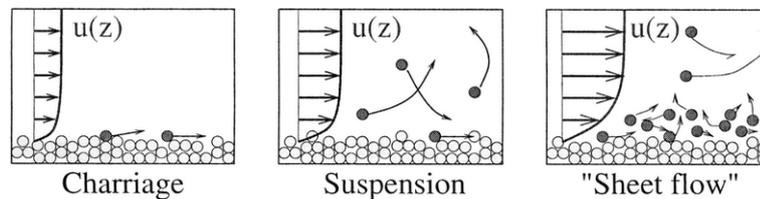


FIGURE 1.6 – Les trois modes de transport sédimentaire : transport par charriage, transport par suspension, transport par *sheet flow*. Source : Camenen (2002).

retour et courant sagittal), mais aussi par le mouvement orbital des vagues au fond, dont l'action est amplifiée par l'asymétrie des vagues en eau peu profonde, et par la turbulence induite par le déferlement.

Nous détaillons ici brièvement les trois types de courants induits par les vagues en zone côtière. Lorsque l'incidence de la houle est oblique, les vagues induisent un courant de dérive ou courant *longshore*, parallèle à la côte (figure 1.7). Le courant de retour, ou *undertow*, est dirigé vers le large. Les vagues transportent des masses d'eau vers la côte et le courant de retour permet de compenser cet apport de masse d'eau en la renvoyant vers le large par le fond. Ainsi, comme le montre la figure 1.7, la vitesse du courant n'est pas homogène sur la verticale. Le courant est orienté vers la côte dans la partie haute de la colonne d'eau et vers le large dans la partie basse. C'est le courant au fond qui va transporter les sédiments vers le large. Les courants sagittaux permettent également d'évacuer les masses d'eau vers le large. Les variations bathymétriques sous-marines (par exemples des barres en croissants, etc.) génèrent des cellules de circulation. Les vagues déferlent alors sur des barres et poussent les masses d'eau vers la plage. Ces masses d'eau sont ensuite évacuées vers le large par des dépressions ou des chenaux de vidange dans

lesquels les vagues déferlent moins violemment. Les courants sagittaux sont les courants induits par l'évacuation de ces masses d'eau vers le large.

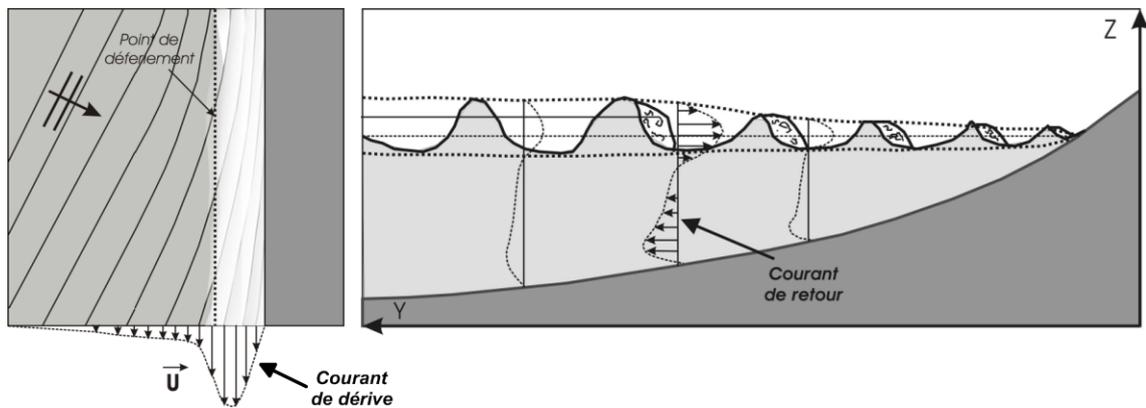


FIGURE 1.7 – Illustration des courants de dérive (gauche) et de retour (droite) induits par les vagues en zone côtière. Source : Castelle (2004).

Le long des côtes exposées aux vagues et soumises à des courants de marée négligeables, les processus de transport sédimentaire sont principalement liés aux vagues et mieux connaître les conditions de vagues est essentiel pour appréhender les changements potentiels de la morphologie côtière.

Dans cette section, nous avons introduit les caractéristiques des vagues, les processus de génération, de propagation et de dissipation, ainsi que les courants et le transport sédimentaire qu'elles peuvent générer en zone côtière. Dans la section suivante, nous nous intéressons au vent, phénomène à l'origine des vagues.

1.2 Les vents de surface : interface entre l'atmosphère et la surface des océans

On a vu précédemment que le vent de surface génère les vagues par un phénomène de résonance, de la petite ride à la houle. Il est donc nécessaire de connaître le vent sur l'ensemble des zones de génération (de l'échelle locale à l'échelle du bassin océanique) afin de connaître les vagues en un lieu donné.

Le vent fait partie du système climatique, constitué, entre autres, de l'océan et de l'atmosphère, deux fluides géophysiques présentant une dynamique complexe. L'objectif de cette partie est de mieux comprendre les liens entre le système climatique, la circulation atmosphérique et les vents de surface.

1.2.1 Origines du vent

Ce sont les différences de température et de pression qui mettent en mouvement les masses d'air au sein desquelles naît le vent. La température du système terre-océan-atmosphère est principalement liée à l'absorption d'énergie du Soleil. Celle-ci varie avec les saisons : elle est maximale dans la bande tropicale et est minimale, voire nulle, au pôle de l'hémisphère d'hiver (l'hémisphère Nord de décembre à février, et Sud de juin à août). A ces variations méridionales (axe Nord-Sud) de température, s'ajoutent des variations spatiales liées à la nature de la surface terrestre et à ses propriétés thermiques, ainsi qu'à la composition de l'atmosphère. Par exemple, les océans ont un albédo plus faible que les continents et absorbent donc plus d'énergie, la concentration en nuages et en aérosols va également déterminer la quantité de flux radiatif solaire réfléchi vers l'espace.

En pratique, l'air chaud, plus léger, monte dans les hautes couches de l'atmosphère tandis que l'air froid, plus lourd, descend. Les masses d'air chaud qui montent en altitude se refroidissent tandis que les masses d'air froid qui descendent se réchauffent, générant un brassage vertical perpétuel. La montée en altitude de l'air chaud va également créer une zone de basse pression, qui va attirer les masses d'air froid présentes dans les zones de haute pression, générant une circulation en boucle que l'on appelle cellule.

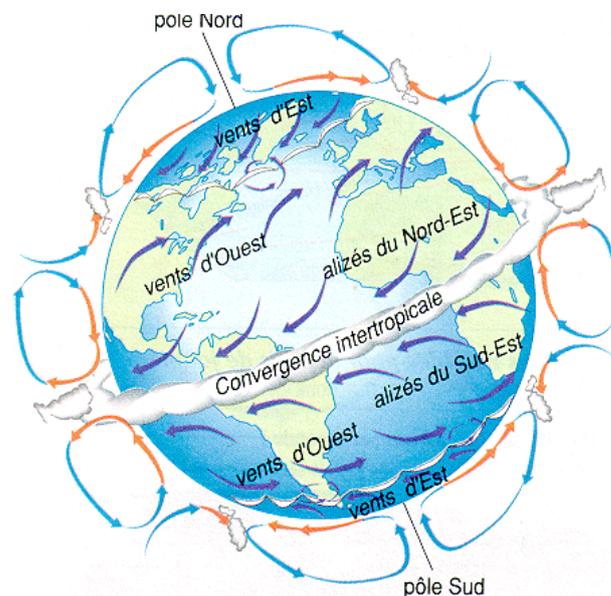


FIGURE 1.8 – Fonctionnement de la circulation atmosphérique moyenne montrant, de l'équateur vers le pôle, les cellules de Hadley, de Ferrel et polaires. Source : eduscol.education.fr.

Ainsi, on distingue six cellules d'un pôle à l'autre (figure 1.8), plus ou moins symétriques par rapport au plan de l'équateur suivant la saison. Les deux cellules les plus proches de l'équateur sont appelées cellules de Hadley : l'air chaud près de l'équateur monte dans l'atmosphère et

se déplace vers les pôles. En se refroidissant en altitude, il redescend au niveau de la latitude 30° pour créer une circulation vers l'équateur et ainsi refermer les cellules. L'interface entre les deux cellules de Hadley se déplace autour de l'Equateur de manière saisonnière et est appelée la zone convergence intertropicale. Les cellules polaires sont situées au niveau de chaque pôle. L'air froid au niveau du pôle fait plonger les masses d'air en basse altitude et génère un courant en surface du pôle vers l'équateur. Les cellules de Ferrel sont situées aux moyennes latitudes, entre les cellules polaires et les cellules de Hadley. Elles présentent une circulation thermique inversée, et assurent la circulation des masses d'air entre les zones de haute pression à l'interface des cellules de Hadley et les zones de basse pression à l'interface des cellules polaires.

Une fois en mouvement, les masses d'air sont soumises à la force de Coriolis liée à la rotation de la Terre. On appelle vent géostrophique le vent qui résulte de l'équilibre entre la force de Coriolis et la force du gradient de pression. Lorsque l'équilibre géostrophique est établi, les deux forces s'opposent et les masses d'air se déplacent avec une vitesse constante, parallèlement aux isobares, dans le sens anti-horaire (horaire) dans l'hémisphère Nord (Sud) autour des minima de pression et dans le sens inverse autour des maxima de pression.

L'hypothèse de l'équilibre géostrophique est valide en altitude, mais d'autres phénomènes sont à considérer lorsqu'on s'approche de la surface. D'autres forces, agissant sur des échelles spatio-temporelles plus petites, perturbent cet équilibre. D'autres termes s'ajoutent donc à la force de Coriolis et les masses d'air, se déplaçant parallèlement aux isobares, sont déviées vers les centres de basse pression. Le vent est alors agéostrophique. Parmi ces forces perturbatrices, on notera les forces de friction entre la surface de la Terre et l'air ainsi que la force centrifuge.

Enfin, le vent de surface qui génère les vagues se situe dans la couche limite de surface (elle s'étend sur quelques dizaines de mètres), dans laquelle il est particulièrement soumis aux phénomènes de la turbulence et de la friction. Dans la couche limite de surface et dans un cas idéalisé de conditions atmosphériques neutres (pas de gradient vertical de température dans la couche limite), le vecteur vitesse du vent présente un profil logarithmique qui dépend de la rugosité du plan d'eau (figure 1.9). Plus la rugosité du plan d'eau est importante, plus la vitesse du vent est faible à proximité de la surface.

Cependant, ce profil logarithmique est représentatif d'une situation idéale. Dans les zones marines, le profil du vent dans la couche limite de surface peut être modifié par des gradients de température, ceux-ci évoluant très rapidement dans la couche limite de surface au cours d'un cycle journalier. La présence d'un gradient vertical de température va conduire à une situation atmosphérique stable ou instable, et donner des profils de vitesse du vent différents du profil logarithmique observé dans des conditions atmosphériques neutres. Il faut donc tenir compte des températures locales et de leur gradient sur la colonne d'air pour calculer la vitesse du vent à différentes altitudes dans la couche limite.

Le vent qui génère les vagues se situe à la surface de l'eau, et les bases de données de vent de

surface donnent généralement le vent à une altitude de 10 m. Le passage de la vitesse du vent de 10 m à la surface de l'eau comporte donc de nombreuses approximations.

Le calcul du vent à la surface de l'eau dépend donc de nombreuses autres variables qui génèrent des incertitudes (rugosité de surface, gradients de température). Ces variables jouent un rôle à l'échelle journalière. A l'échelle saisonnière, la circulation moyenne en surface est très bien connue et nous abordons ce sujet dans la section suivante.

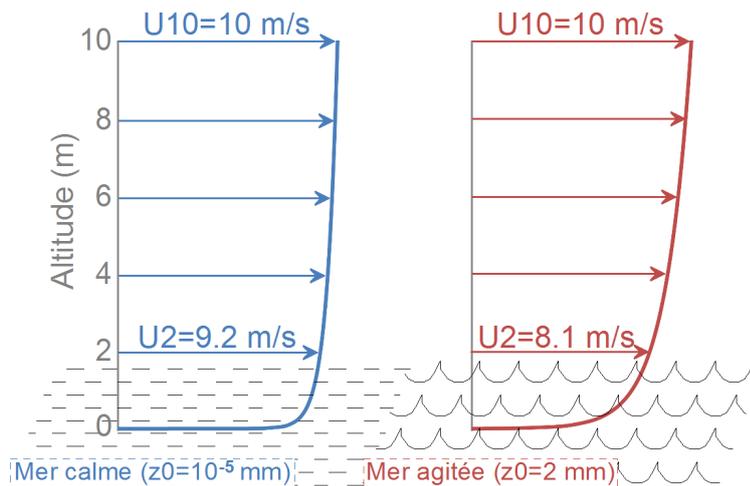


FIGURE 1.9 – Profil logarithmique d'un vent de 10 m s^{-1} à 10 m d'altitude au-dessus de l'océan pour une mer calme (hauteur de rugosité z_0 faible) et pour une mer agitée (hauteur de rugosité élevée).

1.2.2 Circulation atmosphérique dans l'Atlantique Nord

A l'échelle saisonnière, la circulation atmosphérique de surface peut être schématisée par la figure 1.10. En hiver (décembre-janvier-février), du fait de l'inclinaison de la Terre, l'Hémisphère Nord reçoit moins d'énergie du Soleil que l'Hémisphère Sud, et la cellule de Hadley de l'Hémisphère Nord est beaucoup plus étendue que dans l'Hémisphère Sud (sur la figure 1.10, la zone de convergence intertropicale se situe principalement au Sud de l'Equateur, sauf dans l'Atlantique Nord). En été (juin-juillet-août), c'est le contraire, la cellule de Hadley de l'Hémisphère Sud s'étend davantage, et déplace la zone de convergence intertropicale au Nord de l'Equateur (figure 1.10).

Sur la figure 1.10, les vents sont répartis en six systèmes : les Alizés du Nord-Est et du Sud-Est, les vents de secteur Ouest des latitudes moyennes et les vents de secteur Est des régions polaires. Dans le cadre de cette étude, nous nous intéressons en particulier aux systèmes de vents dans l'Atlantique Nord, zone de génération des vagues touchant la côte aquitaine.

En hiver, les vents d'Ouest sont dominants dans l'Atlantique Nord. Ils circulent entre la zone

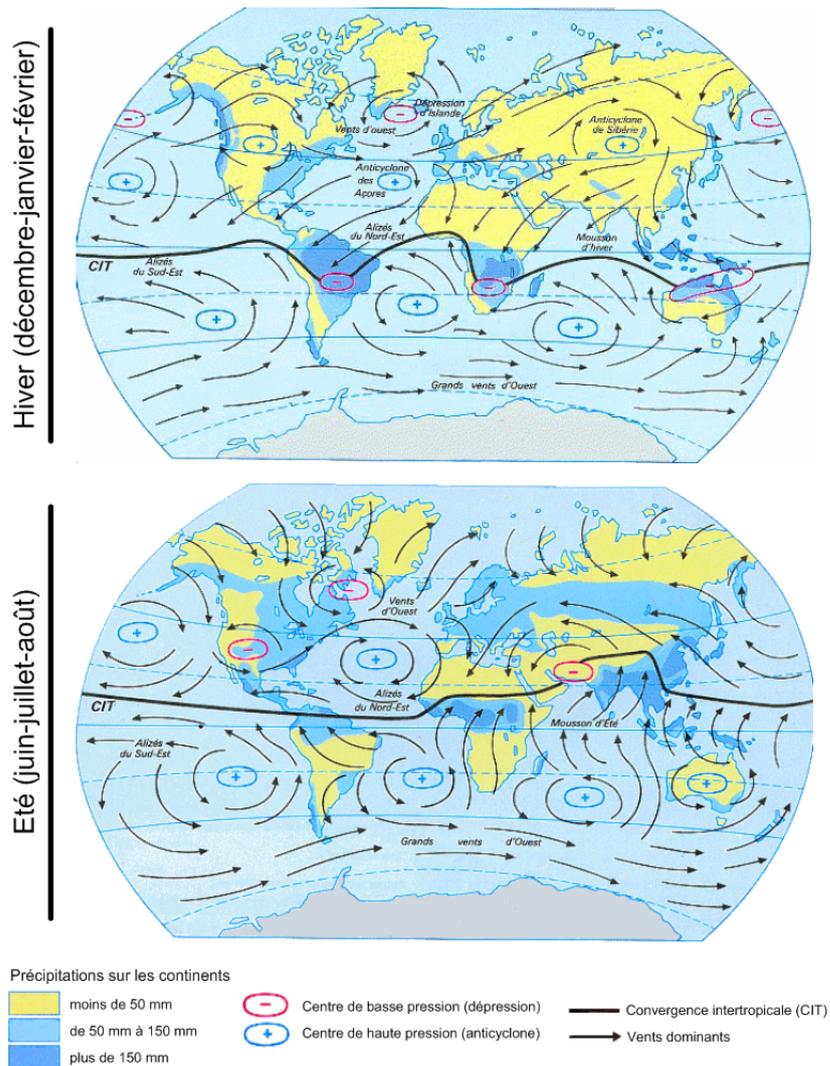


FIGURE 1.10 – Circulation atmosphérique générale de surface pour les mois d’hiver et d’été. Les principaux centres de basse et haute pression, ainsi que les vents dominants sont schématisés. Source : eduscol.education.fr.

de basse pression de la dépression d’Islande et la zone de haute pression de l’anticyclone des Açores. Dans la partie Sud de l’Atlantique Nord, les vents d’Ouest convergent vers le Sud-Ouest pour rejoindre les Alizés du Nord-Est. En hiver, le dipôle de pression entre l’Islande et les Açores est donc le principal moteur des vents qui génèrent les vagues dans l’Atlantique Nord.

En été, le dipôle de pression est décalé vers l’Ouest. La zone de basse pression est située au niveau de la mer du Labrador et la zone de haute pression est légèrement décalée vers l’Ouest. Le gradient de pression n’est pas aussi marqué qu’en hiver, et les vents d’Ouest générés sont plus faibles et convergent rapidement vers les Alizés du Nord-Est.

En été et en hiver, les masses d’air chaud d’origine tropicale et d’air froid d’origine polaire se rencontrent dans les moyennes latitudes de l’Atlantique Nord, au niveau du front polaire qui

s'étend vers le Nord ($60^{\circ}N$) en été et vers le Sud ($40^{\circ}N$) en hiver. C'est une zone d'échanges thermiques importants qui génère des perturbations et des tempêtes. Le soulèvement de l'air chaud et léger au-dessus de l'air froid et dense crée une cellule dépressionnaire. Un tourbillon se forme et se déplace d'Ouest en Est dans l'Atlantique Nord sous l'action des vents d'Ouest et génère de forts vents de surface pouvant atteindre une vitesse de 150 km h^{-1} .

1.2.3 Modes préférentiels de la circulation atmosphérique

La circulation atmosphérique générale dépend principalement des champs de pression. Une analyse spatiale des anomalies journalières, mensuelles et annuelles de ces champs de pression permet de mettre en évidence des modes de variabilité basse-fréquence, récurrents et persistants, représentatifs de ces anomalies et donc des anomalies de circulation s'étendant sur de vastes régions. Les anomalies de pression associées à ces modes préférentiels du climat peuvent être observées pendant plusieurs jours, voire plusieurs semaines. En faisant l'hypothèse de stationnarité des modes sur la période étudiée (la structure spatiale des modes est préservée), la prédominance d'un ou plusieurs modes sur de longues périodes peut mettre en évidence une variabilité saisonnière, décennale, ou encore un changement plus durable de la circulation générale (Cassou, 2004).

Cette simplification de la circulation atmosphérique générale en un nombre fini de variables de grande échelle permet d'étudier plus facilement le lien entre la circulation atmosphérique et les variables locales telles que le vent de surface et les conditions de vagues.

De nombreuses analyses spatiales sur différentes étendues et avec différentes techniques existent. Deux d'entre elles, utilisées dans cette étude, sont les modes de téléconnexion de l'hémisphère Nord (Barnston and Livezey, 1987) et les régimes de temps de l'Atlantique Nord (Vautard, 1990). Ces variables sont calculées à partir de deux techniques différentes, sur une emprise englobant soit l'Hémisphère Nord, soit l'Atlantique Nord, et donnent soit un indice (intensité du mode de téléconnexion), soit une occurrence (chaque jour les anomalies de circulation peuvent être reliées à un régime de temps).

Modes de téléconnexion

Les modes de téléconnexion de l'hémisphère Nord ont été identifiés par Barnston and Livezey (1987). Ils sont issus d'une analyse en composantes principales avec rotation (RPCA) des anomalies de pression ou de hauteur de géopotential par rapport à la situation moyenne dans l'hémisphère Nord. Cette technique isole les 10 principaux modes de téléconnexion pour chaque mois, ceux-ci expliquant environ 80% de la variance. Les 10 modes de téléconnexion prédominants de l'hémisphère Nord et les anomalies associées sont décrites dans le tableau 1.1.

Nom	Description
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i> : dipôle Nord-Sud d'anomalies de pression dans l'Atlantique Nord, avec un centre situé sur le Groënland, et l'autre centre de signe opposé sur les Açores. La phase positive accroît le gradient de pression entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores.
EA	<i>East Atlantic pattern</i> : dipôle Nord-Sud d'anomalies de pression dans l'Atlantique Nord, décalé vers le Sud par rapport au mode NAO.
EA/WR	<i>East Atlantic / Western Russia pattern</i> : quatre pôles principaux d'anomalies. La phase positive est associée à des anomalies de pression positives au-dessus de l'Europe et du Nord de la Chine, et à des anomalies de pression négatives au centre de l'Atlantique Nord et au Nord de la mer Caspienne.
SCA	<i>Scandinavia pattern</i> : anomalies situées au-dessus de la Scandinavie et du Nord-Est de l'Europe. La phase positive est associée à des anomalies de pression positives reflétant parfois des situations de blocage anticyclonique au-dessus de la Scandinavie et de l'Ouest de la Russie.
POL	<i>Polar/Eurasia pattern</i> : ce mode est associé à la force du vortex polaire. La phase positive est associée à des anomalies de pression négatives au-dessus de la région polaire et à des anomalies de pression positives au dessus du Nord de la Chine et de la Mongolie.
WP	<i>West Pacific pattern</i> : dipôle Nord-Sud d'anomalies de pression dans le secteur Ouest du Pacifique Nord.
EP/NP	<i>East Pacific / North Pacific pattern</i> : trois principaux centres d'anomalies. La phase positive présente des anomalies de pression positives au-dessus de l'Alaska et de l'Ouest du Canada, et des anomalies de pression négatives au-dessus du centre du Pacifique Nord et de l'Est de l'Amérique du Nord.
PNA	<i>Pacific / North American pattern</i> : quatre centre d'anomalies de pression situés dans le Pacifique Nord. La phase positive est associée à des pressions plus fortes que la normale à Hawaï et dans le Nord-Ouest du Canada et des pressions plus faibles que la normale dans les hautes latitudes du Pacifique Nord et dans le Sud-Est de l'Amérique du Nord.
TNH	<i>Tropical / Northern Hemisphere pattern</i> : la phase positive est associée à des anomalies de pression positives au-dessus du Golfe de l'Alaska et du Golfe de Mexico jusqu'au centre de l'Atlantique Nord, et à des anomalies de pression négatives dans la partie Est du Canada.
PT	<i>Pacific Transition pattern</i> : la phase positive est associée à des anomalies de pression positives à l'Ouest d'Hawaï et dans la partie Ouest de l'Amérique du Nord et à des anomalies de pression négatives dans le Golfe de l'Alaska et dans le Sud-Est de l'Amérique du Nord.

TABLE 1.1 – Modes de téléconnexion de l'hémisphère Nord.

Les régimes de temps

Les régimes de temps ont été identifiés par Vautard (1990) et sont également calculés à partir des anomalies de pression ou de hauteur de géopotential par rapport à la situation moyenne, mais uniquement sur le bassin Atlantique Nord. Les régimes de temps sont calculés par une analyse en composantes principales puis par une classification avec l'algorithme de clusterisation K-means (Michelangeli et al., 1995). Dans l'Atlantique Nord, il a été déterminé que 4 classes, appelées régimes de temps, permettent de décrire précisément la circulation atmosphérique. Ces régimes de temps sont décrits dans le tableau 1.2.

Nom	Description
ZO ou NAO +	Régime zonal : renforcement du gradient de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande, proche de la phase positive de la NAO
GA ou NAO -	Régime de l'anticyclone du Groënland (<i>Greenland Anticyclone</i>) : réduction du gradient de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande, proche de la phase négative de la NAO
BL	Régime blocage (<i>Blocking</i>) : anticyclone persistant sur le Nord de l'Europe et la Scandinavie
AR	Régime dorsale atlantique (<i>Atlantic Ridge</i>) : gonflement de l'anticyclone des Açores, recouvrant tout le bassin atlantique, proche de la phase positive de l'EA

TABLE 1.2 – Régimes de temps de l'Atlantique Nord.

Ces deux méthodes permettent donc de décrire les anomalies de circulation atmosphérique de manière simplifiée, avec des indices ou des occurrences. La méthode des régimes de temps est davantage centrée sur l'Atlantique Nord et trois des régimes obtenus présentent une signature très proche des modes de téléconnexions *North Atlantic Oscillation* (NAO) et *East Atlantic* (EA), prédominants sur l'Atlantique Nord.

1.2.4 Modélisation du système climatique

Les vents de surface résultent d'un ensemble de processus complexes de circulation des masses d'air dans l'atmosphère, influencés notamment par les températures sur plusieurs niveaux. Les mesures de vent ne suffisent pas à caractériser le vent de surface sur les grandes étendues sur lesquelles sont générées les vagues. La modélisation numérique du système climatique permet de décrire spatialement les champs de vent de surface.

Les principaux composants du système climatique sont : les océans, l'atmosphère, la biosphère, la cryosphère (neige et glace terrestre ou marine) et la surface terrestre. Le climat dé-

pend de la dynamique de ces sous-systèmes et de leurs interactions. Le système climatique étant constitué de plusieurs sous-systèmes, le modèle climatique est lui aussi composé de plusieurs sous-modèles permettant de simuler l'atmosphère ou l'océan à des échelles de temps et d'espace appropriées.

Les sous-modèles climatiques sont basés sur les lois fondamentales de la physique. Ces lois sont mises en équations (équations de conservation de la masse, du mouvement, de l'énergie, équations de thermodynamique, etc.), moyennées pour s'adapter aux grandes échelles spatio-temporelles du système climatique, puis discrétisées suivant des schémas numériques. Certains processus physiques sont simplifiés car ils ne sont pas bien connus (formulations empiriques) ou parce que leur résolution est trop coûteuse en temps de calcul (par exemple les nuages). Ainsi, à partir des lois fondamentales de la physique et de formulations paramétrées à partir d'observations, il est possible de modéliser l'évolution de certaines variables de chaque sous-système plus ou moins fidèlement.

Ainsi, pour modéliser les vents de surface, des modèles de la circulation générale de l'atmosphère (AGCM) sont utilisés. Ils prennent comme conditions aux limites les forçages externes (soleil, GES et aérosols) et la température de surface des océans (SST). La SST provient soit des observations, des réanalyses, ou du couplage avec un modèle de la circulation générale des océans (OAGCM, modèle de la circulation générale couplé océans-atmosphère). Ces modèles climatiques complexes sont indispensables à l'étude de l'impact de l'augmentation des gaz à effet de serre sur le climat.

1.3 Le changement climatique dans l'Atlantique Nord

Le changement majeur qui peut impacter le climat actuel et futur est l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 , N_2O). Leur évolution au cours du dernier siècle a été le changement le plus rapide et le plus important de l'histoire connue de l'atmosphère. Les gaz à effet de serre ainsi que les nuages absorbent en grande partie le rayonnement terrestre et le rediffusent vers l'espace et vers la Terre. C'est la réémission des flux d'énergie vers la Terre qui la réchauffe et qu'on appelle l'effet de serre.

La conséquence majeure de l'augmentation des gaz à effet de serre est donc l'augmentation des températures. Ce réchauffement concerne le système terre-océan-atmosphère dans son ensemble et est susceptible de modifier le déplacement des masses d'air, et donc les vents de surface et les vagues.

Le système Terre-Océan-Atmosphère est un système dynamique et fortement complexe, et il est indispensable d'utiliser les modèles pour projeter les évolutions potentielles du climat. Les projections sont basées sur des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. Nous décrivons donc dans un premier temps les scénarios futurs, puis les résultats des projections du climat et des

projections globales de vagues.

1.3.1 Scénarios futurs d'émissions de gaz à effet de serre

L'augmentation récente des émissions de gaz à effet de serre est la conséquence de l'activité humaine et les futures tendances d'émissions de gaz à effet de serre dépendent du développement des sociétés humaines et de la prise ou non de mesures pour réduire le réchauffement climatique global. Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC ou IPCC en Anglais) a proposé plusieurs scénarios d'évolution de la société dans le rapport spécial sur les scénarios d'émissions (SRES, Nakićenović and Swart, 2000). Appelés scénarios SRES, ils permettent d'explorer les incertitudes liées aux futures tendances des émissions de gaz à effet de serre. Cependant, il n'y a pas de prise en compte des politiques d'adaptation comme dans les scénarios du 5^e rapport d'évaluation, en cours de définition.

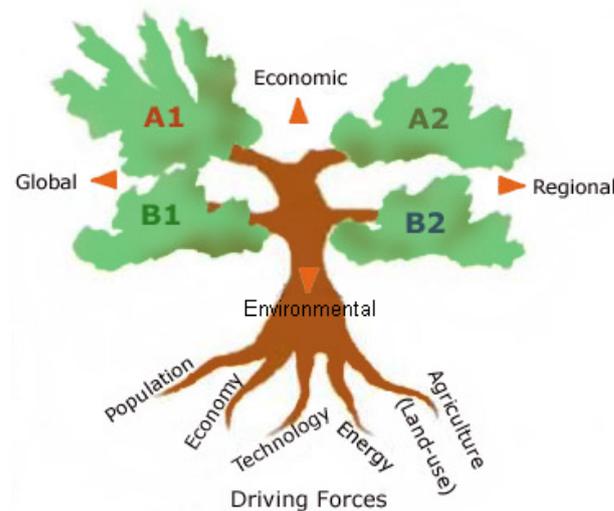


FIGURE 1.11 – Illustration schématique des scénarios SRES. Chaque famille de scénarios est basée sur des caractéristiques communes de développement. Source : Nakićenović and Swart (2000).

Il existe quatre familles de scénarios représentatives de différents contextes démographiques, sociaux, politiques et technologiques. Ces familles se répartissent entre un développement global ou régional et des objectifs plus économiques ou environnementaux (figure 1.11) :

- *A1 global/économique* : Développement économique rapide, population globale de 9 milliards en 2050, en décroissance ensuite, introduction et diffusion rapide de nouvelles technologies plus efficaces, convergence du niveau de vie entre régions, interactions sociales et culturelles à l'échelle mondiale. Cette famille inclut le scénario A1B qui donne la même importance à toutes les sources d'énergie.

- A2 *régional/économique* : Nations autonomes, fonctionnant indépendamment, population en augmentation continue, développement économique régionalisé, changements et améliorations technologiques plus lentes et plus fragmentées.
- B1 *global/environnemental* : Développement économique rapide, population globale de 9 milliards en 2050, en décroissance ensuite, avec une évolution rapide des structures économiques vers une économie de services et d'information, introduction de technologies propres et peu consommatrices en ressources, accent mis sur les solutions globales orientées vers une durabilité économique, sociale et environnementale.
- B2 *régional/environnemental* : Population en augmentation continue (mais moins rapide que dans A2), accent mis sur des solutions locales plutôt que globales à la stabilité économique, sociale et environnementale, niveaux intermédiaires de développement économique, changements technologiques plus lents et plus fragmentés que dans A1 et B1.

Ces scénarios permettent de traduire des tendances démographiques, économiques, sociales et technologiques en émissions de gaz à effet de serre et à d'autres variables (aérosols, etc.) qui servent de données d'entrée aux modèles utilisés pour faire des projections du climat. Par la suite, nous utiliserons les scénarios B1, A1B et A2.

1.3.2 Projections du climat

La première variable qui caractérise le changement à venir est la température, conséquence directe de l'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre. La figure 1.12 montre l'évolution de la température globale pour les scénarios A2, A1B et B1. La température globale augmente fortement pour les trois scénarios jusqu'en 2100, puis tend progressivement vers une stabilisation pour les scénarios A1B et B1 à partir de 2100.

Si l'on regarde la distribution spatiale du réchauffement (figure 1.13, gauche), on note que la température augmente en particulier au niveau du pôle Nord (réduction de la mer de glace et rétroaction de l'albédo), du pôle Sud et sur les continents. Cette modification des gradients de températures induit une modification de la circulation atmosphérique générale et des gradients de pression (figure 1.13, droite). L'augmentation des pressions aux moyennes latitudes et la diminution dans les hautes latitudes sont associées à une expansion des cellules de Hadley vers les pôles et à un ralentissement de leur circulation.

Aux moyennes latitudes, l'impact de ces changements de circulation atmosphérique sur les vents de surface peut être analysé à travers l'évolution des cyclones extra-tropicaux et des rails des tempêtes. Le 4^e rapport d'évaluation du GIEC (Meehl et al., 2007) fait état d'un décalage des rails de tempêtes vers les pôles, d'une diminution du nombre total de cyclones extra-tropicaux, accompagnée d'une intensification des cyclones extra-tropicaux aux moyennes latitudes d'ici la fin du 21^e siècle, dans le contexte d'un réchauffement climatique global. Des études récentes ont

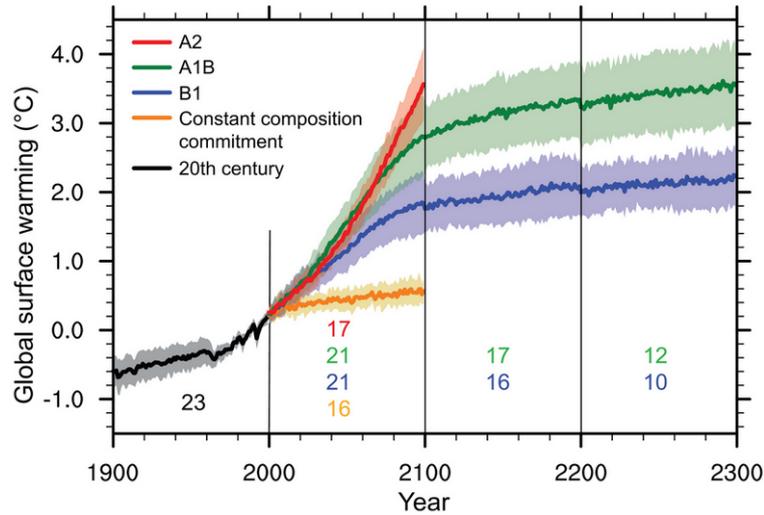


FIGURE 1.12 – Moyenne multi-modèles de l'évolution de la température globale de surface par rapport à la période 1980-1999 pour les scénarios A2, A1B et B1. Source : Meehl et al. (2007).

confirmé certains de ces résultats, en particulier concernant la réduction du nombre total de cyclones extra-tropicaux et le décalage des rails de tempêtes vers les pôles (Catto et al., 2011; Bengtsson et al., 2009; Pinto et al., 2007). Cependant, dans l'Atlantique Nord, le décalage des rails de tempête pourrait être lié au ralentissement de la boucle de retournement (la *Meridional Overturning Circulation* ou MOC module le gradient méridien de température (Hu et al., 2009)). De plus, Catto et al. (2011) ont montré que l'impact du changement climatique sur les rails de tempête dans cette région est non linéaire (décalage vers le Nord-Est pour le scénario $2 \times CO_2$ et pas de décalage pour le scénario $4 \times CO_2$ par rapport au scénario de contrôle). Enfin, Bengtsson et al. (2009) et Catto et al. (2011) ont montré que le nombre de cyclones extra-tropicaux intenses est stable, voire en diminution d'ici la fin du 21^e siècle. Ces différentes études donnent des conclusions très diverses et il est difficile aujourd'hui de déterminer avec certitude les caractéristiques des cyclones extra-tropicaux à la fin du 21^e siècle.

Une autre conséquence majeure du changement climatique est l'augmentation du niveau moyen des océans (Meehl et al., 2007; Rahmstorf, 2007). Non seulement cette hausse va modifier le trait de côte et la dynamique littorale, mais elle va également modifier les conditions de vagues à l'approche des côtes. En effet, en première approximation, du fait de l'augmentation du niveau marin, la zone de déferlement actuelle sera décalée et se rapprochera des cordons dunaires et des zones habitées (dans l'hypothèse où celles-ci ne seraient pas déplacées).

1.3.3 Projections globales de vagues

Le 4^e rapport d'évaluation du GIEC (Christensen et al., 2007) faisait état d'un manque de connaissance du climat de vagues futur. Depuis ce constat, des projections de vagues ont été

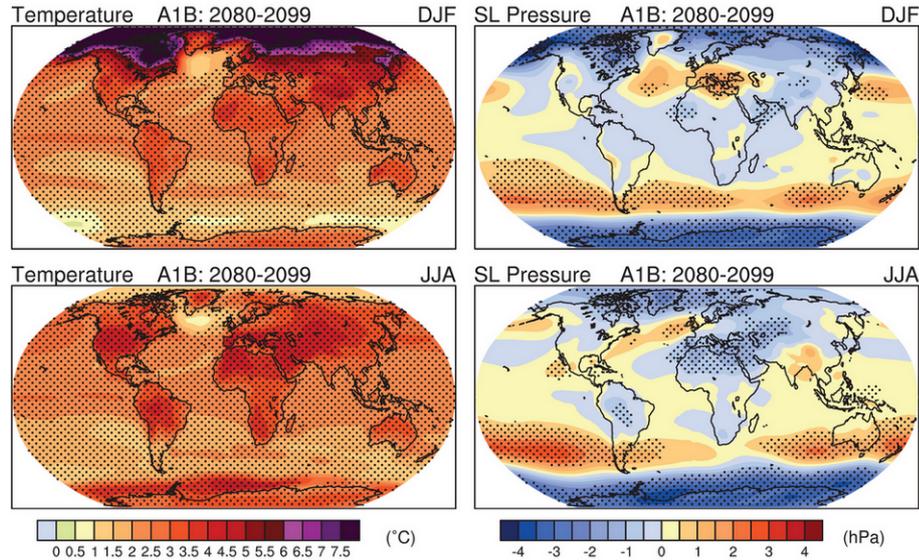


FIGURE 1.13 – Moyenne multi-modèles des changements de la température de l'air en surface (gauche) et des pressions à la surface de la mer (droite) pour l'hiver (DJF, haut) et l'été (JJA, bas) boréaux. Les changements sont donnés pour le scénario A1B, pour la période 2080-2099 relativement à 1980-1999. Les hachures indiquent que la moyenne multi-modèles est plus forte que l'écart-type entre les modèles. Source : Meehl et al. (2007).

réalisées à l'échelle globale et régionale. Le tableau 1.3 liste les projections de vagues existantes, englobant au moins l'Atlantique Nord-Est.

Jusqu'en 2006, à quelques exceptions près, les premières projections de vagues sont basées sur la régionalisation statistique et couvrent l'Atlantique Nord (The WASA Group, 1998; Wang et al., 2004) ou l'ensemble du globe (Wang and Swail, 2006; Caires et al., 2006). Cette méthode consiste à relier une variable grande échelle, pour laquelle des projections pour le climat futur sont disponibles, à une variable locale. Les régionalisations statistiques détaillées dans le tableau 1.3 relient la pression de surface à la hauteur des vagues (moyenne ou extrême). Depuis 2007, des projections de vagues ont été réalisées par régionalisation dynamique à l'échelle globale ou régionale. Cette méthode consiste à générer et propager les vagues avec un modèle de vagues forcé par des champs de vent de surface. Les études mentionnées dans le tableau 1.3 concernent des projections de vagues sur l'Atlantique Nord-Est (Leake et al., 2007; Debernard and Røed, 2008; Zacharioudaki et al., 2011) ou sur l'ensemble du globe (Mori et al., 2010), avec une résolution spatiale variant de 0.2° à 1.25° .

Dans l'Atlantique Nord, les projections globales donnent des résultats consistants, indiquant une augmentation des hauteurs de vague dans la partie Sud-Ouest qui s'étend parfois jusqu'au Sud-Est, dans la partie Nord-Est et une diminution dans la partie centrale de l'Atlantique Nord (figure 1.14). Les projections limitées à l'Atlantique Nord ou Nord-Est donnent des résultats

similaires. Cependant, l'amplitude, la significativité et l'extension spatiale de ces changements dépendent de la saison, du type de hauteur (moyenne, 90 ou 99^e centiles, périodes de retour ...) et du scénario d'émissions de GES analysé. D'une étude à l'autre, on note que ces changements dépendent aussi du choix de l'approche (dynamique ou statistique), de l'AGCM produisant les champs de vent ou de pression et du modèle de vagues ou de régression utilisés.

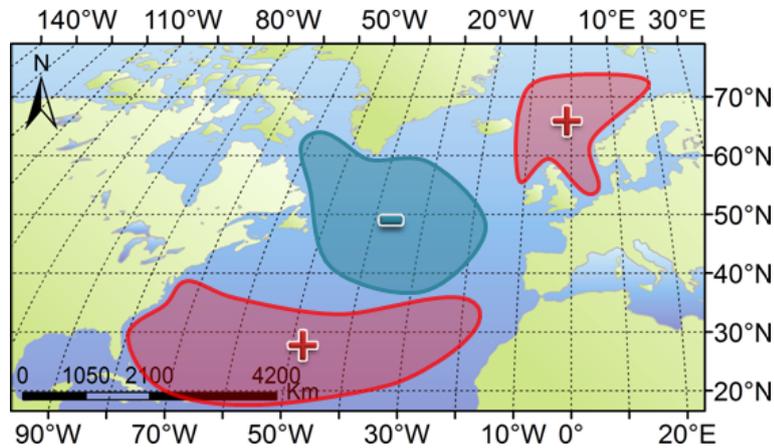


FIGURE 1.14 – Carte simplifiée des projections des hauteurs de vague, synthétisant les résultats des études existantes dans l'Atlantique Nord (tableau 1.3).

Ces projections de hauteurs de vague apportent des éléments intéressants sur l'impact du changement climatique sur le climat de vagues sur de grandes étendues. Cependant ces projections ne sont exploitables que dans des régions éloignées des zones côtières, et l'étude des changements des climats de vagues le long des côtes nécessite une résolution spatiale plus fine. Dans l'Atlantique Nord, ces études à plus forte résolution spatiale indiquent des changements globalement similaires, mais les changements des hauteurs de vague dans le Golfe de Gascogne sont très variables. De plus, l'étude de l'impact potentiel du changement climatique sur le littoral nécessite de mieux caractériser les changements de conditions de vagues, avec notamment le calcul de variables telles que la période et la direction des vagues.

Référence	Emprise	Approche utilisée	Scénarios et périodes	Variabes analysées
The WASA Group (1998)	Atlantique Nord	Statistique et dynamique (modèle WAM)	contrôle [6 ans], scénario "2 × CO ₂ " [6 ans]	Hs(90%) annuel
Debernard et al. (2002)	Atlantique Nord-Est	Dynamique (modèle WAM, $\Delta x, y = 0.5^\circ$)	contrôle [1980-2000], IS92a [2030-2050]	Hs moyen et Hs(99%), par saison et par an
Wang et al. (2004)	Atlantique Nord	Statistique ($\Delta x \times \Delta y = 0.625^\circ \times 0.833^\circ$)	contrôle [1961-1990], IS92a [1850-2100], SRES A2 et B2 [1990-2100]	Hs moyen, Hs(90%) et Hs maximum (hiver, automne)
Wang and Swail (2006)	Global	Statistique ($\Delta x, y = 1.5^\circ$)	contrôle [1961-1990], IS92a [1900-2100/2049], SRES A2 et B2 [1990-2099]	Hs moyen et pour une période de retour de 20 ans, par saison
Caires et al. (2006)	Global	Statistique ($\Delta x, y = 1.5^\circ$)	IS92a [1961-2099], SRES A2 et B2 [1990-2099]	Hs pour une période de retour de 20 ans, par saison
Leake et al. (2007)	Atlantique Nord-Est	Dynamique (modèle PRO-WAM, $\Delta x, y = 1^\circ$)	contrôle [1960-1990], SRES A2, B2 [2070-2100]	Hs moyen et Hs maximum (hiver)
Debernard and Røed (2008)	Atlantique Nord-Est	Dynamique (modèle WAM, $\Delta x, y = 0.5^\circ$)	contrôle [1961-1990], SRES A2, B2, A1B [2071-2100]	Hs moyen et Hs(99%), par saison et par an
Mori et al. (2010)	Global	Dynamique (modèle SWAN, $\Delta x, y = 1.25^\circ$)	contrôle [1979-2003], SRES A1B [2015-2031/2075-2099]	Hs moyen annuel
Zacharioudaki et al. (2011)	Atlantique Nord-Est	Dynamique (modèle WW3 v2.22, $\Delta x, y = 0.8 \text{ à } 0.2^\circ$)	contrôle [1961-2000], SRES A2, A1B, B1 [2061-2100]	Hs moyen et Hs(99%), par saison

TABLE 1.3 – Synthèse des projections de vagues existantes couvrant l'ensemble du globe ou l'Atlantique Nord. Seules les résolutions des emboîtements couvrant l'Atlantique Nord-Est sont données.

1.4 Golfe de Gascogne : de l’Océan Atlantique à la côte aquitaine

1.4.1 Site d’étude

Dans cette étude, nous nous intéressons en particulier au climat de vagues dans le Golfe de Gascogne et le long de la côte aquitaine. Le Golfe de Gascogne est bordé au Sud par les côtes espagnoles et à l’Est par les côtes françaises. A l’Ouest, il est ouvert sur l’Océan Atlantique duquel proviennent de grandes houles. Le Golfe de Gascogne présente également un fetch suffisamment étendu pour que des tempêtes locales puissent générer des vagues énergétiques. Les vagues sont donc un élément important dans la caractérisation du Golfe de Gascogne et de la sécurité des nombreuses activités humaines telles que le transport maritime, la pêche ou la navigation de plaisance.

De précédentes études ont permis d’améliorer la connaissance du climat de vagues actuel dans le Golfe de Gascogne. Par exemple, la classification des états de mer a été appliquée en plusieurs points du Golfe de Gascogne, à partir de mesures de houlographe ou de sorties de modèles ou d’une combinaison des deux. Au large, en particulier au niveau de la bouée Gascogne, on notera les études de Butel et al. (2002) et Le Cozannet et al. (2010) et le long de la côte, les études de Butel et al. (2002), Abadie et al. (2005) et Dupuis et al. (2006). La classification des états de mer a permis de définir quatre grands ensembles de classes de vagues au large, ainsi que les caractéristiques de leur centroïdes (Le Cozannet et al., 2010) : la mer de vent (en provenance d’Est-Nord-Est, hauteur de 2 m, période de 6 s), les vagues intermédiaires (en provenance du quart Nord-Ouest, hauteur comprise entre 1.3 et 3.3 m, période comprise entre 6.6 et 8.7 s), la houle (en provenance de l’Atlantique Nord, avec une direction d’Ouest-Nord-Ouest, une hauteur comprise entre 1.3 et 4.1 m et une période comprise entre 8.3 et 13 s) et les tempêtes (en provenance d’Ouest-Nord-Ouest, hauteur comprise entre 4.8 et 7.1 m, période comprise entre 10.1 et 11.9 s).

Parmi les vagues se propageant ou étant générées dans le Golfe de Gascogne, certaines viennent déferler sur la côte aquitaine. Cette côte linéaire de 240 km est principalement composée de plages sableuses. On y trouve stations balnéaires, ports, plages de sable touristiques, spots de surf, etc.. La région étant soumise à un régime méso à macro-tidal (marnage entre 2 et 4 m) avec une onde de marée se propageant frontalement à la côte, les courants de marée près des côtes sont faibles. Les vagues représentent le principal facteur contrôlant l’hydrodynamique et la morphodynamique côtières. Les plages sableuses présentent généralement une morphologie constituée d’une double barre sous-marine et de figures périodiques qui peuvent évoluer suivant les conditions de vagues. Par exemple, la plage du Truc Vert, représentative d’une partie des plages de la côte aquitaine, présente un système de double barres qui sont rectilignes, décalées vers le large en période de tempête, et en forme de croissant en eau très peu profonde en période prolongée de temps calme (Castelle et al., 2007). Dominés par les vagues, les mécanismes phy-

siques à l'origine de ces transitions ne sont pas encore tous compris. De nombreuses campagnes de mesures hydrodynamiques et sédimentaires (Sénéchal et al., 2004; Castelle et al., 2006b; Maselink et al., 2008; Sénéchal et al., 2008; Sénéchal et al., 2009), observations par satellite (Lafon et al., 2004, 2005), modélisations numériques (Castelle et al., 2006a) ont été réalisées sur le site du Truc Vert pour tenter de mieux les comprendre. Ces changements morphologiques se mettent en place en quelques heures à quelques semaines et sont visibles à des échelles spatiales du mètre au kilomètre. A l'échelle de la côte aquitaine, les vagues peuvent être à l'origine de tendances à l'érosion ou à l'accrétion dans certains secteurs. Le trait de côte peut être modifié brutalement par une tempête, se reconstruire sur quelques mois pendant une période de temps calme, ou évoluer sur plusieurs années sous l'action d'un processus de transport sédimentaire régulier, tel que le transport *longshore*. L'angle d'incidence des houles sur la côte aquitaine engendre un transport sédimentaire *longshore* orienté majoritairement vers le Sud, qui est estimé à environ $700000 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ (LCHF, 1979; Aubié and Tastet, 2000), avec de fortes variations spatiales (par exemple, Abadie et al. (2006) calcule un transport *longshore* net orienté vers le Sud de $40000 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ au Nord de Cap-Breton et seulement de $1000 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ au Sud).



FIGURE 1.15 – Localisation du Golfe de Gascogne et de la côte aquitaine dans l'Atlantique Nord. Source : Géoportail, IGN.

La connaissance du climat de vagues des dernières décennies est donc primordiale pour mieux comprendre l'évolution de la côte aquitaine à différentes échelles spatio-temporelles. De plus, la connaissance des futures conditions de vagues est nécessaire pour anticiper les futurs changements morphologiques de la côte et pouvoir adapter les activités et l'occupation de l'homme sur le littoral aquitain.

1.4.2 Climat de vagues actuel

A l'échelle de l'Atlantique Nord, de nombreuses analyses de la variabilité et des tendances des conditions de vagues ont été réalisées, basées sur des mesures par bateau (Bacon and Carter, 1991, 1993), des mesures par satellite (hauteurs de vague disponibles depuis 1985) (Woolf et al.,

2002; Izaguirre et al., 2011b) et des résultats de modèles de vagues (Kushnir et al., 1997; Wang and Swail, 2001, 2002; Dodet et al., 2010). Ces études ont mis en évidence un lien entre les vagues de l'Atlantique Nord et le phénomène de la NAO. Elles ont également montré que les hauteurs de vague présentent une augmentation significative dans plusieurs zones de l'Atlantique Nord.

Dans le Golfe de Gascogne, quelques études ont permis de mieux caractériser le climat de vagues actuel. Les plus récentes sont détaillées dans le tableau 1.4. Concernant les tendances multi-décennales, la plupart des analyses a recherché la présence de tendances significatives sur la période du jeu de données. S'appuyant sur des sorties de modèles de vagues, Wang and Swail (2002) ne montrent aucun changement significatif des hauteurs de vague de 1958 à 1997 et Dodet et al. (2010) montrent une augmentation des hauteurs de vague supérieures au 90^e centile (de 0.75 à 1.25 cm an⁻¹ dans le Golfe de Gascogne) et pas de changements importants pour les périodes et directions entre 1953 et 2009. Woolf et al. (2002) utilisent des mesures de satellite et ne montrent aucun changement significatif des hauteurs de vague sur la période 1985-2000. Plus confinées au Golfe de Gascogne, les études de Dupuis et al. (2006) et de Le Cozannet et al. (2010) se sont intéressées aux conditions de vagues au niveau de la bouée Biscarrosse (26 m de profondeur) et au niveau de la bouée Gascogne (4500 m). Dupuis et al. (2006) ont analysé les mesures de hauteur de vague à la bouée Biscarrosse sur 18 ans. Ils n'ont pas trouvé d'augmentation significative, mais au contraire une réduction significative des hauteurs de vague sur la période 1980-1998 (-1.5 cm an⁻¹ pour les hauteurs moyennes et -4 cm an⁻¹ pour les hauteurs supérieures au 90^e centile). L'étude de Le Cozannet et al. (2010) couvre la période 1958-2001 et est basée sur les vagues issues de la réanalyse ERA-40 (Uppala et al., 2005, la partie "vagues" de la réanalyse, modélisée avec le modèle WAM, est appelée *ERA40-vague* dans la suite du manuscrit) au niveau de la bouée Gascogne, dont le biais négatif par rapport aux observations a été corrigé par les mesures du houlographe. Ils n'ont montré aucun changement significatif sur la période 1958-2001, mais ils ont identifié une augmentation significative des hauteurs de vague annuelles sur la période plus réduite 1970-2001 (0.8 cm an⁻¹). Parmi les cinq études détaillées ici, Wang and Swail (2002), Woolf et al. (2002) et Dupuis et al. (2006) n'ont pas montré d'augmentation significative des hauteurs de vague, mais seule la tendance sur la période du jeu de données a été analysée. Les études de Dodet et al. (2010) et Le Cozannet et al. (2010) tendent à montrer une augmentation des hauteurs de vague dans le Golfe de Gascogne.

Concernant le lien potentiel entre les conditions de vagues et la NAO, il a été mis en évidence dans le Golfe de Gascogne par les études sur de grandes échelles, mais aussi par Le Cozannet et al. (2010) à une échelle plus locale. En classant les vagues en différents groupes (houles, vagues intermédiaires, mer de vent, tempête) en fonction de leur hauteur, période et direction, les auteurs ont mis en évidence un lien entre l'occurrence relative de différentes classes de vagues et les indices du mode de téléconnexion NAO (coefficients de corrélation jusqu'à 0.63 pour les classes de houle et de tempête) et d'autres modes. Ce lien n'a pas été mis en évidence dans

Référence	Emprise	Période	Origine des données
Wang and Swail (2002)	Atlantique Nord	1958-1997	Modèle de vagues Oceanweather 3G (0.625° lat × 0.833° lon) forcé par les vents de la réanalyse NRA-40 avec analyse cinématique
Woolf et al. (2002)	Atlantique Nord	1985-2000	Climatologie de vagues issue de données satellite (2° lat-lon)
Dodet et al. (2010)	Atlantique Nord-Est	1953-2009	modèle de vagues WW3/TEST441(0.5° lat-lon) forcé par les vents de la réanalyse NCEP/NCAR (1.905° lat × 1.875° lon)
Dupuis et al. (2006)	Bouée Biscarrosse (44.46°N, 1.32°W)	1980-1998	Mesures de houlographe
Le Cozannet et al. (2010)	Bouée Gascogne (45°N, 5°W)	1958-2002	Vagues issues de la réanalyse ERA-40 (0.5° lat-lon) corrigées avec des mesures de houlographe

TABLE 1.4 – Climatologies de vagues récentes incluant le Golfe de Gascogne.

(Dupuis et al., 2006), sans doute parce que la période étudiée est trop courte pour rencontrer des situations de variation suffisamment variées (18 ans).

Il apparaît donc nécessaire de clarifier les tendances à long terme du climat de vagues des dernières décennies et son lien avec la circulation atmosphérique, notamment à proximité des côtes. Pour ce faire, on s'attachera à compléter les résultats précédents en étendant spatialement et en raffinant la résolution spatio-temporelle de l'analyse des vagues dans le Golfe de Gascogne et le long de la côte aquitaine.

1.4.3 Projections du climat futur

Il n'existe pas de projection du climat de vagues centrée sur le Golfe de Gascogne. Les projections à l'échelle océanique ou globale qui incluent le Golfe de Gascogne (listées dans tableau 1.3, sauf Zacharioudaki et al. (2011) dont la frontière Est s'arrête à 2.8°W et section 1.3.3) ont été réalisées pour étudier les changements de hauteur de vague sur de grandes étendues océaniques ou pour donner des conditions aux limites pour une modélisation plus fine des vagues dans des régions autres que le Golfe de Gascogne. La plupart de ces résultats sont donc difficilement exploitables pour une analyse des climats de vagues dans Golfe de Gascogne. Cependant, parmi les projections présentant les résolutions spatiales les plus fines, nous pouvons citer l'étude de Debernard and Røed (2008) (résolution spatiale de 0.5°) et également l'étude de Zacharioudaki

et al. (2011) (résolution spatiale de 0.2°) bien qu'elle s'arrête à l'entrée du Golfe de Gascogne. Ces deux projections indiquent soit aucun changement significatif, soit une diminution des hauteurs de vague dans le Golfe de Gascogne à l'horizon 2100.

Nous disposons donc de très peu d'information sur l'évolution future des hauteurs de vague dans le Golfe de Gascogne et d'aucune information sur l'évolution des périodes et directions, variables pourtant absolument nécessaires pour l'étude de l'impact des vagues en zone côtière. Les chapitres suivants vont s'attacher à compléter les connaissances actuelles du climat de vagues futur. Nous évaluerons en particulier les changements potentiels de hauteur, période et direction des vagues avec une résolution adaptée pour le Golfe de Gascogne et la côte aquitaine, et nous discuterons de l'impact potentiel en termes de transport sédimentaire le long de la côte.

Conclusion

Ce premier chapitre a permis de présenter la dynamique des vagues, depuis leur génération par le vent jusqu'au transport sédimentaire généré lors de leur déferlement sur les côtes. En particulier, nous avons cherché à mettre en évidence les liens qui existent entre le climat de vagues et la circulation atmosphérique générale et donc à repérer les impacts potentiels du réchauffement climatique global.

Nos connaissances des conditions de vagues des dernières décennies et, tout particulièrement des conditions de vagues futures dans le Golfe de Gascogne, sont limitées. En effet, généralement seule la hauteur de vague est analysée, la période et la direction de vague sont négligées. En outre, les bases de données de vagues englobant le Golfe de Gascogne présentent une résolution spatiale trop faible, une couverture temporelle trop petite ou sont limitées à un seul point (par exemple une bouée). De fait, les bases de données de vagues existantes ne permettent pas de caractériser l'évolution pluri-décennale des conditions de vagues ni d'évaluer les changements potentiels des conditions de vagues à l'horizon 2100 dans le Golfe de Gascogne et le long de la côte aquitaine.

Compte tenu de ces éléments de contexte, nous pouvons maintenant préciser la première étape de ce travail qui sera de construire une base de données de vagues adaptée (chapitre 2) pour étudier le climat de vagues et son évolution dans le Golfe de Gascogne. Les conditions que devra remplir cette base de données seront les suivantes :

- centrée sur le Golfe de Gascogne et la côte aquitaine ;
- résolution spatiale suffisante pour caractériser les vagues en zone côtière ;
- couverture temporelle de plusieurs décennies (≥ 40 ans) sur le passé et le futur ;
- conditions de vagues complètes (hauteur, période, direction).

Les étapes suivantes reposent sur l'analyse de cette base de données, centrée sur le Golfe de Gascogne et la côte aquitaine. Le climat de vagues actuel est analysé en détail, en termes de tendances à long terme et de variabilité inter-annuelle (chapitre 3). Les changements potentiels du climat de vagues à l'horizon 2100 sont évalués dans le contexte du changement climatique (chapitre 4), ainsi que l'impact potentiel de ces changements sur les flux sédimentaires.

Chapitre 2

Régionalisation dynamique des vagues : méthode, modèles et données

Introduction

Comme on l'a vu dans le chapitre précédent, les mesures, les reconstructions et les projections de vagues existantes n'offrent pas une couverture spatio-temporelle et une résolution spatiale suffisantes dans le Golfe de Gascogne, à la fois sur le passé et le futur. Il est donc nécessaire de produire des jeux de données adaptés à l'étude approfondie de l'évolution du climat de vagues.

La méthode choisie pour cette étude est la régionalisation dynamique, méthode qui consiste ici à résoudre explicitement la physique et la dynamique des vagues à l'échelle régionale. Dans notre étude, les vagues sont générées et propagées sur un ensemble de domaines emboîtés à résolution variable avec un modèle numérique de vagues forcé par des champs de vent. La méthode des emboitements permet de gagner du temps de calcul en modélisant les vagues avec une faible résolution spatiale et temporelle sur les grandes étendues d'eau éloignées du site d'étude et en raffinant le maillage au voisinage du site d'étude. Grâce à cet unique système de modélisation des vagues, il est possible de simuler de manière consistante les vagues passées et futures. Des champs de vent sont disponibles pour le climat actuel (réanalyses atmosphériques ou sorties de modèles) et pour le climat futur (projections issues de modèles). En revanche, nous n'avons pas d'information sur les climats de vagues du futur qui pourrait fournir des conditions aux limites pour nos simulations. L'emprise doit donc être suffisamment grande pour englober toutes les zones de génération de vagues atteignant le Golfe de Gascogne.

L'objectif de ce chapitre est de décrire la mise en place de la régionalisation dynamique des vagues dans le Golfe de Gascogne.

2.1 Modélisation des vagues

Aujourd'hui, les avancées en modélisation des vagues permettent de simuler les états de mer sur différentes échelles spatio-temporelles en tenant compte des processus de génération et de dissipation au large et en eau peu profonde. La régionalisation dynamique induit une réduction de l'échelle spatiotemporelle, et dans le cas de cette étude, nous utilisons un modèle de vagues jusqu'à une échelle régionale, en zone côtière. Il est donc nécessaire dans un premier temps d'identifier le ou les modèles numériques de vagues, de sélectionner le paramétrage, l'emprise et la résolution spatiales adaptés à la modélisation des vagues dans le Golfe de Gascogne et le long de la côte. Enfin, les vagues ne pourraient être modélisées sans données de vent. La description des champs de vent utilisés pour forcer le modèle sur le passé et le futur conclut cette section.

2.1.1 Modèles spectraux

Les premières méthodes de prévision des vagues ont été mises en place au Maroc par la Marine Nationale dans les années 20 (Gain, 1918; Montagne, 1922). L'objectif était de pouvoir

anticiper l'arrivée des fortes houles de l'Atlantique sur la côte marocaine, qui étaient à l'origine d'importants dégâts matériels dans les ports et sur les navires.

Depuis ces premières méthodes de prévision, la compréhension et la modélisation des processus régissant les vagues se sont considérablement améliorées (The WISE Group et al., 2007), s'attaquant à de nouvelles problématiques telles que la simulation des états de mer en eau peu profonde pour modéliser par exemple le transport sédimentaire induit par les vagues.

La modélisation spectrale des vagues (Gelci et al., 1957) a permis de faire un bond en avant dans la simulation des états de mer. En effet, des vagues d'origine et de caractéristiques différentes peuvent être présentes dans une même zone et la connaissance des hauteur, période et direction moyennes n'est pas suffisante pour calculer correctement leur propagation. La description spectrale permet de tenir compte de la complexité des états de mer. En chaque point du domaine, la densité de variance des vagues $F(f, \theta)$ est décrite dans l'espace fréquence-direction.

Les modèles spectraux résolvent l'équation de conservation de la densité d'action de la houle. La densité d'action $A = F/\sigma$ (avec σ la fréquence angulaire relative ou pulsation intrinsèque des vagues) est conservée durant la propagation de l'onde en présence de courants moyens, contrairement à la densité de variance F (Whitman, 1974).

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{c_x \partial A}{\partial x} + \frac{c_y \partial A}{\partial y} + \frac{c_\sigma \partial A}{\partial \sigma} + \frac{c_\theta \partial A}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma} \quad (2.1)$$

Le membre de gauche de l'équation correspond à la partie cinématique de l'équation. Le premier terme correspond à la variation temporelle de la densité d'action des vagues. Les dérivées partielles en x et y correspondent à la propagation de l'énergie des vagues dans l'espace (x, y) , avec c_x et c_y les vitesses de propagation incluant les courants moyens. Le quatrième terme traduit les effets du transfert d'énergie fréquentiel lié aux variations de la bathymétrie et des courants moyens. Enfin, le dernier terme représente la réfraction induite par la bathymétrie et le courant, i.e. le transfert d'énergie angulaire. Dans le membre de droite, le terme source/puits S représente l'ensemble des processus physiques qui génèrent, dissipent ou redistribuent l'énergie des vagues.

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{db} \quad (2.2)$$

- S_{in} : formation et croissance des vagues liées au vent (termes linéaire et exponentiel)
- S_{nl} : interactions non linéaires vague-vague (entre quadruplets et triplets de fréquences)
- S_{ds} : dissipation par moutonnement ou "whitecapping"
- S_{bot} : interactions entre les vagues et le fond (frottement, diffusion par la topographie)
- S_{db} : déferlement bathymétrique

Les méthodes numériques de résolution de l'équation 2.1 et les formulations des termes de génération et de dissipation des vagues varient d'un modèle à un autre. Les modèles spectraux les plus utilisés – WAVEWATCH III (Tolman, 2002), WAM (WAMDI Group, 1988), TOMAWAC

(Benoit et al., 1996) et SWAN (Booij et al., 1999) – et toujours en cours de développement, mettent en équations les dernières avancées scientifiques. Aujourd’hui, il est possible de prévoir les conditions de vagues à quelques jours avec une excellente précision. L’intercomparaison des systèmes opérationnels de prévision des vagues (Bidlot, 2011) permet de quantifier l’évolution de la qualité de ces systèmes. Parmi les différents centres de prévision évalués, on peut signaler le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF en anglais) et le Bureau de la Météorologie (BoM, Australie) qui utilisent des versions modifiées de WAM ainsi que le Met Office (Royaume-Uni), les *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP, Etats-Unis), le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM, France) et le *Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Centre* (FNMOC, Etats-Unis) qui utilisent le modèle WAVEWATCH III avec différents paramétrages. Par exemple, d’avril à juin 2011, les hauteurs de vague à 1 jour étaient prédites avec un biais compris entre -1 et -21 cm, une erreur quadratique moyenne comprise entre 28 et 40 cm, un coefficient de détermination R^2 compris entre 0.94 et 0.96 et un indice de dispersion compris entre 13% et 17% au niveau des bouées côtières Euro-Atlantique (pour plus de détails sur les erreurs statistiques, se référer à la section 2.2.1).

2.1.2 Descente d’échelle

Dans le cadre de la régionalisation dynamique des vagues dans le Golfe de Gascogne, il est nécessaire de modéliser les vagues sur l’ensemble de l’Atlantique Nord pour capturer toutes les zones de génération des houles qui touchent le Golfe de Gascogne (Castelle, 2004). De plus, l’étude approfondie du climat de vagues dans le Golfe de Gascogne à des profondeurs intermédiaires (≈ 20 m) nécessite de simuler les vagues avec une résolution spatiale suffisante pour permettre d’une part de représenter finement la bathymétrie et les contours terre-mer, et d’autre part, de tenir compte des processus physiques intervenant en profondeur intermédiaire.

En effet, des processus différents entrent en jeu suivant que les vagues se propagent au large ou le long des côtes. Au large, il faut prendre en compte la génération par le vent, les interactions vague-vague non linéaires entre quadruplets de fréquence et la dissipation en eau profonde ou “whitecapping”. En se rapprochant des côtes, il convient d’ajouter la dissipation par frottement au fond. Enfin, en eau très peu profonde, le déferlement bathymétrique et les interactions vague-vague non linéaires entre triplets de fréquence deviennent importants.

Ces processus interviennent sur des échelles spatio-temporelles différentes. Au large, les vagues sont générées par le vent sur des zones étendues de plusieurs milliers de km^2 et ce, pendant plusieurs jours. Au contraire, en zone côtière, les vagues se dissipent par frottement à partir d’une trentaine de mètres de profondeur pour les vagues les plus fortes, soit à quelques dizaines de kilomètres des côtes tout au plus. Enfin, en eau très peu profonde, les vagues déferlent par

quelques mètres de hauteur d'eau, soit à quelques dizaines de mètres de la plage.

Modéliser les vagues sur un domaine couvrant à la fois les zones de génération et la zone côtière avec une résolution spatio-temporelle suffisante, et avec l'ensemble des termes de génération et de dissipation, serait extrêmement coûteux en temps de calcul et n'améliorerait pas la qualité des champs de vagues au large.

La descente d'échelle permet de simuler les vagues sur des domaines emboîtés de résolution spatiale croissante. La simulation des vagues sur le domaine de taille supérieure fournit les conditions aux limites du domaine de taille inférieure. Il est ainsi possible d'optimiser le choix du modèle, son paramétrage et la résolution spatio-temporelle pour chaque emboîtement.

2.1.3 Modèle de vagues WAVEWATCH III

Pour cette étude, le modèle spectral WAVEWATCH III (Tolman, 2009) a été retenu pour modéliser les vagues dans les domaines océaniques et côtiers.

Le modèle WAVEWATCH III (WW3) est développé à la NOAA/NCEP et fait l'objet d'une amélioration continue par le NCEP et d'autres partenaires, tels que le SHOM. La version utilisée pour la présente étude est la 3.14 avec le paramétrage de Ardhuin et al. (2010). Utilisée en opérationnel et pour des études des vagues sur le passé et le futur, elle donne actuellement les meilleurs résultats en terme de prévision de vagues sans assimilation (Bidlot, 2011).

Le modèle WW3 résout l'équation de conservation de la densité de l'action (2.1) avec un pas de temps global, comme les autres modèles spectraux, mais certaines parties de l'équation sont calculées avec un pas de temps propre. Un pas de temps maximal de propagation spatiale est défini pour chaque fréquence du spectre pour éviter que le pas de temps ne dépasse le temps que met une vague à traverser une cellule. Les interactions vague-vague sont calculées avec un pas de temps plus court pour éviter les instabilités numériques. Les termes sources sont calculés avec un pas de temps qui permet de mieux tenir compte des changements rapides des conditions liées aux termes sources. La résolution de l'équation de manière fractionnée permet d'optimiser le temps de calcul. Le schéma d'ordre le plus élevé de WW3 et celui utilisé pour cette étude est l'ULTIMATE QUICKEST. C'est un schéma du troisième ordre.

A noter également que la modélisation des vagues sur des domaines emboîtés est ici améliorée par la technique de two-way nesting. La seconde grille reçoit ses conditions aux limites des sorties de la première grille, puis la première grille est corrigée par les vagues nouvellement modélisées par la seconde grille avant de calculer les vagues au pas de temps suivant.

Différentes formulations des mécanismes physiques de génération par le vent et de dissipation par déferlement en eau profonde sont disponibles dans le modèle WW3. Pour cette étude, nous utilisons le paramétrage d'Ardhuin et al. (2010) qui comprend des formulations propres pour les processus de génération et de dissipation. Les deux prochains paragraphes détaillent ces

formulations.

Le terme source de la génération des vagues par le vent peut se décomposer ainsi : $S_{in} = a + b \times F$. Avec a le terme de croissance linéaire lié au mécanisme de résonance avec les fluctuations de pression induites par le vent (Phillips, 1958) et b le terme de croissance exponentielle lié au mécanisme de rétroaction des fluctuations de pression induites par le vent (Miles, 1957). Dans le modèle WW3, le terme de croissance linéaire utilisé est basé sur le paramétrage de Cavaleri and Malanotte-Rizzoli (1981). Ce terme vient en complément du terme de croissance exponentielle. Il améliore la modélisation de l'initiation de la croissance des vagues dans des conditions de temps calme. Concernant le terme de croissance exponentielle, de nombreux paramétrages ont été proposés, tous basés sur la théorie de Miles (1957). Dans WW3, on utilise le paramétrage de Ardhuin et al. (2010), basé sur la formulation quasi-linéaire de Janssen (1991). Il apporte des améliorations sur la simulation de la partie haute fréquence du spectre, en réduisant la génération des ondes courtes (partie haute fréquence du spectre) par le vent. Il ajoute également une contribution négative dans S_{in} liée à la perte d'énergie non linéaire par frottement au niveau de la couche limite (Ardhuin et al., 2009). Le terme source S_{in} nécessite des données de vent en entrée. La vitesse du vent est donnée à une hauteur ZWND dans le modèle et est ramenée à sa vitesse de frottement, notée U^* . Il s'agit de la vitesse du vent à la surface du plan d'eau (tangente à la base du profil de vitesse du vent). Comme le profil de la vitesse du vent dépend de la rugosité de la surface du plan d'eau (voir section 1.2.1, figure 1.9), dans le paramétrage de Ardhuin et al. (2010), la vitesse de frottement est calculée en prenant en compte l'état de mer en chaque point et à chaque pas de temps.

Le terme de dissipation des vagues au large est également un sujet de recherche très actif, en constante évolution. Initialement, le niveau de dissipation était calculé sur l'ensemble du spectre à partir d'un paramètre de cambrure moyenne (Komen et al., 1984). Les formulations plus récentes tiennent compte de la forte variation du niveau de dissipation des vagues en fonction du type de vagues (mer de vent et/ou houle). Dans WW3, la dissipation par déferlement au large est formulée de la même manière que dans Westhuysen et al. (2007). Elle est basée sur la formulation avec saturation du spectre décrite dans Alves et al. (2003) et considère la dissipation comme un phénomène très localisé dans l'espace fréquentiel. Cependant, dans le paramétrage de Ardhuin et al. (2010), un nouveau terme de saturation est ajouté afin de tenir compte de la variation de la dissipation dans l'espace directionnel.

2.1.4 Implémentation pour le Golfe de Gascogne

Le modèle de vagues et le paramétrage étant sélectionnés, il reste à déterminer la discrétisation (en espace, en temps, en fréquence et en direction) ainsi que l'emprise des domaines sur lesquels il sera utilisé.

On peut distinguer deux domaines successifs (figure 2.1). Les houles sont générées sur l'ensemble de l'Océan Atlantique Nord. Ensuite, elles se propagent jusqu'au plateau du Golfe de Gascogne (profondeurs supérieures à 500 m). Elles peuvent être générées localement, se dissiper à l'approche de la côte ou encore être arrêtées par les terres émergées (îles, côtes espagnole, française et britannique).

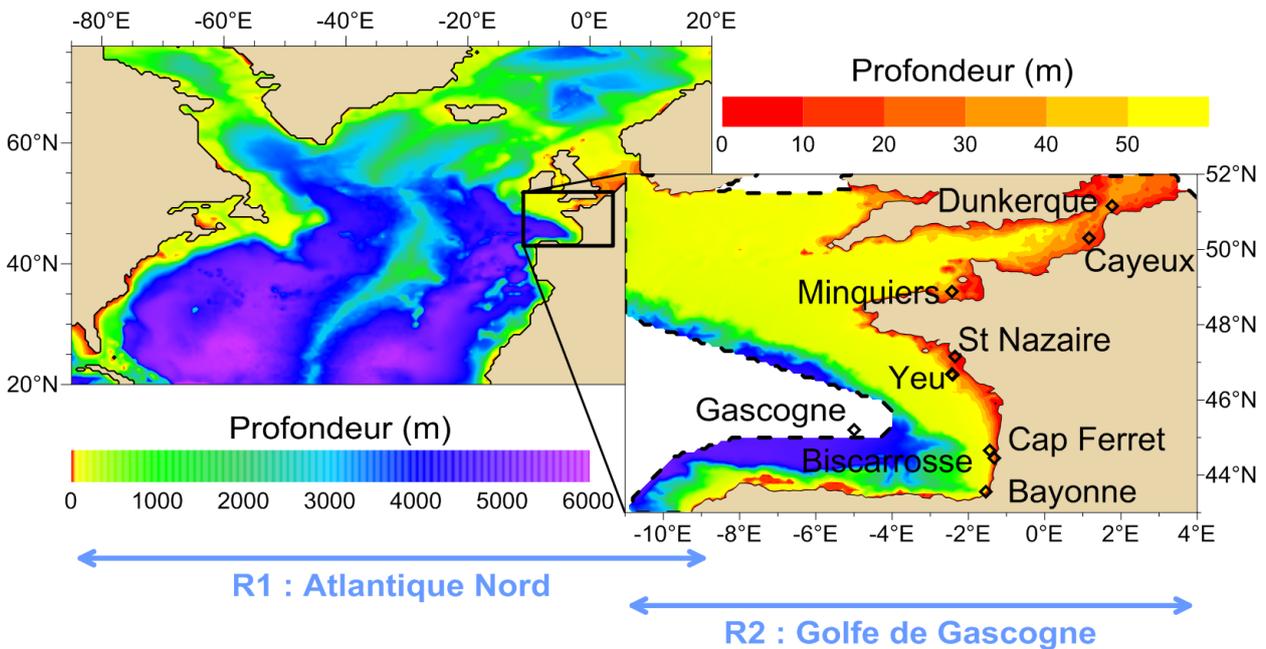


FIGURE 2.1 – Emprises et bathymétries des domaines utilisés pour modéliser les vagues.

Le modèle WW3 est implémenté sur ces deux domaines. Les domaines emboîtés couvrent donc l'Atlantique Nord (rang 1) et le Golfe de Gascogne (rang 2) (figure 2.1 et tableau 2.1). Les discrétisations sont les mêmes que celles utilisées dans le cadre du projet PREVIMER (Magne et al., 2010). Plus précisément, le rang 1 de cette étude a les mêmes discrétisations que le rang "Monde" de PREVIMER et le rang 2 correspond au rang "Manche-Golfe de Gascogne" de PREVIMER. La résolution spatiale est de 0.5° (≈ 50 km) pour le rang 1 et de 0.1° (≈ 10 km) pour le rang 2, avec un maillage régulier en longitude et latitude. Un maillage non-structuré (option en développement au moment de la mise en place de ce modèle) permet de mieux représenter les zones côtières, les îles et la bathymétrie et peut constituer une alternative intéressante pour de futures applications.

Les valeurs des paramètres correspondent au TEST441 décrit dans Ardhuin et al. (2010), calibré sur les champs de vent à 10 m issus de l'analyse de l'ECMWF. Concernant les données bathymétriques, le rang 1 utilise la bathymétrie ETOPO2v2 (NGDC, 2006) associée à une sous-grille indiquant la position d'obstacles, comme par exemple, les îles qui sont trop petites pour apparaître comme de la terre émergée sur la grille de résolution 0.5° , mais qui peuvent dissiper

les vagues. Le rang 2 utilise la bathymétrie fournie par Zijderfeld and Verlaan (2004).

Paramètres	Rang 1	Rang 2
Zone	Atlantique Nord	Golfe de Gascogne
Limites W-E	85°W-20°E	11°W-4°E
Limites S-N	20°N-76°N	43°N-52°N
Discrétisation		
- En espace	$\Delta x, y = 0.5^\circ$	$\Delta x, y = 0.1^\circ$
- En temps	$\Delta t_g = 1800$ s, $\Delta t_{xy} = 480$ s	$\Delta t_g = 900$ s, $\Delta t_{xy} = 150$ s
	$\Delta t_{k-\theta} = 300$ s, $\Delta t_s = 10$ s	$\Delta t_{k-\theta} = 60$ s, $\Delta t_s = 150$ s
- En direction	$\Delta \theta = 15^\circ$ ($n_\theta = 24$)	$\Delta \theta = 15^\circ$ ($n_\theta = 24$)
- En fréquence	f=0.0373 à 0.716 Hz ($n_f = 32$)	f=0.0373 à 0.716 Hz ($n_f = 32$)

TABLE 2.1 – Emprise des domaines emboîtés utilisés pour modéliser les vagues et paramètres utilisés pour chaque rang.

2.1.5 Champs de vent

Les champs de vent utilisés pour modéliser les vagues sont générés par des modèles de circulation atmosphérique générale (AGCM), éventuellement couplés océan-atmosphère (CGCM). Les champs de vent issus de ces modèles peuvent ensuite servir de conditions aux limites pour un modèle de circulation régionale (RCM) qui va simuler les conditions atmosphériques à une plus petite échelle.

Pour les projections de vent pour le climat futur, les modèles de circulation sont lancés sans être rattachés à des mesures. La chronologie des événements individuels n'est pas pertinente mais les statistiques sur plusieurs décennies permettent de définir le climat futur. Différentes hypothèses de scénarios du climat futur sont simulées en imposant différentes évolutions de concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols aux modèles. Concernant les champs de vent pour le climat actuel, les jeux de données de vent les plus représentatifs sont issus des réanalyses. Celles-ci sont réalisées en combinant un modèle de circulation générale aux mesures, grâce à une méthode d'assimilation de données (mesures de température, pression, vent). Les réanalyses fournissent des jeux de données a priori homogènes dans le temps et l'espace. En effet, un seul modèle numérique et une seule méthode d'assimilation sont utilisés du début à la fin de la période d'analyse, et les hétérogénéités des mesures assimilées induites par des changements de matériel ou par des biais connus sont corrigées.

Pour notre étude, les champs de vent doivent obligatoirement couvrir l'ensemble de l'Atlantique Nord (domaine de rang 1), sur une durée d'au moins 40 ans. La résolution spatiale

et le pas de temps vont également entrer en jeu dans le choix des champs de vent, puisqu'ils impactent directement la qualité des vagues modélisées. Actuellement, les réanalyses de plus de 40 ans fournissent les sorties à une faible résolution spatio-temporelle : les champs de vent sont généralement disponibles toutes les 6 h, à une résolution spatiale comprise entre 1° et 2°. De même, les champs de vent issus des projections ne sont pas systématiquement conservés à un pas de temps multi-horaire au-dessus des océans (sauvegarde des moyennes mensuelles).

Les champs de vent sélectionnés pour la modélisation des vagues sur le passé sont issus de la réanalyse ERA-40 (Uppala et al., 2005). Ils couvrent une période de 44 ans, de juillet 1957 à août 2002. Ils sont disponibles sur l'ensemble du globe à une altitude de 10 m, toutes les 6 h, à une résolution spatiale de 1.125° (110 km). Cette réanalyse offre le meilleur compromis entre résolution spatiale et couverture temporelle à l'heure actuelle, étant la seule avec une résolution spatiale d'environ 110 km sur une période supérieure à 40 ans. Caires and Sterl (2003) ont montré que les vents les plus forts étaient légèrement sous-estimés par la réanalyse ERA-40. De plus, les champs de vents de l'analyse de l'ECMWF, utilisés pour calibrer les paramètres du TEST441, sont plus forts que les champs de vent issus de la réanalyse ERA-40. Le vent étant l'unique forçage du système de modélisation des vagues mis en place, il est important de quantifier cette sous-estimation dans le Golfe de Gascogne, et d'effectuer une correction si cela s'avère nécessaire. Les vitesses du vent sont comparées aux observations au niveau de la bouée Gascogne. Des mesures de la vitesse du vent sont disponibles à partir de juillet 1998 à une altitude de 3 m. La vitesse mesurée est ramenée à une hauteur de 10 m en faisant l'hypothèse d'un profil de vent logarithmique. La figure 2.2 indique que les vitesses du vent sont sous-estimées par la réanalyse ERA-40 dans le Golfe de Gascogne (biais : -0.64 m s^{-1}) et que cette sous-estimation se répercute sur les hauteurs de vague modélisées (biais : -0.40 m). Il est donc nécessaire de faire une correction soit sur le vent en entrée, soit sur les vagues en sortie du modèle de vagues.

Les champs de vent utilisés pour simuler le climat futur sont issus des simulations RETIC réalisées avec la version 4.6 à résolution variable de l'AGCM ARPEGE-climat avec un zoom sur l'Europe. Le jeu de données RETIC contient quatre scénarios de situations météorologiques virtuelles : un scénario dit de référence, qui correspond au climat actuel, avec les forçages radiatifs (gaz à effet de serre, aérosols) observés de 1950 à 2000, et trois scénarios possibles du climat futur (2000 à 2100), utilisant les projections des forçages radiatifs des scénarios SRES B1, A1B et A2 préconisés par le GIEC. L'utilisation des trois scénarios d'émissions de GES permet de mieux représenter les incertitudes liées à l'activité anthropique. L'AGCM ARPEGE-Climat simule exclusivement l'atmosphère et non l'évolution de l'océan. Les conditions aux limites de température de surface de la mer proviennent de simulations réalisées à Météo France pour le 4^e rapport du GIEC. Les températures et la couverture de glace ont été calculées avec une version basse résolution non étirée (300 km) d'ARPEGE couplée au modèle d'océan OPA.

Les champs de vent RETIC ont l'avantage d'être archivés sur l'ensemble de l'Atlantique

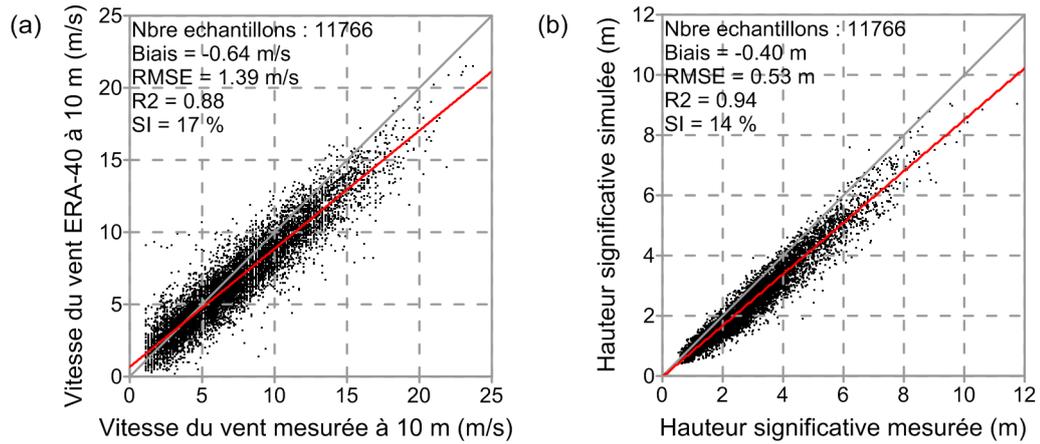


FIGURE 2.2 – Comparaison au niveau de la bouée Gascogne (a) des vitesses de vent mesurées et issues de la réanalyse ERA-40 et (b) des hauteurs de vague mesurées et simulées avec WW3 forcé par les champs de vent ERA-40 sans calibration sur le rang 1.

Nord, toutes les 6 h, sur une grille à maille variable, dont la résolution est optimisée au-dessus de l’Europe. L’atmosphère est discrétisée sur 31 niveaux verticaux et sur un maillage horizontal de troncature T159 (160 cercles de latitude et 360 longitudes à l’équateur). La grille sphérique est basculée pour placer le resserrement du maillage au pôle sur l’Europe et est ensuite étirée avec un facteur de 2.5 pour affiner la résolution en latitude au pôle “Europe”. Cela correspond à une résolution spatiale d’environ 50 km dans le Golfe de Gascogne et d’environ 100 km dans la partie Ouest de l’Océan Atlantique Nord. Pour passer de la grille étirée d’ARPEGE-Climat aux deux grilles du modèle WW3, on applique la méthode d’interpolation détaillée dans Déqué (2008). Les composantes U (zonale) et V (méridienne) du vent sont recalculées sur la sphère non basculée. Les valeurs de U et V en chaque point de la grille du modèle de vagues sont ensuite calculées à partir des points voisins situés sur le même type de surface (terre ou mer) par une interpolation barycentrique.

Les simulations faites par les AGCM ne sont pas une reproduction parfaite de notre climat. Elles peuvent présenter des biais systématiques, liés à des effets de seuil, qui peuvent conduire à une sous-estimation ou une sur-estimation de certains types de vent. Ces erreurs peuvent ensuite se répercuter sur les vagues modélisées. Les simulations RETIC sont toutes réalisées avec les mêmes paramètres, il est donc possible de les comparer entre elles et d’évaluer ainsi les changements relatifs. Cependant, les champs de vagues modélisés ne sont pas directement comparables aux champs de vagues de notre climat réel. Pour pallier ce problème, une correction quantile-quantile est réalisée sur les champs de vagues en sortie des modèles de vagues. Cette correction est détaillée dans la section 2.3.

2.2 Calibration, validation des vagues

Le modèle de vagues, l'emprise des domaines et la discrétisation utilisés pour simuler les vagues sont définis. La seconde étape consiste à calibrer et à valider le modèle pour la zone d'étude. Pour cette étape, les modèles de vagues sont forcés par les champs de vent de la réanalyse ERA-40. La calibration est réalisée sur la période d'août 1998 à juillet 2002, et la validation est réalisée sur la période maximale commune aux mesures et à la simulation.

Cette section détaille les données utilisées pour calibrer et valider le modèle de vagues, la calibration puis la validation du modèle WW3.

2.2.1 Données de calibration et de validation

La simulation des vagues pour le climat actuel est réalisée sur la période 1958-2002. Les mesures utilisées pour calibrer et valider les vagues modélisées proviennent de bouées. Ces dernières fournissent des mesures de hauteurs, périodes et directions robustes en grande profondeur ainsi qu'en profondeur intermédiaire. De plus, les bouées déployées depuis plusieurs décennies permettent d'évaluer la qualité des simulations sur de longues périodes, et les bouées directionnelles permettent quant à elles d'évaluer la performance du modèle mis en place pour la simulation des directions. Les satellites fournissent également des mesures de hauteurs de vague sur une emprise spatiale globale depuis la fin des années 1980 (altimètre Topex/Poseidon lancé en 1987). Cependant, les mesures de vagues par altimétrie ne sont pas suffisamment précises en zone côtière (Krogstad and Barstow, 1999) et ne fournissent pas d'informations sur la direction des vagues sur la période qui nous intéresse (la mission CFOSAT (Hauser et al., 2010), commencée en 2007, a pour objectif d'équiper et de lancer un satellite capable de mesurer les spectres directionnels des vagues). Dans cette étude, nous nous intéressons en particulier à la zone côtière et nous n'avons donc pas retenu la validation par données satellitaires.

Nous avons sélectionné neuf bouées situées dans le Golfe de Gascogne et trois autres déployées dans la Manche. Les bouées présentant des biais connus (biais sur les vagues les plus hautes à la bouée CANDHIS Ouessant) ou des discontinuités importantes dans la qualité de la mesure (bouée CANDHIS Oléron) ont été écartées. Le tableau 2.2 liste la position et les caractéristiques des bouées utilisées. Le tableau 2.3 indique plus précisément quelles sont les bouées en fonctionnement pour chaque année de 1980 à 2002. La majorité des bouées provient de la base de données CANDHIS (Centre d'Archivage National de Données de Houle In Situ). Ces mesures ont été effectuées dans le cadre d'une collaboration entre l'Université de Bordeaux, le Grand Port Maritime de Nantes St-Nazaire, le Grand Port Maritime du Havre et le CETMEF. La bouée Biscarrosse est gérée par le Centre d'Essai de Lancement de Missiles des Landes (CELM) et mesure les hauteurs de vague depuis 1980 et les périodes depuis 1989. Les mesures sont discontinues dans le temps car la bouée est déplacée hors de la zone d'essai de tir avant chaque essai. La bouée

Gascogne est gérée conjointement par Météo France et le UK MetOffice.

Bouées	Position	Période	Profondeur	Paramètres	f_{cut}
Gascogne	$5^{\circ}W, 45.201^{\circ}N$	1998-2002	4500 m	Hs, Tm02	$f = 0.5$ Hz
Bayonne	$1.543^{\circ}W, 43.547^{\circ}N$	1989-1992	20 m	Hs, Tm02	$f = 0.625$ Hz
Biscarrosse	$1.32^{\circ}W, 44.46^{\circ}N$	1980-2000	26 m	Hs, Tm02	$f = 0.625$ Hz
Cap Ferret 1	$1.447^{\circ}W, 44.651^{\circ}N$	2001-2002	54 m	Hs, Tm02	$f = 0.625$ Hz
Cap Ferret 2	$1.447^{\circ}W, 44.650^{\circ}N$	2001-2002	50 m	Hs, Tm02, Dm	$f = 0.625$ Hz
Yeu 1	$2.417^{\circ}W, 46.667^{\circ}N$	1992-1998	47 m	Hs, Tm02	$f = 0.625$ Hz
Yeu 2	$2.4275^{\circ}W, 46.691^{\circ}N$	1998-2000	32 m	Hs, Tm02, Dp	$f = 0.625$ Hz
Yeu 3	$2.428^{\circ}W, 46.691^{\circ}N$	2000-2002	32 m	Hs, Tm02	$f = 0.625$ Hz
St Nazaire	$2.338^{\circ}W, 47.153^{\circ}N$	1999-2002	17 m	Hs, Tm02	$f = 0.625$ Hz
Minquiers	$2.443^{\circ}W, 48.893^{\circ}N$	1992-2000	38 m	Hs, Tm02, Dp	$f = 0.625$ Hz
Cayeux	$1.173^{\circ}E, 50.298^{\circ}N$	1999-2001	25 m	Hs, Tm02	$f = 0.625$ Hz
Dunkerque	$1.768^{\circ}E, 51.162^{\circ}N$	2000-2002	25 m	Hs, Tm02	$f = 0.625$ Hz

TABLE 2.2 – Caractéristiques des bouées utilisées pour la calibration et la validation du modèle de vagues.

Sur l'ensemble des bouées disponibles sur la période 1958-2002, on peut noter en particulier la bouée Gascogne, idéalement située au centre du Golfe de Gascogne, et la bouée Biscarrosse, qui couvre la plus grande période de déploiement.

Avant de pouvoir comparer mesures et simulations, plusieurs étapes sont nécessaires. La première étape consiste à filtrer les mesures afin de retirer les valeurs aberrantes (par contrôle automatique et manuel). La deuxième étape consiste à recalculer les sorties du modèle avec la même fréquence de coupure que celle des bouées. La partie haute fréquence du spectre ($f > f_{cut}$) est retirée et les paramètres de hauteur, période et direction sont calculés à partir de ce spectre réduit. Ce calcul permet de comparer les paramètres de vague sur les fréquences mesurables et a pour effet d'augmenter la période moyenne des vagues (très peu de changements pour la hauteur et la direction des vagues). La troisième et dernière étape consiste à ramener les mesures et les simulations sur une échelle de temps comparable. Les conditions de vagues en sortie d'un modèle correspondent à des valeurs moyennées sur une maille de la grille (superficie variable suivant le domaine) à un instant t , tandis que les conditions de vagues mesurées par une bouée correspondent à des valeurs moyennées sur environ 10 minutes en un point. Il faut entre 8 minutes et 2.5 heures pour qu'un groupe de vagues dont la fréquence est comprise entre 0.0373 et 0.716 Hz (bornes de fréquence du modèle) traverse une distance de 10 km (environ la taille d'une maille du domaine R2) en eau profonde (vitesse de groupe $C_g = gT/4\pi$). Les deux types de données sont donc recalculés sur une fenêtre temporelle de 3 heures en faisant la moyenne quadratique

Bouées	1980	...	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
Gascogne																	
Bayonne																	
Biscarrosse																	
Cap Ferret 1																	
Cap Ferret 2																	
Yeu 1																	
Yeu 2																	
Yeu 3																	
St Nazaire																	
Minquiers																	
Cayeux																	
Dunkerque																	

TABLE 2.3 – Calendrier du déploiement des bouées entre 1980 et 2002. La couleur des cellules indique si la bouée est déployée dans le Golfe de Gascogne (bleu) ou en Manche (jaune). A noter que la bouée Gascogne mesure les périodes de vague uniquement à partir de 1989.

(pour les hauteurs et périodes) et linéaire (pour les directions).

Trois paramètres de vague sont utilisés pour la calibration et la validation : la hauteur significative (H_s), la période moyenne ($Tm02$) et la direction pic (Dp) ou la direction moyenne (Dm). Pour chaque bouée, les observations (O) et les simulations (S) de hauteur significative et de période moyenne sont comparées en calculant les statistiques suivantes :

- le biais : $biais = \frac{1}{n} \sum_{i=1,n} S_i - O_i$
- le coefficient de détermination : $R^2 = \frac{\sum (S_i - \bar{O})^2}{\sum (O_i - \bar{O})^2}$
- la racine de l'erreur quadratique moyenne : $RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1,n} (S_i - O_i)^2}$
- l'indice de dispersion ou scatter index : $SI = \sqrt{\frac{1}{n} \sum [(S_i - O_i) - biais]^2 / \bar{O}}$

Concernant les directions de vague, seuls le biais et la RMSE sont calculés. Les directions moyennes et les différences entre direction observée et direction simulée à un instant t sont calculées en décalant le saut de 360° à 0° au Nord vers la direction dans laquelle on compte le moins de vagues simulées et/ou mesurées.

2.2.2 Calibration sur la période 1998-2002

La période de juillet 1998 à août 2002 a été choisie pour calibrer le modèle WW3. Neuf bouées sont disponibles durant ces quatre années. Le tableau 2.4 détaille les mesures disponibles mois

par mois durant la période de calibration.

Comme notre objectif est de restituer l'évolution du climat de vagues dans le Golfe de Gascogne, on cherche les paramètres qui conduisent à des erreurs statistiques minimales dans cette zone en priorité. On optimise donc les statistiques tout d'abord à la bouée Gascogne, située au centre de la zone d'étude, ensuite aux autres bouées situées dans le Golfe de Gascogne, et enfin aux bouées situées dans la Manche. Sur les trois paramètres de vagues comparés aux observations, la hauteur de vague est celui qui est privilégié.

	1998					1999					2000															
	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	
Gascogne	■						■										■									
Biscarrosse	■					■		■												■	■	■	■	■	■	■
Cap Ferret 1																										
Cap Ferret 2																										
Yeu 2	■						■				■			■					■							
Yeu 3																										
St Nazaire																										
Minquiers	■						■										■									
Cayeux																										
	2000					2001					2002															
	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	
Gascogne	■					■										■										
Biscarrosse	■	■				■																				
Cap Ferret 1													■													
Cap Ferret 2													■													
Yeu 2																										
Yeu 3	■																									
St Nazaire							■																			■
Minquiers																										
Cayeux																										

TABLE 2.4 – Calendrier du déploiement des bouées entre juillet 1998 et août 2002. La couleur des cellules indique si la bouée est déployée dans le Golfe de Gascogne (bleu) ou en Manche (jaune). De plus, si la couleur est atténuée, cela signifie que peu de mesures sont disponibles pour la bouée et le mois correspondants.

Comme mentionné dans la section 2.1.5, la vitesse du vent de la réanalyse ERA-40 est sous-estimée par rapport à la vitesse observée à la bouée Gascogne (figure 2.2). Il en résulte une

sous-estimation des hauteurs de vague modélisées avec WW3. Les paramètres recommandés par Arduin et al. (2010) ont été vérifiés et calibrés et donnent de bons résultats pour les emprises sur lesquelles nous travaillons. Nous choisissons donc de calibrer le modèle en modulant uniquement le vent en entrée, d'autant plus que nous savons que cette donnée comporte des erreurs (sous-estimation). Le calibrage basé sur la modulation du vent permet ainsi de compenser ces erreurs. Dans WW3, la réduction de la hauteur du vent en entrée (paramètre ZWND) permet d'augmenter sa vitesse et donc la vitesse de frottement U^* (figure 2.3). La nouvelle vitesse de frottement à la surface de la mer U^* , utilisée pour tous les calculs de génération et dissipation, tient compte de la rugosité du plan d'eau qui est elle-même liée aux conditions de vagues locales. Cette technique d'intensification du vent donne de meilleurs résultats en termes de corrélation avec les mesures qu'une augmentation linéaire de la vitesse du vent sur l'ensemble du domaine (test non détaillé ici).

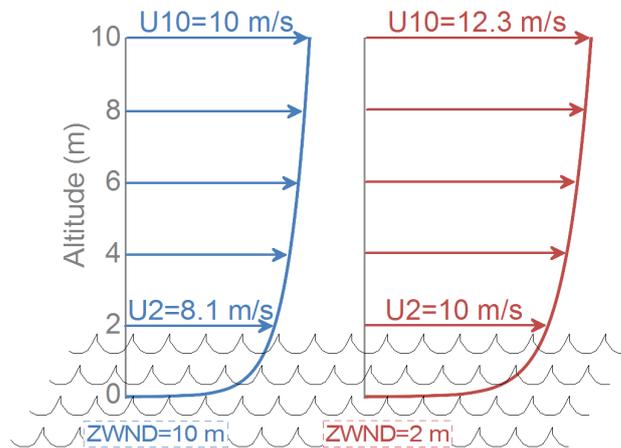


FIGURE 2.3 – Exemple de la modification du profil de vitesse du vent suivant le choix de ZWND, dans le cas d'un vent de 10 m s^{-1} et d'une hauteur de rugosité de 2 mm.

Le vent de la réanalyse ERA-40 est donné à une hauteur de 10 m. Des valeurs de ZWND comprises entre 2 et 10 m sont testées dans WW3 pour simuler les vagues de 1998 à 2002. Les résultats obtenus pour les hauteurs, périodes et directions de vague sont illustrés, respectivement, par les figures 2.4, 2.5 et 2.6.

Que ce soit pour les hauteurs ou les périodes de vague, on obtient un coefficient de détermination similaire pour des valeurs de ZWND comprises entre 4 et 10 m. Cependant, il se dégrade fortement quand ZWND vaut 2 m. Les statistiques relatives aux hauteurs de vague (figure 2.4) montrent qu'on obtient un biais quasi-nul au niveau de la bouée Gascogne pour une valeur de ZWND égale à 4.5 m. L'erreur RMS et le coefficient de dispersion sont également considérablement réduits pour une valeur de ZWND comprise entre 4.5 et 5 m. Concernant les périodes moyennes à la bouée Gascogne (figure 2.5), l'abaissement de la hauteur du vent de 10 à 4 m entraîne une

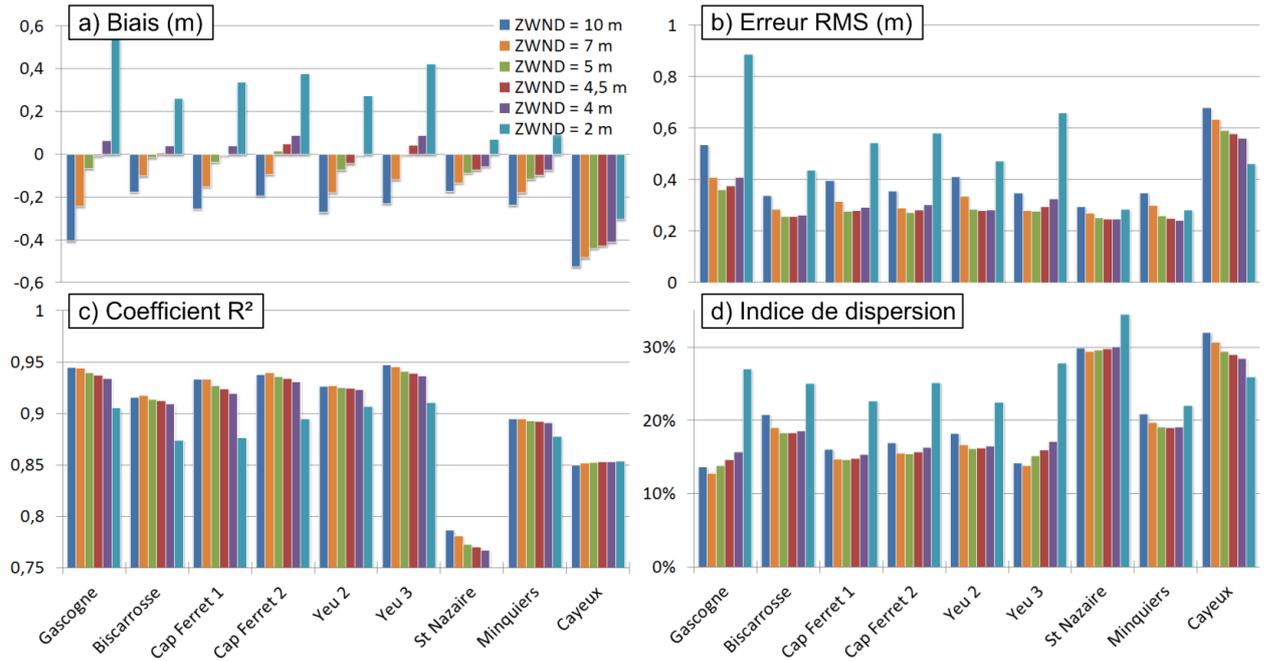


FIGURE 2.4 – Comparaison des hauteurs significatives de vague mesurées par 9 bouées et simulées avec WW3 pour différentes valeurs de ZWND de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS, (c) coefficient de détermination R^2 , (d) indice de dispersion.

réduction du biais et de l'erreur RMS. D'après les résultats à la bouée Gascogne, abaisser la hauteur du vent à 4 m, 4.5 m ou 5 m permettrait d'améliorer considérablement le biais et l'erreur RMS des hauteurs et périodes de vague, tout en conservant un coefficient de détermination et un indice de dispersion équivalents à ceux de la configuration par défaut (ZWND= 10 m).

Au niveau des autres bouées de la façade atlantique, les hauteurs de vague (figure 2.4) présentent un biais quasi-nul avec des valeurs de ZWND également comprises entre 4 et 5 m. La valeur de 4.5 m permet d'optimiser le biais sur l'ensemble des bouées. L'erreur RMS et l'indice de dispersion sont réduits pour des valeurs de ZWND comprises entre 4 et 5 m. Cependant, les résultats pour les périodes moyennes (figure 2.5) diffèrent par rapport à ceux obtenus à la bouée Gascogne. On obtient un biais positif sur l'ensemble des valeurs de ZWND testées, qui augmente quand on abaisse le vent. L'erreur RMS et l'indice de dispersion se dégradent également quand on réduit la valeur de ZWND, en particulier pour un ZWND valant 2 m. Les résultats en termes de direction (figure 2.6) donnent un biais positif à la bouée Cap Ferret 2 et un biais négatif à la bouée Yeu 2, qui passent respectivement de 6° à 7° et de -5° à -3° quand on abaisse le vent de 10 à 4 m. Pour les deux bouées, l'erreur RMS est comprise entre 22 et 25° et présente des variations négligeables.

On peut remarquer que les résultats au niveau de la bouée St-Nazaire sont médiocres comparés aux autres bouées de la façade atlantique, avec notamment des coefficients de détermination très

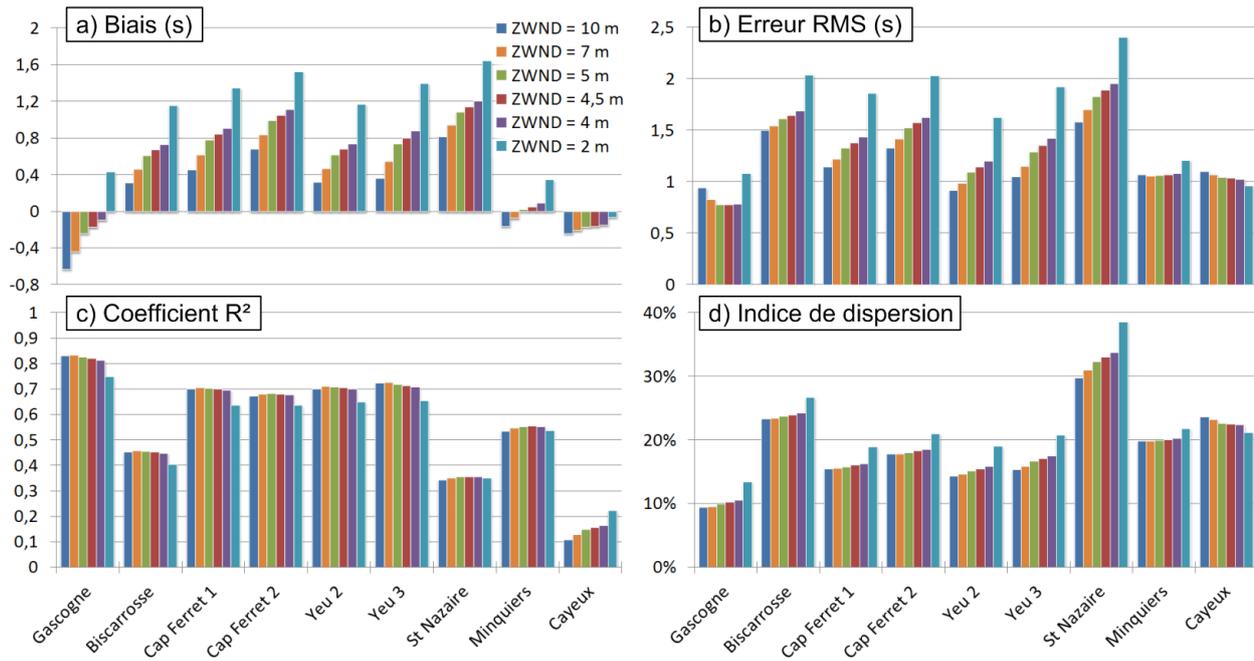


FIGURE 2.5 – Comparaison des périodes moyennes de vague mesurées par 9 bouées et simulées avec WW3 pour différentes valeurs de ZWND de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS, (c) coefficient de détermination R^2 , (d) indice de dispersion.

faibles (inférieurs à 0.78 pour les hauteurs et à 0.35 pour les périodes). Ce résultat est, entre autres, lié à la faible résolution spatiale du domaine de rang 2 de WW3 qui ne permet pas de représenter correctement la bathymétrie au niveau de la bouée St-Nazaire. En effet, la hauteur d'eau dans le modèle est de 13 m, alors que la bouée est ancrée à 17 m de profondeur. Nous avons testé une configuration consistant à réhausser globalement le niveau de l'eau de 4 m. Cette correction simpliste et imparfaite de la bathymétrie a permis de retrouver des erreurs statistiques du même ordre de grandeur qu'aux autres bouées.

Les deux bouées positionnées en Manche sont situées hors de la zone d'étude, mais permettent de mieux connaître les limites du modèle mis en place. La comparaison des hauteurs de vague simulées aux hauteurs mesurées à la bouée Les Minquiers (figure 2.4) donne des résultats d'une qualité légèrement inférieure à celle des autres bouées de la façade Atlantique, mais la comparaison avec la bouée Cayeux, très éloignée de la zone d'étude, donne des erreurs statistiques très importantes. Les résultats pour les périodes de vague (figure 2.5) montrent des biais quasi-nuls, bien meilleurs que pour les bouées de la façade Atlantique. Cependant les coefficients de corrélation sont bien plus faibles. La comparaison entre les directions simulées et les directions mesurées à la bouée Minquiers (figure 2.6) donne une erreur RMS de l'ordre de 32° et un biais relativement faible, inférieur à 2° .

D'après ces différents résultats, la valeur de ZWND optimale en termes de reproduction des

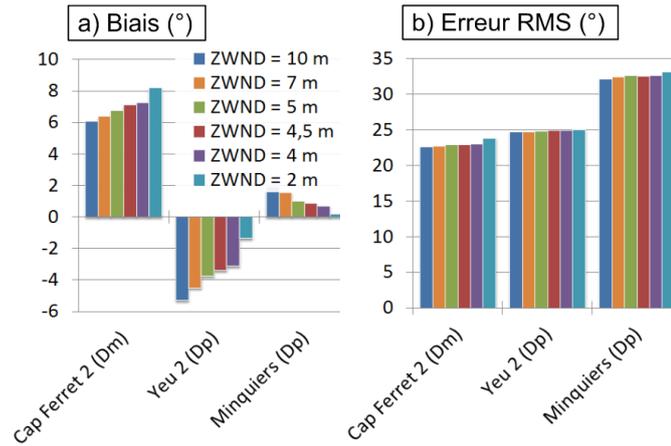


FIGURE 2.6 – Comparaison des directions pic de vague mesurées par 3 bouées et simulées avec WW3 pour différentes valeurs de ZWND de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS.

caractéristiques des vagues est de 4.5 m. C'est cette valeur qui est retenue. Elle offre le meilleur compromis pour modéliser les hauteurs, périodes et directions à la bouée Gascogne et aux autres bouées de la façade Atlantique. Les limites du modèles seront discutées plus précisément lors de la validation (section 2.2.3), mais on peut déjà noter que les périodes des vagues sont généralement surestimées par le modèle (biais compris entre 0.5 et 1 s) pour les bouées à proximité de la côte et que les vagues ne sont pas bien reproduites dans la Manche.

Le climat de vagues actuel est simulé avec WW3 de janvier 1958 à août 2002 avec les vents de la réanalyse ERA-40.

2.2.3 Validation sur la période 1980-2002

L'analyse fine de la variabilité spatiale et temporelle des climats de vagues nécessite une validation poussée des vagues modélisées. Le modèle WW3 est validé en utilisant les bouées listées dans le tableau 2.2. Les bouées utilisées précédemment pour la calibration sont réutilisées mais sur leur période de déploiement complète. La validation s'articule en trois parties. Tout d'abord, la performance du modèle est discutée à partir des erreurs statistiques à chaque bouée. Ensuite, les hauteurs et directions modélisées sont comparées plus en détail aux observations sur une sélection de quelques bouées. Enfin, la performance du modèle mis en place est comparée à la performance de modèles existants.

Les vagues modélisées sont comparées aux vagues observées au niveau de douze bouées. Les erreurs statistiques sont données dans le tableau 2.5.

Le long de la façade atlantique française, le modèle WW3 reproduit relativement bien les variations des vagues : en excluant la bouée St Nazaire (profondeur mal représentée dans le modèle), on a un coefficient de détermination compris entre 0.86 et 0.94 pour les hauteurs signi-

Bouée	Hauteur significative				Période moyenne Tm02				Direction	
	Biais	RMSE	R^2	SI	Biais	RMSE	R^2	SI	Biais	RMSE
Gascogne (R1)	−1 cm	38 cm	0.94	15%	−0.17 s	0.77 s	0.82	10%	−	−
Bayonne	−10 cm	39 cm	0.87	23%	1.27 s	1.85 s	0.66	19%	−	−
Biscarrosse	10 cm	35 cm	0.87	24%	0.90 s	1.71 s	0.56	22%	−	−
Cap Ferret 1	0 cm	28 cm	0.92	15%	0.84 s	1.38 s	0.70	16%	−	−
Cap Ferret 2	5 cm	28 cm	0.93	16%	1.05 s	1.57 s	0.68	18%	7°	23°
Yeu 1	−9 cm	32 cm	0.93	16%	0.62 s	1.24 s	0.71	17%	−	−
Yeu 2	−4 cm	28 cm	0.92	16%	0.69 s	1.14 s	0.70	15%	−3°	24°
Yeu 3	4 cm	30 cm	0.94	16%	0.80 s	1.35 s	0.71	17%	−	−
St Nazaire	−7 cm	25 cm	0.77	30%	1.14 s	1.89 s	0.36	33%	−	−
Minquiers	−9 cm	26 cm	0.88	20%	0.10 s	1.13 s	0.55	21%	1°	32°
Cayeux	−43 cm	58 cm	0.85	29%	−0.16 s	1.03 s	0.16	23%	−	−
Dunkerque	−33 cm	45 cm	0.76	31%	−0.40 s	0.79 s	0.23	17%	−	−

TABLE 2.5 – Résultat de la comparaison entre les vagues simulées avec WW3 (rangs 1 et 2) et les observations : le biais, la racine de l’erreur quadratique moyenne (RMSE), le coefficient de détermination (R^2) et l’indice de dispersion (SI) sont calculés pour la hauteur significative et la période moyenne, le biais et la RMSE pour les directions. Les directions pic sont comparées aux bouées Yeu 2 et Minquiers, et les directions moyennes à la bouée Cap Ferret 2.

ficatives, et compris entre 0.56 et 0.82 pour les périodes moyennes. La comparaison des hauteurs significatives donne un biais compris entre −10 et 12 cm, une erreur RMS inférieure à 39 cm et un indice de dispersion compris entre 15% et 30%. Concernant les périodes moyennes, elles sont surestimées de 0.62 à 1.27 s, sauf à la bouée Gascogne où elles sont légèrement sous-estimées par le modèle (biais de −0.17 s). L’erreur RMS est relativement élevée (RMSE de 1.14 à 1.89 s), sauf à la bouée Gascogne (RMSE de 0.77 s). Enfin, l’indice de dispersion est très faible à la bouée Gascogne (10%) et compris entre 15% et 33% aux autres bouées de la façade atlantique. Les directions pic à la bouée Yeu 2 et les directions moyennes à la bouée Cap Ferret 2 présentent, respectivement, une erreur RMS de 24° et 23° et un biais de −3° et 7°.

Dans la Manche, les défauts constatés précédemment se confirment. Les erreurs sont très importantes, en particulier aux bouées Cayeux et Dunkerque, les plus éloignées de la façade atlantique. Ces résultats s’expliquent entre autres par la faible résolution du modèle au niveau de la mer du Nord et du passage entre le rang 1 et le rang 2, et par les forts courants de marée et courants induits (1 à plusieurs m s^{-1}) présents dans cette zone. En effet, les caractéristiques des vagues sont influencées par les variations temporelles de hauteur d’eau et de courant. La série

temporelle des hauteurs, périodes et directions de vague au niveau de la bouée Minquiers (figure 2.7) met en évidence les variations semi-diurnes, avec une amplitude beaucoup plus marquée en marée de vive-eau. Les directions, en particulier, peuvent subir des variations allant jusqu'à 50° . Le modèle mis en place ne convient donc pas à l'étude des champs de vagues dans la Manche.

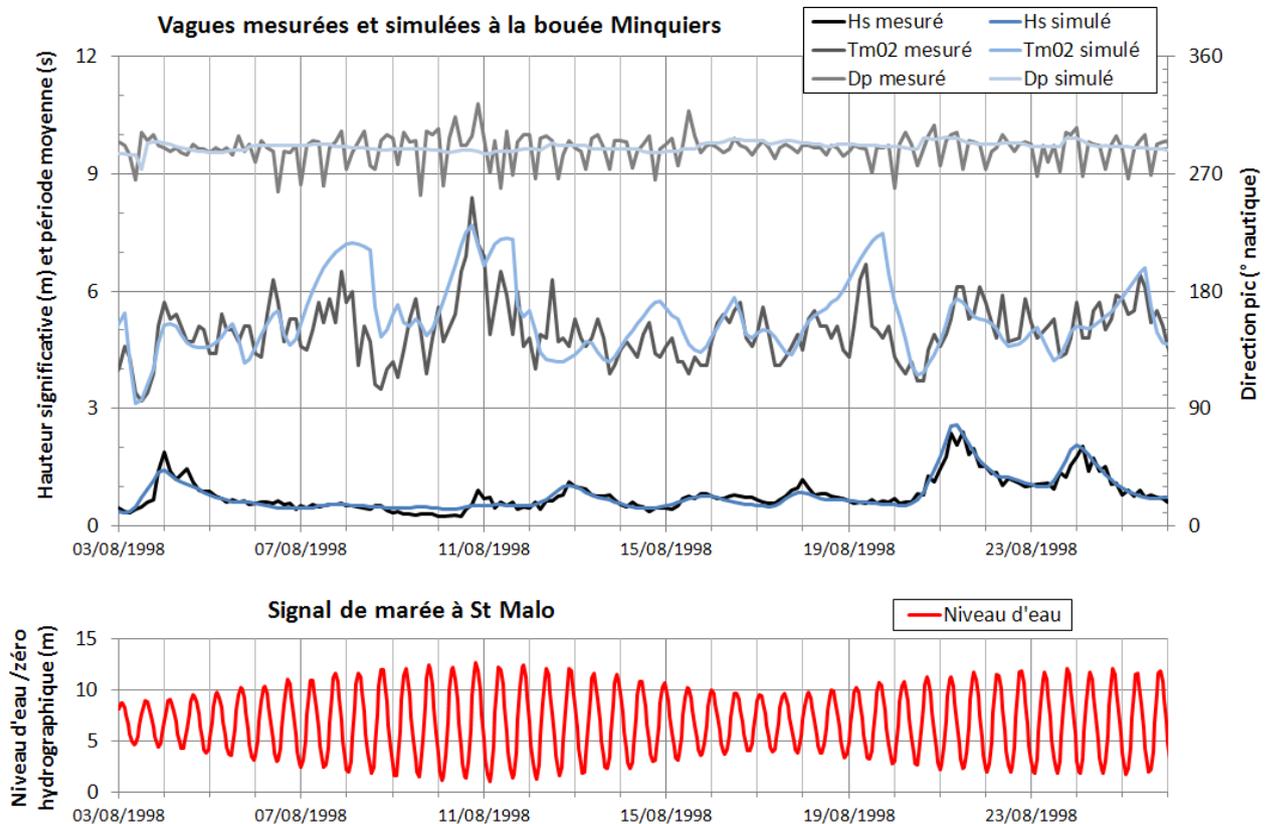


FIGURE 2.7 – Hauteurs, périodes et directions simulées et observées du 3 au 26 août 1998 à la bouée Minquiers (haut) et niveaux de marée prédite par rapport au zéro hydrographique au marégraphe de St Malo (bas), source : SHOM.

La validation du modèle WW3 se poursuit avec une analyse plus détaillée des hauteurs de vague modélisées aux bouées Gascogne, Biscarrosse et Cap Ferret 1. L'histogramme et le graphe quantile-quantile à la bouée Gascogne (figure 2.8) montrent que les vagues sont relativement bien modélisées jusqu'à une hauteur de 4 m. Au-delà de 4 m, les hauteurs de vague sont légèrement surestimées, en partie à cause de la forte occurrence des vagues dont la hauteur est supérieure à 8 m. Aux deux autres bouées, les histogrammes et les graphes quantile-quantile (figure 2.8) montrent que les hauteurs de vague sont correctement modélisées sur l'ensemble de leur distribution. On note de plus fortes différences entre modèle et mesures pour les hauteurs les plus grandes. Cependant, ces chiffres se basent sur un petit nombre de vagues (occurrences calculées inférieures à 10) et ne sont pas forcément représentatifs de la queue de distribution des hauteurs. L'occurrence des plus grandes hauteurs est en général sous-estimée par le modèle. On retrouve

ce résultat sur les graphes quantile-quantile, avec les derniers quantiles de hauteur plus faibles dans le modèle que dans les observations au niveau de la bouée Cap Ferret 1.

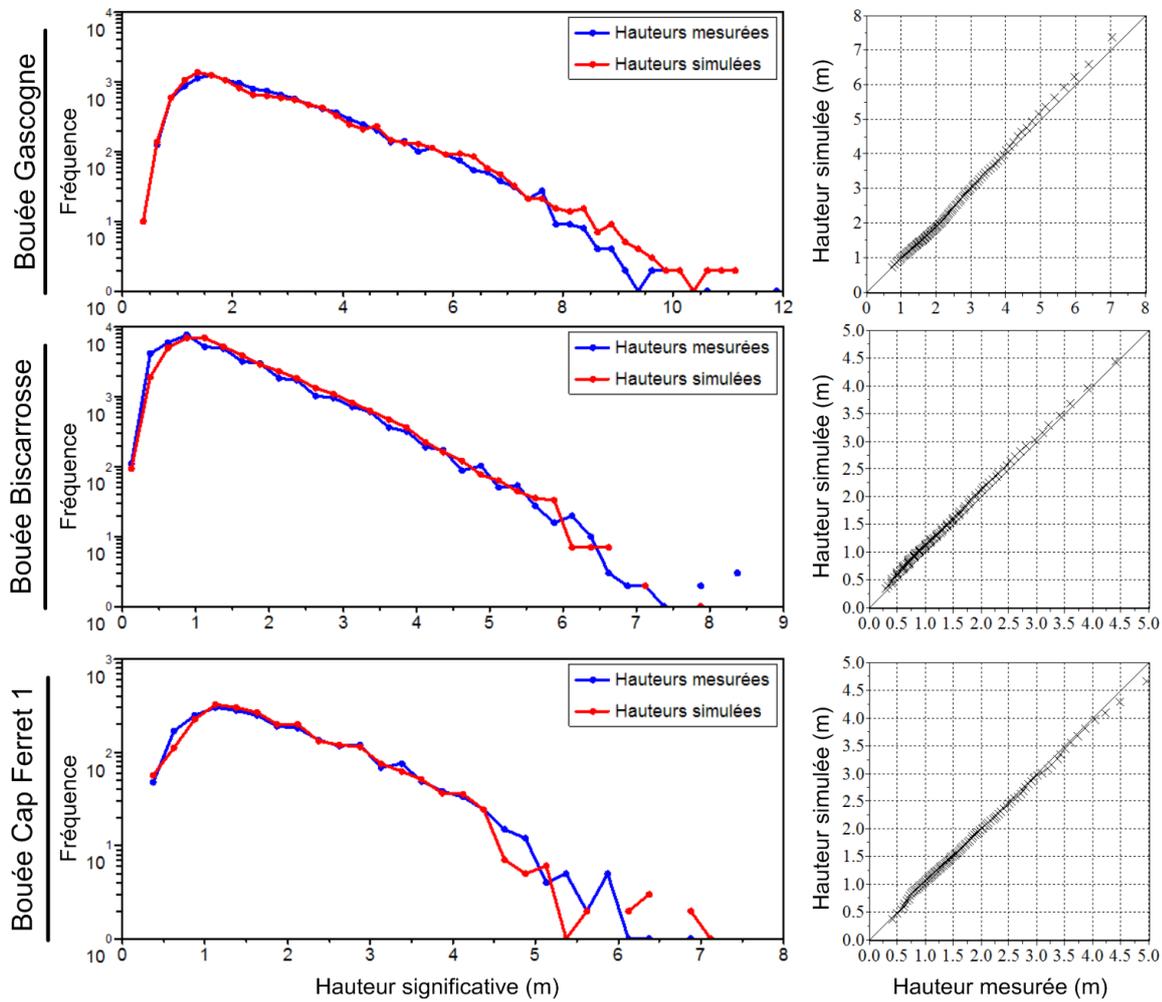


FIGURE 2.8 – Histogrammes (gauche) et graphes quantile-quantile (droite) des hauteurs de vague mesurées et simulées avec WW3 aux bouées Gascogne, Biscarrosse et Cap Ferret 1.

Concernant les directions des vagues, la figure 2.9 permet de se rendre compte que la direction des vagues en provenance de l’Ouest à la bouée Yeu 2 et du Nord-Ouest à la bouée Cap Ferret 2 est très bien modélisée. Cependant, les directions moins fréquentes des vagues générées localement sont très mal modélisées. A la bouée Yeu 2, on remarque que les vagues générées par des vents locaux au Sud et Sud-Est de la bouée ne sont pas reproduites par le modèle. A la bouée Cap Ferret 2, la zone de fetch est plus réduite du fait de sa proximité à la côte linéaire aquitaine. On remarque donc très peu de vagues mesurées en provenance du Sud ou de l’Est.

Le modèle WW3 est donc validé sur 12 bouées. Les résultats au niveau des bouées de la façade atlantique indiquent que le modèle mis en place convient pour une étude approfondie du climat de vagues dans le Golfe de Gascogne. Il est important de noter que les champs de vagues

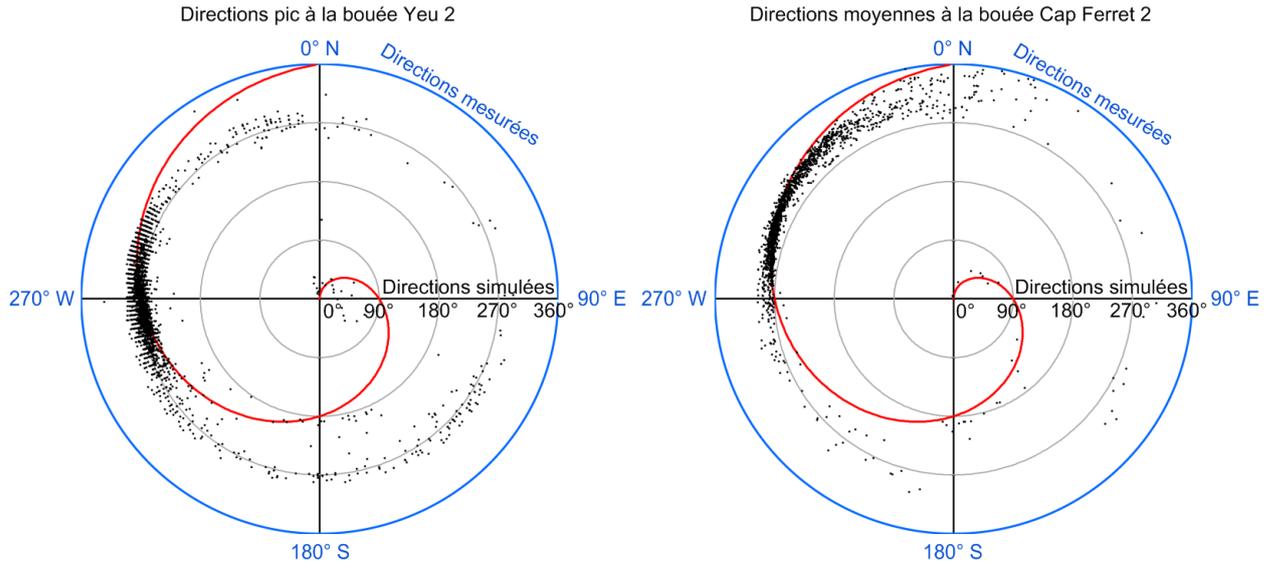


FIGURE 2.9 – Comparaison des directions mesurées aux directions simulées avec WW3 au niveau de la bouée Yeu 2 (gauche) et Cap Ferret 2 (droite). Les directions mesurées se lisent sur le cercle extérieur bleu, comme sur une rose des vents. Les directions simulées se lisent sur les axes noirs et correspondent à la distance par rapport au centre du cercle. Par exemple, une vague mesurée en provenance de 45° est représentée par un point placé sur la médiane du quadrant Nord-Est. Si elle est modélisée comme provenant de 180° , alors le point est placé à mi-distance entre le centre du cercle (0°) et le cercle extérieur (360°). La courbe rouge représente l'égalité entre direction mesurée et simulée.

modélisés ne conviennent pas à l'étude du climat de vagues dans la Manche.

Pour conclure la validation du modèle mis en place, la qualité des champs de vagues modélisés est comparée à la qualité de trois autres bases de données existantes : les vagues issues de la réanalyse *ERA40-vague* (Uppala et al., 2005), la base de données de Dodet et al. (2010) et ANEMOC (Benoit and Lafon, 2004).

La réanalyse *ERA40-vague* est basée sur le modèle de vagues WAM (Komen et al., 1994) couplé avec un modèle atmosphérique. Les vagues sont disponibles à un pas de temps de 6 h, avec une résolution spatiale de 1.5° , de 1958 à 2001. La résolution spatiale d'*ERA40-vague* ne permettant pas de faire une inter-comparaison au niveau de bouées côtières, les deux jeux de données sont comparés aux mesures de la bouée Gascogne, au large. Le jeu de données de cette étude est rééchantillonné toutes les 6 h pour présenter le même pas de temps qu'*ERA40-vague*. Il faut cependant garder à l'esprit que le modèle mis en place pour cette étude est optimisé pour donner des erreurs minimales à la bouée Gascogne. Comme attendu, la comparaison des deux jeux de données révèle que les hauteurs de vague issues de cette étude (biais : 0 cm, RMSE : 39 cm, R^2 : 0.93, SI : 15%) sont d'une meilleure qualité que les hauteurs de vague issues de la

réanalyse *ERA40-vague* (biais : -34 cm, RMSE : 55 cm, R^2 : 0.93 , SI : 17%).

La base de données détaillée dans Dodet et al. (2010) est également basée sur le modèle de vagues WW3 et sur le paramétrage de Ardhuin et al. (2010), mais elle utilise les champs de vent issus de la réanalyse NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) et couvre l'Atlantique Nord avec une résolution de 0.5° , de 1953 à 2009. La validation est basée sur des bouées différentes de celles utilisées pour cette étude (cinq bouées le long des côtes espagnole et portugaise, et la station météo "Juliett" située entre l'Irlande et l'Islande), il n'est donc pas possible de faire une inter-comparaison directe. Nous faisons donc une comparaison qualitative au niveau de la bouée Bilbao-Vizcaya ($3.04^\circ W$ - $43.63^\circ N$), située dans le Golfe de Gascogne : Dodet et al. (2010) obtiennent un biais et une erreur RMS respectivement de -21 cm et 53 cm pour les hauteurs, de 0.63 s et 1.95 s pour les périodes et de -6° et 20.78° pour les directions. La comparaison des résultats statistiques obtenus dans la présente étude au niveau des bouées situées dans le Golfe de Gascogne (tableau 2.5) et des résultats statistiques obtenus par Dodet et al. (2010) révèle que le biais et l'erreur RMS du modèle mis en place ici sont plus petits pour les hauteurs de vague, et du même ordre de grandeur en ce qui concerne les périodes et les directions.

Plus spécifique aux côtes françaises métropolitaines, ANEMOC se base sur le modèle de vagues TOMAWAC, développé par EDF et le LNHE (Benoit et al., 1996), avec une résolution spatiale d'environ $2 - 3$ km le long des côtes. Comme pour la présente étude, les champs de vent utilisés proviennent de la réanalyse ERA-40 et ont fait l'objet d'une correction (augmentation de la vitesse comprise entre 2 et 10% suivant la vitesse du vent). Les vagues ont été modélisées sur la période 1979-2001. Les deux bases de données sont comparées à partir des statistiques publiées dans Benoit and Lafon (2004). Elles concernent les vagues modélisées sur la grille océanique (grille à maille variable, avec une résolution maximale près des côtes de 20 km). Les hauteurs de vague extraites au niveau des bouées Yeu 2 et Minquiers sur la grille océanique d'ANEMOC présentent une erreur RMS de 1999 à 2000 (respectivement 37 and 33 cm) plus importante que les hauteurs de vague modélisées sur la même période avec WW3 (RMSE : 24 cm aux deux bouées).

On en déduit que le modèle mis en place pour la présente étude est de qualité équivalente ou supérieure aux modèles existants dans le Golfe de Gascogne, couvrant des périodes et des emprises similaires.

2.2.4 Vérification de l'impact de l'assimilation du vent sur la modélisation des vagues

Cette dernière étape est nécessaire pour pouvoir analyser le climat de vagues actuel en termes de tendance et de variabilité inter-annuelle. La quantité et la qualité des données assimilées dans ERA-40 varie sur la période 1958-2002. Ces variations peuvent générer des hétérogénéités dans

les champs de vent et donc dans les champs de vagues modélisés. Avant les années 1980, les données assimilées proviennent de mesures au sol et sont très peu nombreuses au-dessus des océans (mesures des navires de la base de données COADS). De plus, la plupart de ces mesures sont rejetées du processus d'assimilation lorsque l'écart entre valeur mesurée et valeur simulée est trop important. L'utilisation des satellites a permis d'augmenter considérablement la couverture spatio-temporelle et la qualité des mesures au-dessus des océans. Concernant l'assimilation des mesures de vent, de nouvelles bases de données de vent ont été ajoutées dans le processus d'assimilation à trois dates clés : les vents de SSM/I 1D-Var depuis juillet 1987, les vents des bouées de la base de données COADS depuis juin 1990, et les vents des satellites ERS 1/2 depuis avril 1992 (Caires et al., 2002).

Afin de vérifier que l'assimilation de ces nouveaux jeux de données n'impacte pas les champs de vagues modélisés, on analyse l'évolution des erreurs statistiques annuelles à la bouée Biscarrosse de 1980 à 2002 (figure 2.10). Les écarts entre les vagues mesurées et les vagues simulées ne présentent pas de saut particulier aux dates citées précédemment, même si on peut noter une réduction progressive des erreurs statistiques. Ces résultats suggèrent que l'assimilation du vent n'induit pas d'hétérogénéité, et que les champs de vent sont bien modélisés dans la réanalyse ERA-40, même sur des périodes présentant peu de données à assimiler (1980-1987). Les mesures de vagues disponibles dans le Golfe de Gascogne ne permettent pas de vérifier l'impact de l'assimilation avant 1980. Cependant, les mesures assimilées avant cette date sont rares et on peut supposer que l'assimilation de ces mesures n'induit pas d'hétérogénéité avant 1980. L'évolution des vagues dans le Golfe de Gascogne est donc considérée comme indépendante des sauts dans l'assimilation de données.

2.3 Correction quantile-quantile

Les vents utilisés pour générer les vagues pour le climat de référence et pour les projections futures proviennent de l'AGCM ARPEGE-Climat. Des effets de seuil peuvent introduire des biais systématiques dans les champs de vent modélisés. Les études régionales de projection de vagues existantes analysent directement les vagues projetées, relativement à un scénario de référence (e.g. Leake et al., 2007; Grabemann and Weisse, 2008; Lionello et al., 2008) ou effectuent une correction sur les champs de vent en entrée du modèle de vagues (Hemer et al., 2011), ou encore sur les champs de vagues en sortie du modèle de vagues (Andrade et al., 2007).

La correction du vent ou des vagues implique une hypothèse forte sur les AGCM : elle suppose que les erreurs systématiques identifiées sur le climat actuel sont stationnaires, ce qui n'est pas démontré dans le contexte du changement climatique. Nous travaillons sous cette hypothèse dans l'analyse des projections de vagues dans le chapitre 4.

Pour cette étude, nous avons fait le choix de corriger les vagues en sortie du modèle et non le

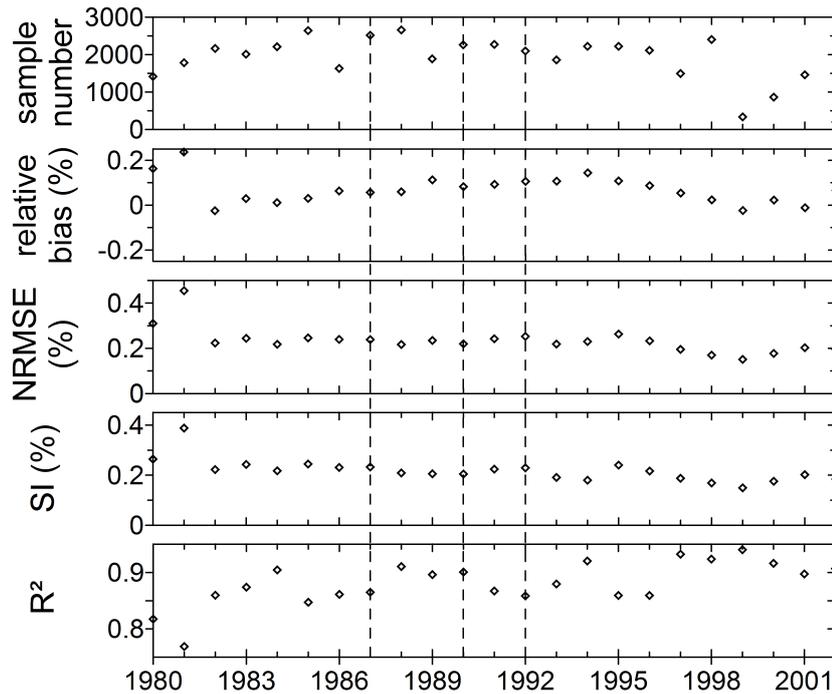


FIGURE 2.10 – Evolution des erreurs statistiques à la bouée Biscarrosse de 1980 à 2002. De haut en bas : nombre d'échantillons, biais relatif, erreur RMS normalisée (NRMSE), indice de dispersion (SI) et coefficient de détermination (R^2). Les lignes verticales indiquent les principales étapes d'assimilation des données de vent de juillet 1987, juin 1990 et avril 1992.

vent en entrée. Cela permet de ne pas altérer les schémas de circulation atmosphérique et donc d'en préserver la physique. Une correction quantile-quantile, développée dans Déqué (2007), est appliquée pour supprimer ces biais et représenter au mieux le climat réel. La correction est appliquée sur les vagues en sortie du modèle WW3, après simulation complète sur les deux emboîtements.

2.3.1 Méthode

La méthode de correction quantile-quantile (Déqué, 2007) tient compte de la distribution statistique des conditions de vagues. Elle est construite sur le climat actuel, en corrigeant la fonction de densité de probabilité (fdp) de la variable simulée, quantile par quantile, afin de l'ajuster à la fdp observée. Elle est ensuite appliquée aux variables projetées, en faisant l'hypothèse de la stationnarité des erreurs de l'AGCM.

La correction quantile-quantile est effectuée indépendamment sur les hauteurs significatives, périodes moyennes et directions moyennes des vagues. Les erreurs de l'AGCM peuvent être différentes suivant la saison et la localisation. Une correction différente est donc construite pour chaque saison et chaque point de la grille de rang 2. La base de données BoBWA-10kH est utilisée

comme observation. Elle a été calculée avec les mêmes modèles, forcés par les champs de vent de la réanalyse ERA-40. Elle est appelée OBS au fil de la description de la correction.

Dans un premier temps, la correction C est construite à partir des N quantiles de la variable X issue des jeux de données REF and OBS :

$$C_q = X_q^{OBS} - X_q^{REF}, \quad q = 1, N \quad (2.3)$$

La hauteur significative et la période moyenne issues de WW3 sont corrigées sur leurs centiles (quantiles 0.01 à 0.99). Afin de mieux corriger les bords de la distribution, on ajoute les quantiles 0.005 and 0.995, ce qui donne un total de 101 quantiles. Concernant les directions moyennes, on effectue une rotation de l'ensemble des directions en un point et pour une saison donnés, afin qu'elles soient centrées sur la direction prédominante. Quant aux directions extraites de WW3, elles sont corrigées sur les permilles (0.001 to 0.999 quantiles) et sur les quantiles 0.0005 et 0.9995 (1001 quantiles au total). Quand une même direction est obtenue pour plusieurs quantiles consécutifs, la correction est moyennée sur ces quantiles. Les directions moyennes extraites de la grille WW3 ont une précision de 1° et sont regroupées autour de la direction principale (par exemple, à la bouée Gascogne, 70% des vagues hivernales proviennent de l'octant WNW). Augmenter le nombre de quantiles permet de mieux définir les intervalles dans lesquels les directions augmentent d' 1° , et ainsi d'éviter d'avoir des directions sans aucune vague dans la distribution corrigée.

Dans un second temps, la correction est appliquée aux séries temporelles de la variable X issue des jeux de données REF, A2, A1B and B1 :

$$X^*(t) = X(t) - C_q \quad \forall X(t) \in [X_{q-1}; X_q[, \quad q = 1, N \quad (2.4)$$

Les deux sections suivantes détaillent la construction de la correction et son application aux projections de vagues.

2.3.2 Construction de la correction

La méthode de correction quantile-quantile corrige les fdp des conditions de vagues de REF afin qu'elles soient égales aux fdp des conditions de vagues d'OBS. La figure 2.11 montre les changements effectués au niveau de la bouée Gascogne, en hiver et en été, sur les hauteurs, périodes et directions de vague de REF. En hiver et en été, sans la correction, les 40% des hauteurs de vague les plus grandes ainsi que l'ensemble des périodes moyennes sont sous-estimées par le jeu de données REF. En hiver, les vagues en provenance du quart Nord-Ouest (de -100 à 0°) sont légèrement décalées dans le sens anti-horaire par rapport aux observations, tandis qu'en été, le décalage est dans le sens horaire. Cet exemple illustre bien que les différences entre les distributions de OBS et REF dépendent de la saison. La correction supprime ces différences entre les deux distributions (les fdp de OBS et REF* se superposent).

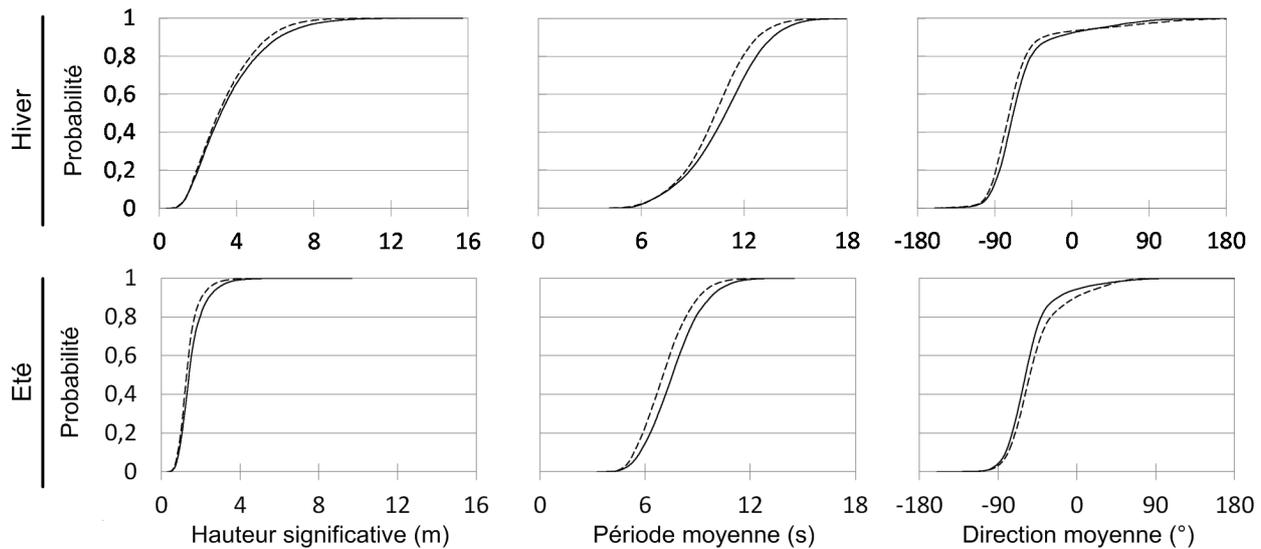


FIGURE 2.11 – Fonction de densité de probabilité cumulée des hauteurs, périodes et directions de vague à la bouée Gascogne pour le jeu de données BoBWA-10kH (trait continu) et le scénario REF non corrigé (trait pointillé), en hiver (haut) et été (bas).

2.3.3 Application de la correction aux scénarios A2, A1B et B1

Les quantiles des conditions de vagues pour les scénarios A2, A1B et B1 sont corrigés en utilisant la correction C construite précédemment. La correction quantile-quantile produit la même transformation aux fdp du scénario REF et des scénarios futurs. Cependant, pour analyser l'impact du changement climatique sur le climat de vagues, il peut être intéressant de vérifier si les changements entre REF et les scénarios futurs restent qualitativement les mêmes avec ou sans correction. La figure 2.12 donne les changements de distribution des conditions de vagues entre REF et A2 (haut) et REF* et A2* (bas). On observe le même type de changement, que les jeux de données soient corrigés ou non : diminution des hauteurs et périodes, décalage horaire des directions de vague. La correction permet donc de conserver les différences relatives. Cependant, la version corrigée a l'avantage de permettre d'attribuer ces changements à des valeurs de hauteur, période et direction plus proches de la réalité puisqu'elles sont corrigées par rapport au climat réel.

Dans la suite du manuscrit, les jeux de données REF, A2, A1B et B1 feront référence aux champs de vagues corrigés.

2.4 Caractéristiques des bases de données

Deux bases de données de vagues sont construites. La base de données dédiée à l'étude du climat de vagues actuel est appelée BoBWA-10kH (Bay of Biscay Wave Atlas), avec 10k pour la

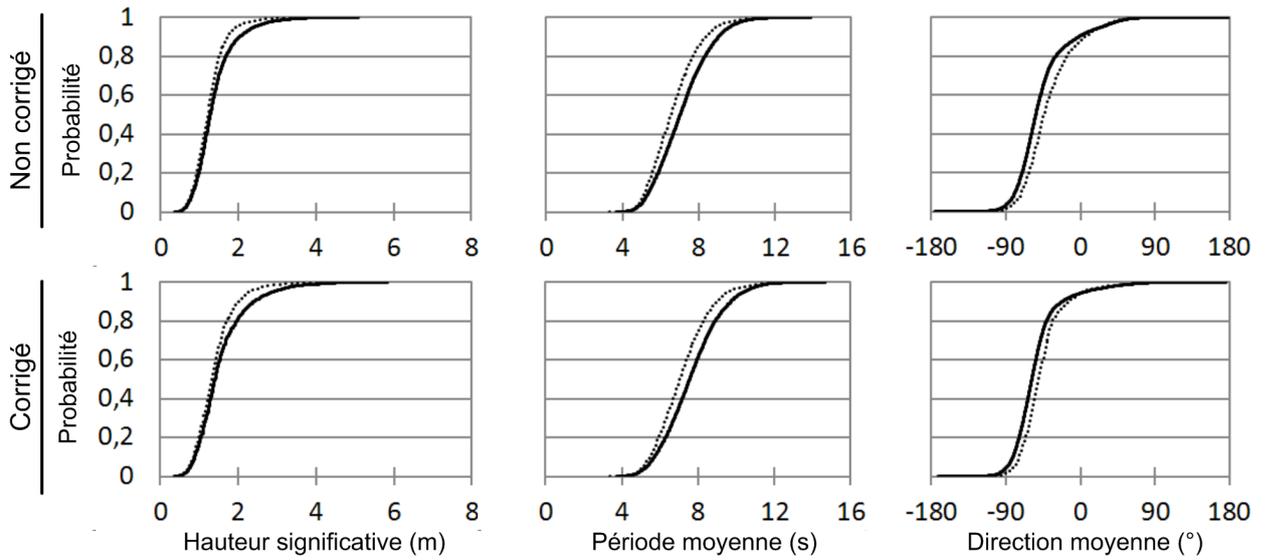


FIGURE 2.12 – Fonction de densité de probabilité cumulée des hauteurs, périodes et directions de vague à la bouée Gascogne en été pour les scénarios REF (trait continu) et A2 (trait pointillé) non corrigés (haut) et corrigés (bas).

résolution spatiale et H pour Hindcast. La base de données dédiée à l'étude des changements du climat de vagues comprend 4 simulations (scénario de référence de 1961 à 2000 et scénarios d'émissions de GES B1, A1B et A2 de 2061 à 2100) et est appelée **BoBWA-10kF**, avec **F** pour Forecast.

Pour les deux bases de données, les caractéristiques des vagues sont stockées toutes les 6 heures pour la grille de rang 2 (résolution de 10 km) et toutes les heures au niveau de 16 bouées du rang 1, de 36 bouées du rang 2 et en 85 points du rang 2, sélectionnés pour servir de conditions aux limites à d'autres emboitements. Les spectres de vagues sont stockés toutes les heures pour l'ensemble des points (sauf pour la grille de rang 2). Plus d'informations sur les sorties disponibles sont données dans l'annexe B.

Synthèse

Problématique

L'analyse du climat de vagues actuel, de ses tendances, et des changements potentiels à l'horizon 2100 dans le Golfe de Gascogne et le long des côtes nécessite une base de données de vagues pluri-décennale (> 40 ans) et à forte résolution spatio-temporelle (≈ 10 km). Or, à l'heure actuelle, il n'existe pas de données de vagues sur le passé et le futur qui répondent à ces besoins.

Méthode

Nous mettons en place une régionalisation dynamique des vagues dans le Golfe de Gascogne. Le modèle de vagues WW3 est implémenté sur deux domaines emboîtés, l'Atlantique Nord et le Golfe de Gascogne. La résolution spatiale finale dans le Golfe de Gascogne est de 10 km.

Les champs de vent de la réanalyse ERA-40 sont utilisés pour générer la base de données de vagues du climat actuel (1958-2002), appelée **BoBWA-10kH**. Les champs de vent issus des simulations RETIC d'ARPEGE-Climat (un scénario de référence et trois scénarios d'émissions de GES) sont utilisés pour générer la base de données de vagues du climat futur (1961-2000 et 2061-2100), appelée **BoBWA-10kF**.

Le modèle de vagues, forcé par les champs de vent de la réanalyse ERA-40, est calibré et validé sur des bouées situées le long de la façade atlantique et dans la Manche. Une correction quantile-quantile est appliquée aux projections de vagues pour corriger les biais potentiels de l'AGCM.

Résultats principaux

Une base de données complète des conditions de vagues de 1958 à 2002 est construite. De par sa couverture temporelle de 44 ans, ce jeu de données est particulièrement adapté à des analyses de tendance et de variabilité inter-annuelle dans le Golfe de Gascogne. La calibration et la validation, réalisée sur 12 bouées, indiquent des erreurs statistiques correctes pour ce type d'analyse. Le long de la façade atlantique, les hauteurs de vague présentent un biais compris entre -10 et 10 cm et une erreur RMS inférieure à 39 cm, les périodes moyennes de vague présentent un biais positif d'environ 1 s et une erreur RMS inférieure à 1.85 s et les directions simulées sont proches des mesures (biais compris entre -3 et 7° , $RMSE < 24^\circ$), sauf pour les vagues générées localement (mer de vent). L'analyse des tendances est d'autant plus fiable que les erreurs statistiques, dont le biais, ne sont pas impactées par l'assimilation croissante de données dans la réanalyse ERA-40. La comparaison de la base de données **BoBWA-10kH** aux autres bases de données de vagues du climat actuel englobant le Golfe de Gascogne indique une qualité similaire ou supérieure de cette base de données.

La construction de la base de données de vagues pour le climat futur nous fournit des conditions de vagues adaptées à une étude régionale de l'impact du changement climatique. Jusqu'à présent, les projections de vagues existantes n'avaient pas une résolution spatiale suffisante pour analyser régionalement ou localement les changements dans le Golfe de Gascogne. Les trois scénarios d'émissions de GES B1, A1B et A2 permettent de mieux prendre en compte les incertitudes liées aux activités anthropiques. La correction des vagues en sortie du modèle permet d'analyser les changements sur des vagues comparables à celles du climat actuel.

Chapitre 3

Analyse du climat de vagues présent [1958-2001]

Introduction

Mieux comprendre les évolutions passées des conditions de vagues est une étape préalable essentielle à l'étude de l'impact du changement climatique dans les zones côtières. Ce chapitre a pour objectif d'examiner en détail le climat de vagues des quarante dernières années afin d'identifier d'éventuelles tendances ainsi que leurs liens avec la circulation atmosphérique grande échelle. Les hauteurs, périodes et directions des vagues modélisées avec WW3 sont analysées sur l'ensemble de la grille R2 et en quelques points choisis.

La méthode ainsi que l'analyse des tendances multi-décennales et des liens avec les modes de téléconnexion sont détaillées dans un article publié dans *Journal of Climate* (Charles et al., 2012b), dans la section 3.1. La section 3.2 propose une analyse complémentaire des liens entre climat de vagues local et régimes de temps.

3.1 Variabilité spatio-temporelle et tendances de 1958 à 2001

3.1.1 Résumé

L'impact des changements climatiques sur les conditions de vagues peut conduire à une aggravation des risques côtiers et hauturiers. L'article présenté ici analyse les tendances pluri-décennales et la variabilité interannuelle du climat de vagues dans le Golfe de Gascogne durant les dernières décennies (1958-2001). Il s'agit de mieux comprendre le lien entre les vagues et le climat et d'identifier s'il existe des changements significatifs sur cette période.

Le jeu de données de vagues utilisé est BoBWA-10kH. Les étapes de mise en place, calibration et validation du modèle, sont expliquées dans l'article et détaillées dans le chapitre 2 de ce manuscrit. Ces champs de vagues ont été simulés avec le modèle WW3 forcé par les champs de vent ajustés de la réanalyse ERA-40. BoBWA-10kH offre une résolution spatiale raffinée d'environ 10 km dans le Golfe de Gascogne et un domaine spatio-temporel étendu. Basée sur onze bouées, la validation du modèle a été réalisée sur les hauteurs, périodes et directions de vagues moyennes et extrêmes (hauteurs supérieures au 90, 95 ou 99^e centiles). Elle permet d'avoir confiance en l'analyse des champs de vagues, en termes de variabilité et de tendances. Les hauteurs, périodes et directions de vague sont examinées pour une grande variété de conditions (par saison, sur différentes périodes, sur différents centiles de hauteur).

Plusieurs tendances ont été identifiées sur des périodes récentes (commençant entre 1958 et 1990 et se terminant en 2001). On note en particulier une augmentation des hauteurs de vague en été (0.5 cm an^{-1} de 1970 à 2001 à la bouée Gascogne), un décalage anti-horaire (vers le Sud) des directions des vagues extrêmes en automne ($-0.37^\circ \text{ an}^{-1}$ pour les vagues plus hautes que le 90^e centile de 1974 à 2001 à la bouée Gascogne) et un décalage horaire (vers le Nord) des directions des vagues extrêmes au printemps ($0.3^\circ \text{ an}^{-1}$ pour les vagues plus hautes que le 90^e

centile de 1958 à 2001 à la bouée Gascogne).

Les champs de vagues présentent une forte variabilité inter-annuelle, avec un écart type normalisé des hauteurs de vague saisonnières supérieur à 15% en hiver. On étudie le lien de cette variabilité avec les modes de téléconnexion de l'hémisphère Nord dans le Golfe de Gascogne à une échelle régionale, notamment le long de la côte aquitaine. Les résultats mettent en évidence une forte corrélation entre les hauteurs, périodes et directions des vagues locales et les indices de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) et du mode de l'Atlantique Est (EA). L'étude de cette corrélation est approfondie à l'échelle locale avec une nouvelle méthode basée sur les diagrammes bivariés. Elle permet d'identifier quel type de vagues – houle, tempête, vagues intermédiaires – est impacté par les modes de téléconnexion. Ces résultats sont discutés en considérant les résultats des études existantes et les implications potentielles sur les risques côtiers.

3.1.2 Article

Present Wave Climate in the Bay of Biscay: Spatiotemporal Variability and Trends from 1958 to 2001

ELODIE CHARLES, DÉBORAH IDIER, JÉRÔME THIÉBOT,
GONÉRI LE COZANNET, AND RODRIGO PEDREROS

BRGM, Orléans, France

FABRICE ARDHUIN

Ifremer, Plouzané, France

SERGE PLANTON

Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse, France

(Manuscript received 8 February 2011, in final form 9 September 2011)

ABSTRACT

Climate change impacts on wave conditions can increase the risk of offshore and coastal hazards. The present paper investigates wave climate multidecadal trends and interannual variability in the Bay of Biscay during the past decades (1958–2001). Wave fields are computed with a wave modeling system based on the WAVEWATCH III code and forced by 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis (ERA-40) wind fields. It provides both an extended spatiotemporal domain and a refined spatial resolution over the Bay of Biscay. The validation of the wave model is based on 11 buoys, allowing for the use of computed wave fields in the analysis of mean and extreme wave height trends and variability. Wave height, period, and direction are examined for a large array of wave conditions (by seasons, high percentiles of wave heights, different periods). Several trends for recent periods are identified, notably an increase of summer significant wave height, a southerly shift of autumn extreme wave direction, and a northerly shift of spring extreme wave direction. Wave fields exhibit high interannual variability, with a normalized standard deviation of seasonal wave height greater than 15% in wintertime. The relationship with Northern Hemisphere teleconnection patterns is investigated at regional scale, especially along the coast. It highlights a strong correlation between local wave conditions and the North Atlantic Oscillation and the east Atlantic pattern indices. This relationship is further investigated at the local scale with a new method based on bivariate diagrams, allowing the identification of the type of waves (swell, storm, intermediate waves) impacted. These results are discussed in terms of comparison with previous studies and coastal risk implications.

1. Introduction

The coupled ocean–atmosphere system is of great concern for natural hazards, especially the surface gravity waves that are generated and propagate within this system. Indeed, waves are a critical parameter for risk assessment. For instance, the design of ships and offshore platforms takes into account their characteristics. Shipping also relies on wave forecast for navigation safety.

Closer to the coastline, the knowledge of wave statistics is required to design coastal defenses. Waves are also one of the main phenomena responsible for shoreline evolution, where population densities in coastal regions are about 3 times higher than the global average (Small and Nicholls 2003). For instance, regarding shoreline evolution where the sediment transport is mainly cross-shore, high-energy waves usually induce shoreline erosion, whereas low-energy waves generally induce shoreline accretion and beach recovery. In summary, wave characteristic changes can lead to important modifications of the marine and coastal environment, leading to the need for human societies to adapt to these changes. Identifying past wave condition changes as well as future trends are a milestone

Corresponding author address: Elodie Charles, BRGM, 3 Avenue Claude-Guillemain, BP 36009, 45060 Orléans CEDEX 2, France.
E-mail: elodie.charles29@gmail.com

in the process of offshore and coastal risk assessment, especially in the context of climate change (Nicholls et al. 2007).

At the ocean basin scale, twenty-first-century climate simulations project a poleward shift of storm tracks (Bengtsson et al. 2006; Yin 2005) and an increase in wave height at midlatitudes (Wang et al. 2004; Wang and Swail 2006; Caires et al. 2006). At the local scale, in the North Sea, Grabemann and Weisse (2008) indicate a possible increase of 25–35 cm of the 99th percentile of significant wave heights toward the end of the twenty-first century. Thus, it has been shown that, forming a part of the ocean–atmosphere system, waves are likely to be impacted by climate change. However, quantifying the future wave climate is still a challenge regarding all the uncertainties of the system. Looking at wave characteristic evolution over the past decades is a first step in quantifying and understanding wave climate change. The analysis of wave height measurements in the North Atlantic made by Bacon and Carter (1991, 1993) indicated that there is a regular increase in the North Atlantic mean wave height of about 2.2 cm yr^{-1} from 1962 to 1986 at Seven Stones Light Vessel, and they suggested that these trends are linked to the North Atlantic Oscillation (NAO). However, their studies were based on observations over a limited spatial and temporal range. More recent studies use altimetry measurements (wave heights available since the end of 1985) (Woolf et al. 2002; Izaguirre et al. 2011) and wave hindcasts (Kushnir et al. 1997; Wang and Swail 2001, 2002; Dodet et al. 2010) to characterize past wave climates. They confirm the existence of a link between North Atlantic waves and the NAO, and show significant increases in different ranges of wave height at several northeast Atlantic locations.

The present study focuses on wave climate change in recent decades, on the French mainland Atlantic coast, bordered by the Bay of Biscay. This area is particularly exposed to energetic waves coming from the North Atlantic. In the Bay of Biscay, buoy measurements (Dupuis et al. 2006) and model outputs (Le Cozannet et al. 2011) have been analyzed and have shown opposite trends regarding the annual wave height (-1.5 cm yr^{-1} from 1980 to 2000 and 0.8 cm yr^{-1} from 1970 to 2001, respectively). It is difficult to reach a conclusion as these studies present some limitations: the Dupuis et al. (2006) analysis is based on discontinuous measurements covering a short period (20 yr) and the Le Cozannet et al. (2011) analysis is based on the wave parameters at a sole offshore point issued from the wave model of 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis (ERA40-wave) (Uppala et al. 2005). The ERA40-wave reanalysis includes uncertainties due to, among other causes, the

heterogeneities of the wave data assimilation and the model quality (1.5° spatial resolution and parameterization). Thus, the long-term trend needs to be clarified, especially close to the coastline. Concerning a potential relationship with the NAO, the correlation between wave climate variability and teleconnection patterns within the Bay of Biscay is pointed out by large-scale studies covering the northeast Atlantic Ocean at a low spatial resolution. At local scale, the analysis of measured wave heights (Dupuis et al. 2006) did not bring to light a significant correlation. Le Cozannet et al. (2011) used a different approach, classifying waves issued from the ERA40-wave reanalysis at the Biscay buoy location. They established a relationship between the relative occurrence of several wave classes and the NAO index (correlation coefficients up to 0.63 for annual swell and storm classes) as well as other teleconnection patterns. Thus, it is worthwhile to assess and complete these results by spatially extending and refining the analysis.

The present work aims to characterize the spatial and temporal wave evolution during recent decades in the Bay of Biscay, in relation to climate change and teleconnection patterns.

To overcome the limitations of spatial and temporal wave data coverage, a numerical modeling approach is adopted. The model WAVEWATCH III (WW3) (Tolman 2009) is chosen to compute the waves in the Bay of Biscay during recent decades and over the whole North Atlantic Ocean to capture all waves propagating toward the French mainland Atlantic coast. Issued wave fields cover the period 1958–2001 at a spatial resolution of about 10 km. This dataset is called the Bay of Biscay wave atlas, 10-km spatial resolution hindcast (BoBWA-10kH) to differentiate it from existing datasets. It is used to investigate multidecadal trends and interannual variability of wave climate. The wave evolution for different wave height ranges and during different seasons is assessed using trends and correlation maps as well as a new method to visualize correlation on bivariate diagrams.

The paper is organized as follows. Section 2 describes the wave modeling system and its validation. The analysis of the resultant wave fields in terms of multidecadal trends and interannual variability is detailed in sections 3 and 4, respectively. Finally, conclusions are drawn in section 5.

2. Wave dynamical downscaling

a. Model setup and calibration

To provide adapted wave fields to long-term and regional wave climate analysis, a wave modeling system is set up and calibrated. The wave model and its spatial

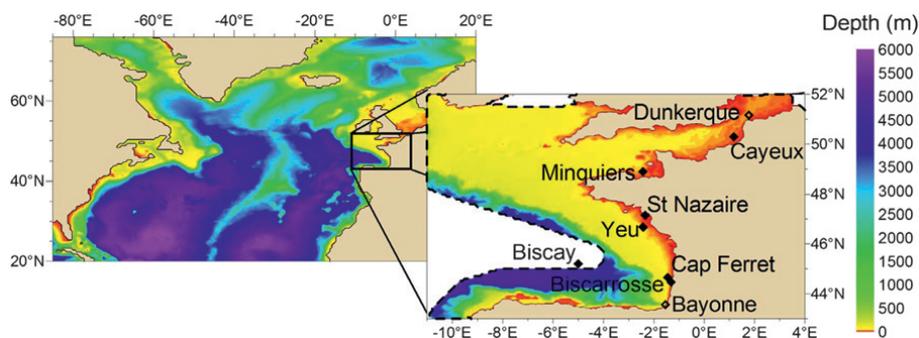


FIG. 1. Model domains with bathymetry used for the simulations with WW3 wave model. White areas (water depths > 4000 m and cells at the boundary defined as land in the first domain) are excluded from the second domain. Diamonds indicate the position of buoys used for validation. Filled diamonds indicate buoys also used for calibration. The diamond Yeu represents three different buoys, including Yeu 2 and Yeu 3, used for calibration. Minquiers and Yeu 2 are directional buoys.

coverage are described hereafter. Then, the forcing data, the calibration on the period 1998–2002, and an assessment of the impact of the wind heterogeneities induced by assimilation are detailed.

The wave hindcast is carried out with version 3.14 of WW3 (Tolman 2009). This third-generation model, developed at the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)'s National Centers for Environmental Prediction (NCEP), solves the spectral action density balance equation for wavenumber-direction spectra. The code includes wave propagation, refraction, and shoaling induced by bathymetry, wave growth, and decay due to the action of wind, whitecapping, nonlinear quadruplet wave–wave interactions, bottom friction, and depth-induced breaking. For this study, like Dodet et al. (2010), the TEST441 source terms parameterization, described in Ardhuin et al. (2010), is used. It includes improved formulations of whitecapping and wind input. This WW3 version is used in the PREVIMER forecast system (Magne et al. 2010).

Waves in the Bay of Biscay come from generation areas in the North Atlantic. They can also be generated by local wind. To consider global and local scales, waves are computed on a large domain covering the North Atlantic Ocean at a 0.5° resolution (Fig. 1). To estimate wave fields with fine spatial resolution in the area of interest, the nested approach is used with a second finer grid (0.1° resolution) covering the Bay of Biscay where water depths are less than 4000 m and coupled to the large one by a two-way nesting method. The spatial resolution of the second grid improves significantly the coastal bathymetric resolution and the land–sea limits and thus allows the use of coastal buoys (17–50-m water depths) to calibrate and validate the model. For the first grid, the 2-minute gridded elevations–bathymetry for the world (ETOPO2v2) (NGDC 2009) is used; for the second

grid, the bathymetry provided by Zijderfeld and Verlaan (2004) is used. The wave spectrum is meshed in 24 directions and 32 frequencies (where $f_1 = 0.0373$ Hz and $f_n = 1.1f_{n-1}$).

The wave model is forced by the ERA-40 wind fields (ERA40-wind) (Uppala et al. 2005). They are given every 6 h at a height of 10 m, on a $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ grid. Wind is the only forcing in the wave model and Caires and Sterl (2003) showed that ERA40-wind high wind speeds were slightly underestimated. Therefore, the first step is to validate the wind data in the area of interest and, if required, to calibrate it. Measured wind speeds at a height of 3 m at the Biscay buoy are adjusted to a height of 10 m, assuming a logarithmic wind profile for neutral atmospheric conditions. The comparison of re-analyzed and measured 10-m height wind speeds at the Biscay buoy highlights that the ERA40-wind wind speeds are weaker than observed ones (bias: -0.64 m s^{-1}) and that it is necessary to correct the wind forcing.

Calibration is carried out using the period August 1998–August 2002. The wind input height is reduced to offset the underestimation of wind velocity. A sensitivity analysis is done for different values of the wind input height, varying from 2 to 10 m. The reduction of the wind input height increases the friction velocity, which is used in the WW3 code to generate and dissipate waves. The friction velocity is a function of the wind speed, the wind input height, and the water surface roughness, which varies in time and space since it depends on local wave conditions. Computed waves are compared to measured waves at eight buoys (filled diamonds in Fig. 1; deployment period and depth are given in Table 1) in terms of significant wave height, mean wave period T_{m02} (determined from the zeroth and second-order moments of the spectrum), and peak wave direction. First, the simulated wave parameters are computed from the output

TABLE 1. Results of the comparison between the model and measurements: bias, RMSE, R^2 , and SI are calculated for wave heights and periods; bias and RMSE are calculated for wave directions.

Buoy	Period	Depth (m)	Significant height				Mean period				Peak direction	
			Bias (cm)	RMSE (cm)	R^2	SI (%)	Bias (s)	RMSE (s)	R^2	SI (%)	Bias	RMSE
Bayonne	1989–92	20	−10	39	0.87	23	1.27	1.85	0.66	19	—	—
Biscarrosse	1980–2000	26	10	35	0.87	24	0.90	1.71	0.56	22	—	—
Cap Ferret	2001–02	54	0	28	0.92	15	0.84	1.38	0.70	16	—	—
Biscay	1998–2002	4500	−1	38	0.94	15	−0.17	0.77	0.82	10	—	—
Yeu 1	1992–98	47	−9	32	0.93	16	0.62	1.24	0.71	17	—	—
Yeu 2	1998–2000	32	−4	28	0.92	16	0.69	1.14	0.70	15	−3°	24°
Yeu 3	2000–02	32	4	30	0.94	16	0.80	1.35	0.71	17	—	—
St Nazaire	1999–2002	17	−7	25	0.77	30	1.14	1.89	0.36	33	—	—
Minquiers	1992–2000	38	−9	26	0.88	20	0.10	1.13	0.55	21	0°	36°
Cayeux	1999–2001	25	−43	58	0.85	29	−0.16	1.03	0.16	23	—	—
Dunkerque	2000–02	25	−33	45	0.76	31	−0.40	0.79	0.23	17	—	—

spectra on the same frequency band as the buoys (cutoff frequency of 0.5 Hz for the Biscay buoy and 0.625 Hz for the other buoys). Then, the squared 3-h mean (heights and periods) and 3-h mean (directions) of each dataset are calculated, resulting in a certain number of samples.

Significant wave height and mean wave period statistics [bias, root-mean square error (RMSE), squared correlation coefficient R^2 , and scatter index (SI), defined as the standard deviation of the error normalized by the mean] are optimal, first at the Biscay buoy and second at the other Atlantic buoys for a wind input height value of 4.5 m (statistics for this height on the whole buoys' deployment periods are presented in section 2b). As an example, this reduction of the wind input height from 10 to 4.5 m increases the mean 10-m wind speed at the Biscay buoy by about 8%. BoBWA-10 kH wave fields are then calculated for the period 1958–2001 with the ERA40-wind wind fields given at a height of 4.5 m.

Before analyzing those wave fields in terms of trends and variability, it is relevant to check if the quality of the modeled wave fields is impacted by the increasing amount of wind measurements assimilated in the ERA40-wind reanalysis (Caires et al. 2002); more specifically, if the bias is constant during the reanalyzed period. A first investigation of the evolution of statistics (relative bias, RMSE normalized by the observed mean, SI, R^2) is done at the Biscarrosse buoy during the successive wind assimilation steps [Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) one-dimensional variational data assimilation (1DVAR) winds since July 1987, buoy winds from the Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set (COADS) since June 1990, and *European Remote Sensing Satellites (ERS) 1* and *2* winds since April 1992]. The comparison of simulated waves heights with measurements from 1980 to 2000 (Fig. 2) shows no particular break in the wave statistics at these dates, even if there is a progressive reduction of statistical errors. These results suggest that the

assimilation of satellite measurements in the ERA40-wind reanalysis does not result in strong heterogeneities in the modeled waves. As no measurements are available in the Bay of Biscay before 1980, it is not possible to investigate the impact of assimilation before this date. However, very few quality measurements are available and assimilated over oceans and no substantial break in the wind dataset occurs during that period. Therefore, we assume that data assimilation does not induce heterogeneities before 1980. The evolution of wave fields in the Bay of Biscay is then considered independent of ERA40-wind assimilation steps.

b. Validation of the wave modeling system

Before studying wave trends and variability over several decades and the fine temporal evolution of the wave spectrum characteristics, accurate model validation is necessary.

First, a comparison of modeled waves with a large set of measured wave data is performed. Then, the quality of the model results is compared to that of results obtained with other existing models. Finally, the emphasis is put on two buoys, to assess the performance of the model to simulate different ranges of wave height in the Bay of Biscay.

The wave modeling system is compared to 11 buoys (including two directional buoys) displaying measurements from 1980 to 2002 in both oceanic and coastal areas (Fig. 1, only the Biscay buoy is located in the coarser grid). As the present study focuses on the Bay of Biscay, the validation is done specifically against the eight Atlantic buoys. The three English Channel buoys complement the validation, allowing the estimation of the model limitations. Simulated and measured waves are compared, using the method detailed in section 2a. Bias, RMSE, squared correlation coefficient, and scatter index are displayed in Table 1.

Along the French Atlantic coast, wave height statistics are satisfactory: calculated biases are between −9 and

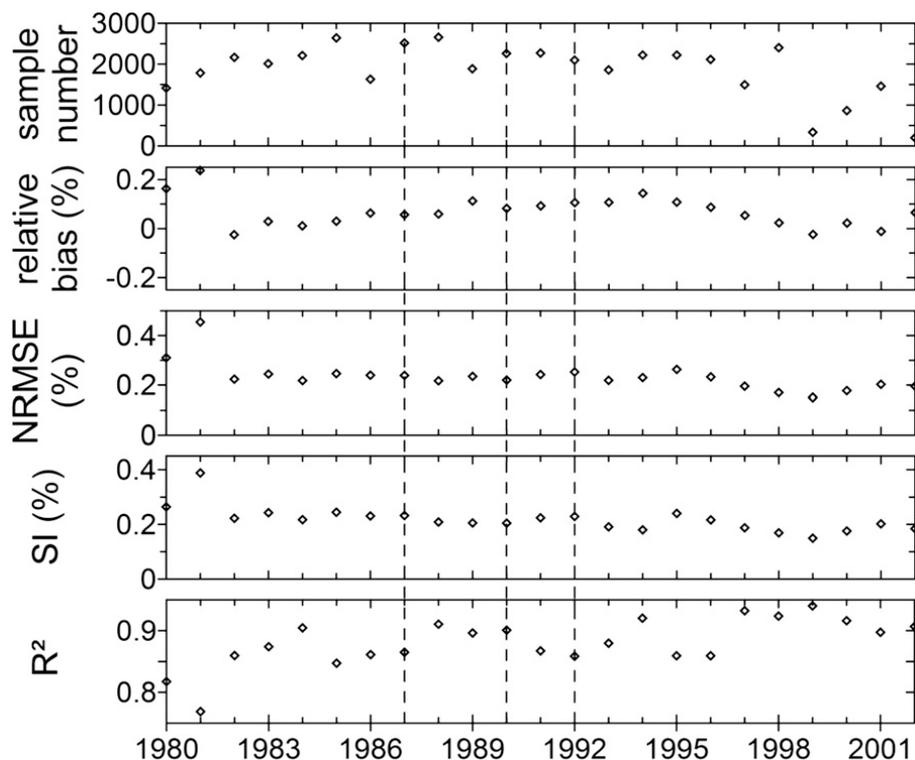


FIG. 2. Annual wave height statistics at the Biscarrosse buoy from 1980 to 2002. (top to bottom) Number of samples, relative bias, normalized RMSE (NRMSE), SI, and R^2 . Vertical lines indicate the July 1987, June 1990, and April 1992 wind assimilation steps.

10 cm, RMSE fall within 25 and 39 cm, R^2 coefficients are greater than 0.77, and scatter indices are less than 30%. Modeled mean periods show good agreement with measurements at the Biscay buoy ($R^2 = 0.82$) but present a systematic positive bias of about 1 s at the other Atlantic buoys. Concerning wave directions at the Yeu 2 and the Minquiers buoys, the bias (-3° to 0°) is relatively low and RMSE (24° – 36°) is satisfactory considering the directional resolution of the wave model (15°) and the spatiotemporal resolution of the wind fields ($1.125^\circ \times 1.125^\circ$, every 6 h). A thorough investigation of direction time series (not detailed here) reveals a good correspondence between modeled and measured swell directions but underlines some weaknesses in the developed model to reproduce wind sea directions. This could be due to the poor wind spatiotemporal resolution and to the inability of the ERA-40 atmospheric model to reproduce coastal breeze (Žagar et al. 2006). To round off the validation against the Atlantic buoys, one can notice that the poorest correlation is obtained at the St Nazaire buoy. This can be attributed partially to the inaccurate bathymetric resolution in this coastal area. Indeed, the model water depth is 13 m, whereas the buoy is moored at 17-m depth.

In the English Channel, the quality of modeled waves at the Minquiers buoy is similar to the Atlantic ones.

However, the two most eastern buoys (Dunkerque and Cayeux) show large biases and RMSE in wave height comparisons and show low correlations between modeled and measured periods. These results are mainly due to the coarse resolution that prevents the proper modeling of waves coming from the North Sea and to the fact that interactions with strong tidal currents in the English Channel are not considered here. It indicates that this model, designed for the Bay of Biscay, should not be used outside the study area.

This first part of the validation ensures good quality modeled waves in deep water in the Bay of Biscay as well as in intermediate water depths along the French mainland Atlantic coast. It guarantees that the break in the assimilated wind dataset does not induce any artificial trend. It also underlines weaknesses of the model in reproducing wind sea directions, waves in the English Channel, and wave periods along the coast (systematic positive bias of about 1 s). The lack of local measurements during 1958–79 prevents assessing the model quality during this period. The progressive reduction of error statistics at the Biscarrosse buoy (Fig. 2) is interpreted to be linked to the increasing amount of assimilated data and suggests that the wave quality is lower when going back in time.

To complete the model validation, the model performance is compared to the performance of three other existing models: the ERA40-wave reanalysis (Uppala et al. 2005), and the Dodet et al. (2010) and Digital Atlas of State Oceanic and Coastal Sea (ANEMOC) (Benoit and Lafon 2004) wave models. The ERA40-wave reanalysis is based on the Wave Model (WAM) (Komen et al. 1994) coupled to an atmospheric model. Waves are given every 6 h, at 1.5° resolution, from 1958 to 2001. Both datasets are compared to the measurements at the offshore Biscay buoy, as the spatial resolution of ERA40-wave prevents making a comparison at coastal buoys. It must be noticed that the present study dataset is optimized to fit the Biscay buoy's wave height and period. As expected, a comparison on the same time step for both models reveals that wave heights simulated by the present model (bias: 0 cm, RMSE: 39 cm, R^2 : 0.93, SI: 15%) are of higher quality than wave heights issued from the ERA40-wave reanalysis (bias: -34 cm, RMSE: 55 cm, R^2 : 0.93, SI: 17%). The model detailed in Dodet et al. (2010) is also based on the WW3 wave model and the Ardhuin et al. (2010) parameterization, but it is forced by wind fields issued from the NCEP–National Center for Atmospheric Research (NCAR) reanalysis (Kalnay et al. 1996) and covers the North Atlantic at a 0.5° resolution, from 1953 to 2009. The validation is based on different buoys (five buoys along Spanish and Portuguese coasts, and the ocean weather station “Juliett” located between Ireland and Iceland); therefore, it is not possible to make a direct comparison. A qualitative comparison can still be done at the Bilbao-Vizcaya buoy (43.63°N, 3.04°W), which is located in the Bay of Biscay. The statistical results of the comparison in 6-h windows of measured and modeled wave heights (bias: -21 cm, RMSE: 53 cm), peak periods (bias: 0.63 s, RMSE: 1.95 s), and mean directions (bias: -6°, RMSE: 20.78°) reveal that the bias and RMSE of this model are larger than our model errors for wave heights but are of the same order concerning periods and directions. More specific to French coasts, the ANEMOC database was developed with the TELEMAC-based Operational Model Addressing Wave Action Computation (TOMAWAC) wave model, with a spatial resolution near the shore of about 2–3 km. Also forced by the wind fields issued from the ERA40-wind reanalysis, waves are available from 1979 to 2001. Statistics published in Benoit and Lafon (2004) concern waves modeled in the oceanic model (variable grid size with a finer spatial resolution of 20 km near coasts) and are, a priori, better in the coastal model. The wave heights issued from the ANEMOC oceanic model from 1999 to 2000 at the Yeu 2 and Minquiers buoys exhibit a higher RMSE (37 and 33 cm, respectively) than the presently modeled

waves during the same period (RMSE: 24 cm at both buoys). Thus, the present wave model is of the same or of higher quality than existing models run over a similar period and area.

Coming back to the area of interest, a thorough investigation of the quality of modeled wave heights is done by examining logarithmic histograms and quantile–quantile diagrams (correspondence between measured and simulated 1st–99th percentiles of wave heights) for two chosen buoys: Biscay and Biscarrosse (Fig. 1). Located in the middle of the Bay of Biscay (at 4500-m water depth), the Biscay buoy is exposed to swell coming from the Atlantic. The Biscarrosse buoy is located along the coast in intermediate water depth (26 m) and was deployed during the last two decades of the simulated period (1980–2001). Histograms and quantile–quantile diagrams (Fig. 3) show overall good agreement between measured and simulated wave height statistical distributions. One can notice a slight overestimation of larger wave heights at the Biscay buoy but at an order of magnitude that is acceptable for this study.

In conclusion, wave fields are well reproduced on the overall range of heights and are of similar or higher quality than other existing models in the Bay of Biscay for similar periods. Even if the model still exhibits some weakness regarding wind sea characteristics, the BoBWA-10kH dataset can be used to study long-term trends and interannual variability in the area of the Bay of Biscay.

3. Multidecadal trends

a. Method and results

Computed wave fields are available during the period 1958–2001, on the inner grid (0.1° spatial resolution), every 6 h, and at the Biscay buoy (extracted from the coarser grid), every hour. A step-by-step investigation is carried out, starting from an overview to identify periods, seasons, or wave height ranges that present significant changes in the area of interest.

Means and trends of significant wave heights, mean periods, and peak directions are computed on the whole year (January–December), winter (December–February), spring (March–May), summer (June–August), and autumn (September–November). Figure 4 represents means and normalized standard deviations (discussed in section 4) of wave heights for the period 1958–2001. Means of significant wave height vary spatially, decreasing from the open sea (about 3 m at 10°W during the whole year) to the coast (1.6 m at Biscarrosse during the whole year), and seasonally. During spring and autumn, means of significant wave height at the Biscay buoy are of the same order (2.47 and 2.55 m, respectively), whereas means

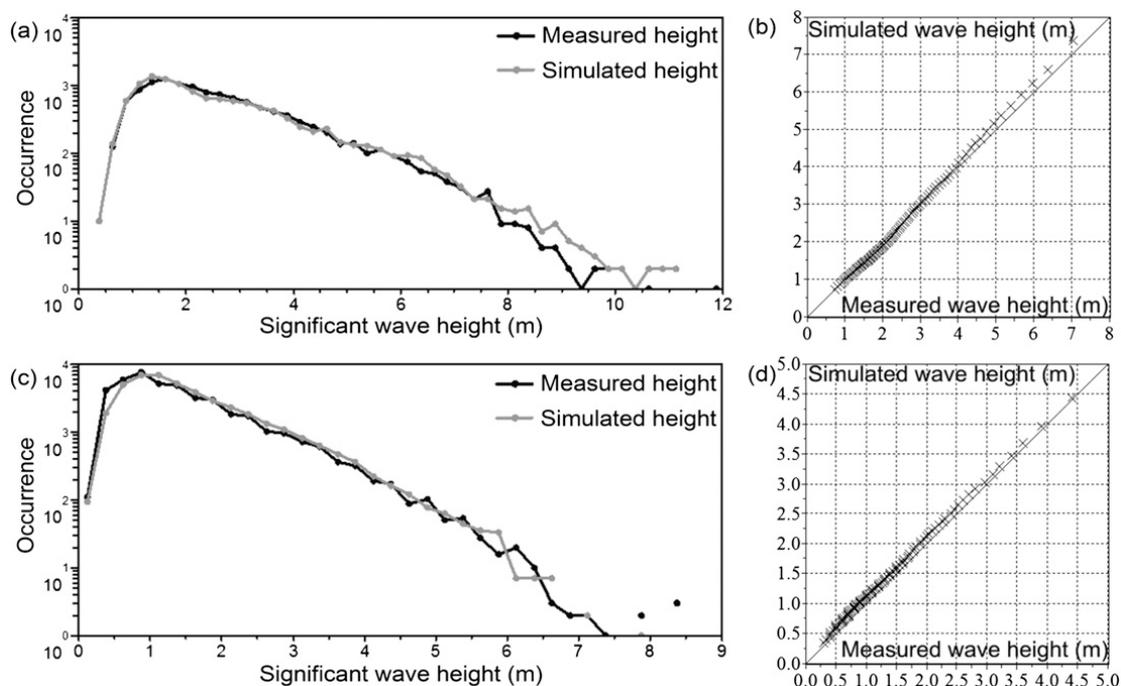


FIG. 3. (left) Logarithmic histograms and (right) quantile–quantile diagrams of significant wave height at the (top) Biscay and (bottom) Biscarrosse buoys.

of significant wave height are minimal during summer (1.56 m at the Biscay buoy) and maximal during winter (3.61 m at the Biscay buoy). The annual average is 2.54 m.

To identify multidecadal trends of significant wave heights in the Bay of Biscay, variations of annual and seasonal wave height means are first investigated at the Biscay buoy location (Fig. 5, left). The 10-yr moving average highlights three phases: 1) a decrease from 1958 to approximately 1970 (minima ranging from 1966.5 to 1972.5), 2) an increase from 1970 to approximately 1989 (maxima ranging from 1981.5 to 1995.5), and 3) a decrease from 1989 to 2001. The three identified phases, extracted from a 44-yr dataset, may indicate a 30-yr periodicity or a change of the wave climate since the 1970s. However, it must be noticed that this method does not filter the interannual variability noise. Furthermore, it can be noticed that the Fig. 2 bias and the Fig. 5 annual variations look similar. However, they are not based on the same datasets (Fig. 2 is based on highly discontinuous measurements at the Biscarrosse buoy). A thorough study of the evolution of the discontinuous modeled and measured wave heights (not shown here) indicates that the bias variations have less amplitude than the wave height interannual variations and that it does not affect the wave height trends.

The present paper's aim is to characterize present trends. Thus, the analysis focuses on the identification of

trends that could have established in recent decades, that is, during periods ending in 2001. A linear regression is performed using annual and seasonal means of significant wave heights, mean periods and peak directions at the Biscay buoy during periods starting between 1958 and 1992 and all ending in 2001 (significant wave heights, Fig. 5, right). The interannual variability noise is removed by considering only trends significant at more than 95% [trends significantly different from 0 at more than 95%, according to Student's (1908) t test], which can be identified by the 95% confidence interval upper and lower bounds.

During the third phase of wave height decrease previously identified (10–20-yr periods in Fig. 5, right), it can be noticed that wave height variability is stronger since no significant trends are computed. For longer periods, statistically significant wave height trends are identified only during summer: summer wave heights increase significantly during periods starting between 1966 and 1970 and ending in 2001. The maximal significant increase, 0.54 cm yr^{-1} , is computed during the period 1970–2001 (32 yr). Calculation of trends on 20–30-yr sliding windows (not detailed here) demonstrates that the summer 1970–2001 significant trend is not isolated and lies within a homogeneous significant increase period.

Thus, the study of the summer 1970–2001 trend is extended to the whole inner grid. To assess the spatial

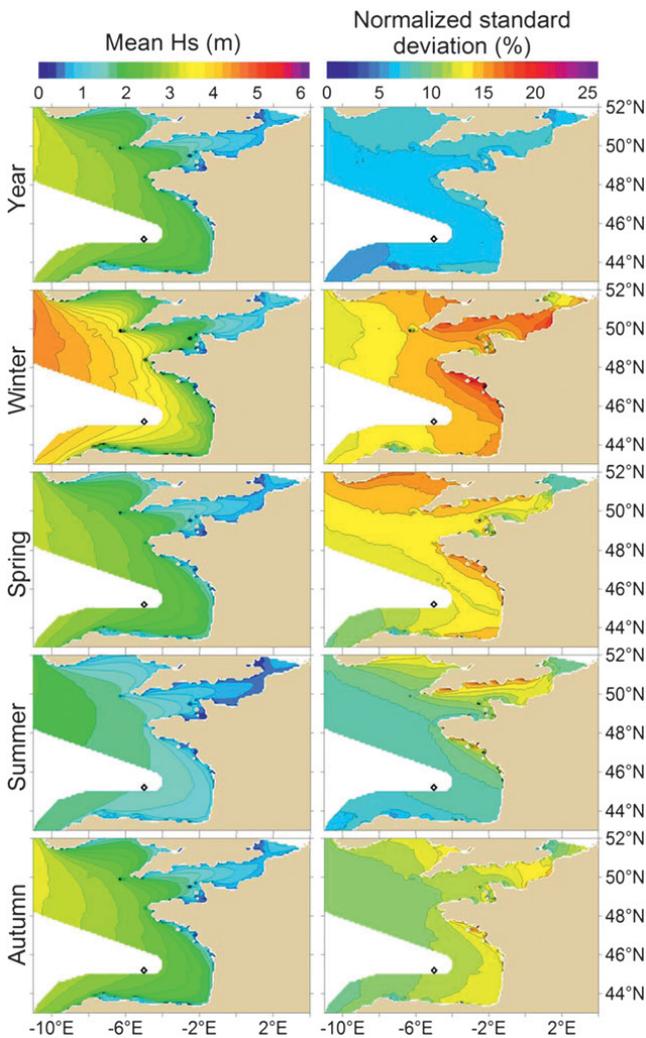


FIG. 4. (top to bottom) Annual and seasonal maps of (left) significant wave height means from 1958 to 2001 and (right) normalized standard deviation of seasonal means.

changes occurring along the French mainland Atlantic coast, a linear regression on summer wave heights from 1970 to 2001 is performed at each cell of the inner grid, for mean waves, and also for extreme waves (waves higher than the 90th and 95th percentiles' significant wave height of each cell). Figure 6 displays summer means and linear trends of the three ranges of wave height from 1970 to 2001. Trends significant at more than 95% are indicated by hatching on trend maps. It exhibits large areas of significant positive trends. The larger the considered waves (mean to the 95th percentile of significant wave heights), the larger the trends and the closer the area of significant change is to the coast. The 5% highest waves are significantly increasing over the entire French mainland Atlantic coast, by $1\text{--}2\text{ cm yr}^{-1}$ ($32\text{--}64\text{ cm}$ over 32 yr).

Concerning mean wave periods at the Biscay buoy (graphs not detailed here), significant trends are identified

during recent periods, starting between 1963 and 1978 and ending in 2001. Considering mean waves, summer and winter mean wave periods exhibit a significant increase of 0.009 s yr^{-1} from 1966 to 2001 and 0.018 s yr^{-1} from 1963 to 2001, respectively. The autumn mean wave periods present a significant decrease of -0.03 s yr^{-1} from 1978 to 2001. Identified trends for mean waves are significant but rarely exceed 1 s once integrated into the whole period. Regarding the wave period of extreme waves (defined as the periods of waves having wave height larger than the 90th and 95th percentiles), only spring months exhibit a significant decrease during periods starting between 1975 and 1977 (-0.047 s yr^{-1} from 1976 to 2001 for waves higher than the 90th percentile).

Wave peak directions of mean waves do not show significant trends during the whole period of 1958–2001 nor during recent decades. However, directions of spring and autumn extreme waves (defined as the directions of waves having wave heights larger than the 90th and 95th percentiles) exhibit significant trends over all of the Bay of Biscay. A significant northerly shift of spring extreme waves is computed during periods starting between 1958 and 1963 and ending in 2001 (from 1958 to 2001, 0.3° yr^{-1} at the Biscay buoy, 0.1° yr^{-1} at 2°W within the Bay of Biscay, and 0.5° yr^{-1} at 8°W for waves higher than the 90th and 95th percentiles). During autumn, a significant southerly shift of extreme waves is computed on periods starting between 1966 and 1975 and ending in 2001 (from 1974 to 2001, $-0.37^\circ\text{ yr}^{-1}$ for waves higher than the 90th percentile and $-0.47^\circ\text{ yr}^{-1}$ for waves higher than the 95th percentile at the Biscay buoy; $-0.25^\circ\text{ yr}^{-1}$ at 2°W within the Bay of Biscay; and up to $-0.75^\circ\text{ yr}^{-1}$ at 10°W for waves higher than the 95th percentile).

In conclusion, our dataset indicates a significant increase of all wave height ranges in the Bay of Biscay during the summer months from 1970 to 2001. Mean wave periods present relatively low but significant trends of decrease or increase, depending on the season, during periods starting around 1970 (between 1963 and 1978). Extreme waves' peak directions exhibit significant trends during intermediate seasons. The autumn southerly and spring northerly shifts are relatively important as they reach an absolute value of 13° at the Biscay buoy, once integrated during the trend period (1974–2001 and 1958–2001, respectively).

b. Discussion

The obtained results deserve to be discussed in light of previous studies. Table 2 lists recent studies of wave climatology, including the Bay of Biscay, and details each wave dataset. The main trend results issued from these studies within the Bay of Biscay are detailed in the

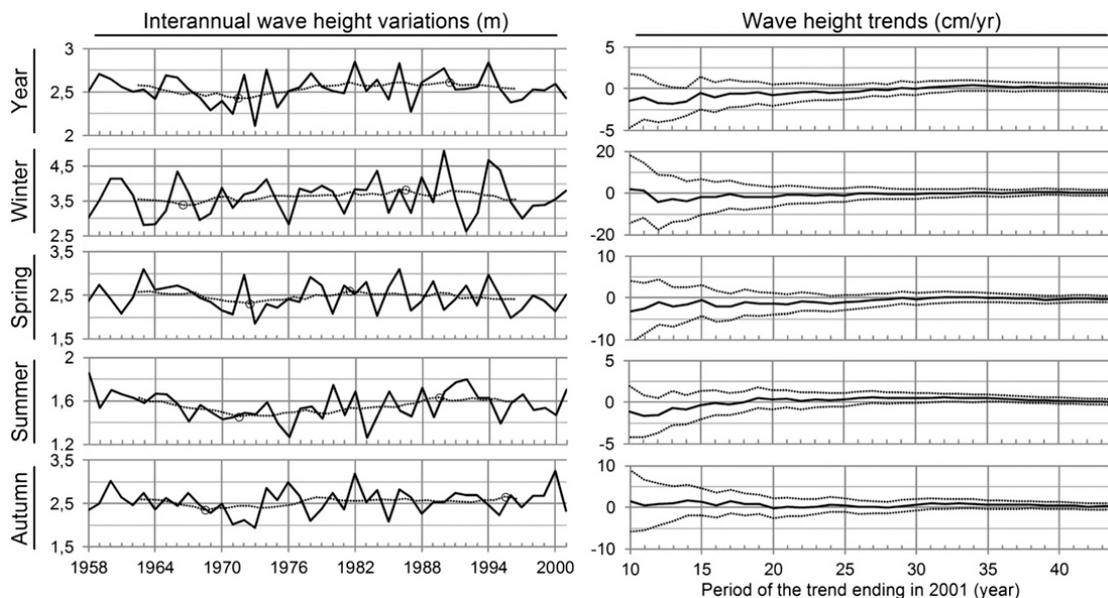


FIG. 5. (left) Evolution of (top to bottom) annual and seasonal wave heights at the Biscay buoy from 1958 to 2001 (black line) and associated 10-yr moving average (dotted line). Circles stand for the moving average minimum and maximum. (right) (top to bottom) Annual and seasonal wave height trends at the Biscay buoy on increasing periods finishing in 2001 (black line). Dotted lines are the confidence interval at 95%.

second column of Table 3. These results, in terms of multidecadal trends, are compared to the present study trends computed during the same period when possible. Then, the potential impact of the obtained trends on the sandy coast morphology is discussed.

Wang and Swail (2002) analyzed North Atlantic Ocean wave fields from 1958 to 1997, with a spatial resolution of $0.625^\circ \times 0.833^\circ$ and pointed out a significant increase of the 90th and 99th percentiles of significant wave heights for latitudes north of 50°N during winter and an associate decrease south of 40°N . The area between 40° and 50°N (including the present study domain) presents no significant changes, in both winter and summer. This is consistent with the present study results: during the period 1958–97, annual and seasonal extreme wave heights exhibit no significant trends.

Dodet et al. (2010) used a higher spatial resolution (0.5°) and analyzed waves during the 1953–2009 period. The trend values for the 1953–2009 period are read on their maps (statistically significant and not significant trends are not distinguished) and are compared to the present study trends on the shorter 1958–2001 period. Their trends for the annual wave periods and directions in the Bay of Biscay are of the same order of magnitude as our trends (mainly not significant trends for the BoBWA-10kH dataset): annual peak period trends in the Bay of Biscay are of the order of 0.01 s yr^{-1} and mean wave direction trends range from 0 to $0.05^\circ \text{ yr}^{-1}$. However, their trends of annual significant wave heights larger than the 90th percentile for the period 1953–2001

($0.75\text{--}1.25 \text{ cm yr}^{-1}$ in the Bay of Biscay) are one order of magnitude larger than those found in the present study for the period 1958–2001 (not significant trends from -0.15 to 0.3 cm yr^{-1}).

The wave dataset analyzed by Woolf et al. (2002) also covers the North Atlantic Ocean, but it differs from the two latter studies as it is built from satellite measurements. It provides a large spatial coverage, with a 2° spatial resolution, during the period 1985–2000 (16 yr). The analysis of annual, seasonal, and monthly wave heights shows no significant increase trend anywhere in the North Atlantic, which is in agreement with the present study trends computed for the same period.

Concerning more local studies, Dupuis et al. (2006) analyzed the 18-yr-long time series of wave heights measured at the Biscarrosse buoy. During the period 1980–98, they pointed out the high temporal variability and did not find any increase in annual wave height but did find an insignificant decrease (-1.5 cm yr^{-1} for mean waves and -4 cm yr^{-1} for 90th percentile wave heights). An insignificant decrease was also computed for the BoBWA-10kH dataset from 1980 to 1998 with a smaller order of magnitude (-0.3 cm yr^{-1} for mean waves and -0.4 cm yr^{-1} for 90th percentile wave heights). These insignificant trends should be considered with caution as they are obtained for a relatively short period. Le Cozannet et al. (2011) analyzed the wave climate at the Biscay buoy and extended the temporal coverage of the study, using wave fields issued from the ERA40-wave reanalysis at the Biscay buoy. They applied a correction

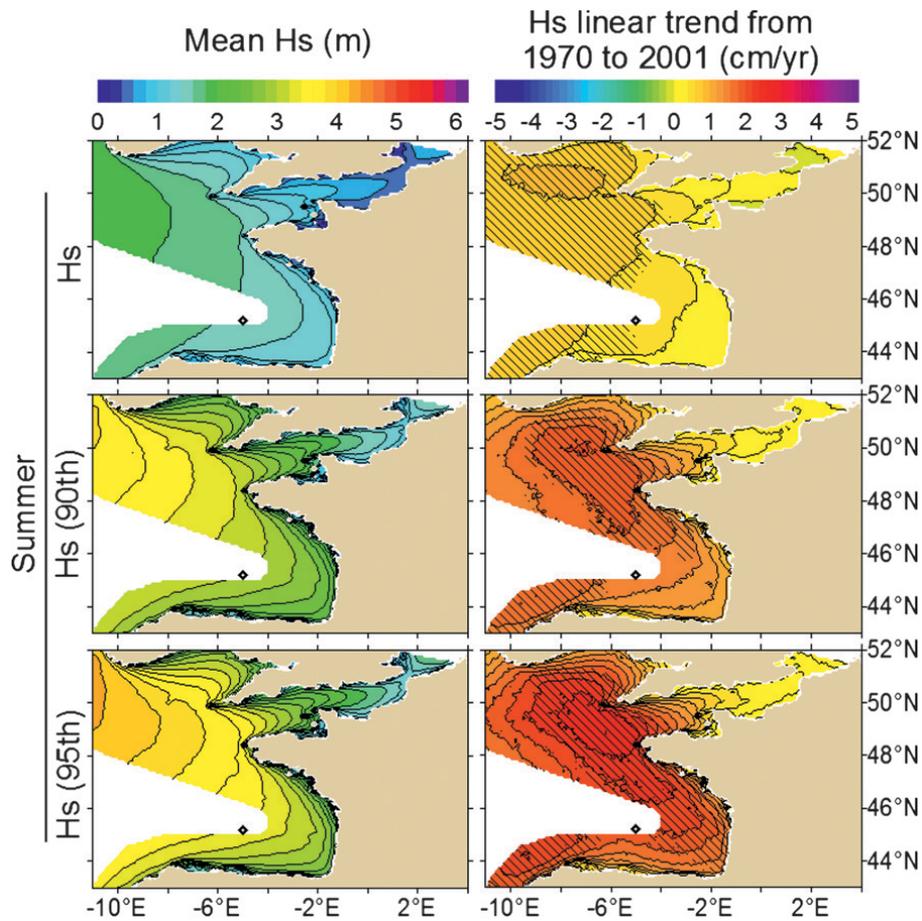


FIG. 6. Maps of (left) summer significant wave height means and (right) linear trends from 1970 to 2001 for different ranges of wave height. Hatching indicates areas with trends significant at more than 95%.

to offset the detected underestimation of wave heights by ERA40-wave at this buoy. In agreement with the present study, they obtained no significant trend during the period 1958–2001. However, they identified a significant increase in annual wave height during the period 1970–2001 (0.8 cm yr^{-1}). In the present study, annual wave heights exhibit no significant positive trends (not significant

trend of 0.27 cm yr^{-1} at the Biscay buoy, which is about 3 times smaller), contrary to summer wave heights.

Thus, there are a lot of uncertainties related to models and measurements used in those studies. Among the six studies detailed here, the Wang and Swail (2002), Woolf et al. (2002), and Dupuis et al. (2006) studies did not identify significant trends in wave height, but they did

TABLE 2. Recent wave climatology studies, including the Bay of Biscay.

Reference	Area	Period	Source of data
Wang and Swail (2002)	North Atlantic	1958–97	Oceanweather’s 3G wave model ($0.625^\circ \text{ lat} \times 0.833^\circ \text{ lon}$) forced by 6 h ERA-40 reanalysis wind with kinematic analysis
Woolf et al. (2002)	North Atlantic	1985–2000	Satellite-derived wave climatology (2° lat-lon)
Dodet et al. (2010)	Northeast Atlantic	1953–2009	WW3/TEST441 wave model ($0.5^\circ \text{ lat-lon}$) forced by 6-h NCEP–NCAR reanalysis wind ($1.905^\circ \text{ lat} \times 1.875^\circ \text{ lon}$)
Dupuis et al. (2006)	Biscarosse buoy (44.46°N , 1.32°W)	1980–98	Buoy measurements
Le Cozannet et al. (2011)	Biscay buoy (45°N , 5°W)	1958–2002	ERA-40 wave reanalysis ($0.5^\circ \text{ lat-lon}$) corrected using buoy measurements
This study	Bay of Biscay	1958–2001	WW3/TEST441 wave model ($0.1^\circ \text{ lat-lon}$) forced by amplified 6-h ERA-40 wind ($1.125^\circ \text{ lat-lon}$)

TABLE 3. Wave parameter trends and correlation with teleconnection patterns within the Bay of Biscay issued from studies detailed in Table 2. For each result, the following complementary information is given: [trend period or teleconnection pattern] wave parameter (associated period). The wave parameters are Hs (significant wave height), Hs10 (10% smallest wave heights), Hs90 and Hs99 (90% and 99% highest wave heights, respectively), Tp (peak period), and Dm (mean wave direction). The associated periods are An (annual), Wi (winter), Sp (spring), Su (summer), and Au (autumn).

Reference	Trends	Correlation with NAO and EA
Wang and Swail (2002)	[1958–97] Hs90 (Wi/Su/Au); Hs99 (An/Wi/Au): not significant	Not investigated
Woolf et al. (2002)	[1985–2000] Hs (An/Wi/Sp/Su/Au): not significant	[NAO] Hs (Wi): $R = 0.4$ – 0.5
Dupuis et al. (2006)	[1980–98] Hs10 (An): -0.7 cm yr^{-1} ; Hs (An): -1.5 cm yr^{-1} ; Hs90 (An): -4 cm yr^{-1}	[NAO] Hs (An): $R = 0.066$; Tm (An): $R = 0.38$
Dodet et al. (2010)	[1953–2009] Hs90 (An): 0.75 – 1.25 cm yr^{-1} ; Tp (An): 0.01 s yr^{-1} ; Dm (An): 0 to -0.03 yr^{-1}	[Wi-NAO] Hs90 (An): $R = 0.2$ – 0.4 ; Tp (Wi): $R = 0.55$ – 0.65 ; Dm (Wi): $R = 0.15$ – 0.3
Le Cozannet et al. (2011)	[1958–2001] Hs (An): not significant; [1970–2001] Hs (An): significant and 0.8 cm yr^{-1}	[NAO] swell class (Wi): $R = 0.4$; wind sea class (An): $R = -0.31$; intermediate class (An/Wi): $R = -0.39$ – -0.54 ; [EA] storm class (Wi): $R = 0.52$; wind sea + intermediate classes (Wi): $R = 0.54$

not test periods different from the maximal period covered by their datasets. Computed for the same periods, the present study trends are also insignificant. The other three studies tend to show an increase in wave height in the Bay of Biscay. This increase concerns annual wave heights for Dodet et al. (2010) and Le Cozannet et al. (2011), whereas in the present study this increase in mean and extreme wave height is noticeable only during summer and not during the rest of the year.

The increase in the summer mean and extreme wave height identified in the present study is relatively important and can potentially impact sandy coasts. Indeed, summer is a period of accretion for most sandy coasts, and a strengthening of the wave climate during the recovery period of beaches could limit this phase of accretion. Moreover, Castelle et al. (2010) underlined that the beach system is quite sensitive to changes in low-energy wave height. Indeed, they show that above a certain wave height threshold, close to 1 m, a change in the morphological response of the beach is noticeable. The value of this threshold is relatively close to the summer wave height means computed by the present model at depths of 20 m along the Aquitanian coast. The present estimated increase could indicate more waves with heights higher than this threshold, which could then induce a change in the beach morphology.

Regarding other wave parameters, the identified trends in autumn and spring extreme wave directions can impact the longshore sediment transport along the coast. Depending on the spatial distribution of wave directions along the coast, the longshore sediment transport could vary and induce more erosion or accretion in certain areas and also modify the local beach dynamics (bar changes). A better representation of wave directions nearer to the

coast and considering bathymetric refraction is required to assess this impact.

4. Interannual variability

a. Teleconnection patterns

Waves are directly generated by winds in different areas of the globe; therefore, global atmospheric circulation plays an active role in regional wave climates. The global atmospheric circulation description can be simplified into different preferred patterns, useful to understand and even to predict changes in temperature, precipitation rates, and wind and wave conditions (Hurrell et al. 2003; Woolf et al. 2002; Seierstad et al. 2007; Cassou 2008). In the area of interest, Dupuis et al. (2006) and Le Cozannet et al. (2011) compared wave condition variations to selected Northern Hemisphere teleconnection pattern indices defined by Barnston and Livezey (1987) (indices can be downloaded from the Climate Prediction Center website at <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>). This approach is used for the present results as a preliminary investigation of the potential relationships between the local wave climate and large-scale patterns. Therefore, among the 10 leading teleconnection patterns investigated, only the results with the predominant patterns over the study area—the NAO and the East Atlantic (EA) pattern—are detailed here.

First, the investigation of wave climate variability and correlation with teleconnection patterns is done on the whole Bay of Biscay (section 4b). Contributions of predominant teleconnection patterns are assessed by correlation maps between wave characteristics and teleconnection pattern indices. Second, a more detailed

TABLE 4. Significant correlation coefficients between seasonal teleconnection pattern indices and seasonal significant wave heights, mean periods, and peak directions. Mean correlation coefficients are computed in the area limited by 5°W and 48°N. Correlation coefficients are also given at the Biscay (Bi) and the Biscarrosse (Br) buoys locations. Only significant coefficients are shown (probability that the relationship is fortuitously higher than 95% by *t* test). Coefficients with an absolute value larger than 0.5 are in boldface.

		Hs			Tm			Dp		
		Mean	Bi	Br	Mean	Bi	Br	Mean	Bi	Br
NAO	Winter	0.38	0.33	0.32	0.51	0.55	0.35	0.32	—	0.36
	Spring	—	—	—	0.45	0.45	0.44	—	—	—
	Summer	−0.43	−0.43	−0.47	—	—	—	0.37	—	0.45
	Autumn	—	—	—	0.44	0.45	0.41	0.35	0.34	0.47
EA	Winter	0.57	0.58	0.60	0.50	0.51	0.55	−0.55	−0.72	−0.72
	Spring	0.32	0.32	0.33	—	—	—	—	—	—
	Summer	0.52	0.52	0.53	—	0.34	—	—	—	—
	Autumn	0.44	0.42	0.44	0.37	0.40	0.30	—	—	−0.30

analysis based on bivariate diagrams at one buoy location (section 4c) is done to determine if the predominant teleconnection patterns contribute to preferred parts of the wave spectrum.

Before going further, it should be noted that local wave characteristics and teleconnection pattern indices are of different nature and cover different spatial scales. Waves are directly generated by surface winds, which are linked to the global atmospheric circulation but also propagate to areas with different wind conditions, and are impacted by local variables, such as bathymetry. Teleconnection pattern indices describe the global atmospheric circulation over large parts of the globe. This implies that correlation coefficients between waves and indices will be smaller than typical correlation coefficients between variables of similar nature. Coefficients larger than 0.5 thus indicate a relatively strong correlation between a given type of wave and the teleconnection pattern (Bacon and Carter 1993).

b. Spatial correlation

Interannual variability is examined over the entire inner grid using maps of wave height normalized standard deviation. Then, the correlation between wave parameters and teleconnection patterns is investigated using correlation maps. Maps for seasons with the most significant correlation coefficients between wave height, period, and direction, and teleconnection patterns are analyzed in more detail. Correlation coefficients for all seasons are synthesized in Table 4.

First, as an overview of the order of magnitude and of the spatial distribution of the wave height interannual variability, maps of normalized standard deviation, computed from the annual and seasonal significant wave height means, are plotted during the period 1958–2001 (second column in Fig. 4). The interannual variability of annual significant wave heights is spatially homogeneous, with normalized standard deviations of about 6% in the

Bay of Biscay. On the contrary, the interannual variability of seasonal significant wave heights is larger and presents spatial heterogeneities. The normalized standard deviation is larger in winter, with maximal values observed along the coast (larger than 15%), and smaller in summer, with decreasing values from north to south (from 5% to 10% in the Bay of Biscay).

To assess the amount of the variability related to teleconnection patterns, the variations are compared to the teleconnection pattern index variations. Seasonal anomalies of significant wave height, mean period, and peak direction are computed for each point of the inner grid. The seasonal variations of these anomalies are then compared to the seasonal variations of the teleconnection pattern indices, resulting in maps of correlation coefficients. Areas presenting significant correlation coefficients (at more than 95% by a Student's *t* test) are indicated by hatching. In the Bay of Biscay, among the examined teleconnection patterns, the NAO and EA are predominant, as expected as they both present maximal variance over the North Atlantic Ocean. This agrees with Izaguirre et al.'s (2011) results: they investigated the influence of 10 climate patterns on extreme wave height issued from satellite data at a global scale and identified a significant contribution of NAO and EA indices in the northeast Atlantic Ocean, between 40° and 60°N. Maps of correlation coefficients between wave characteristics and NAO and EA indices are presented in Fig. 7 for the two seasons (winter and summer for NAO, and winter and autumn for EA) that show the most significant correlations.

Concerning the NAO, direct correlations with significant wave height, mean period, and peak direction are observed in winter (Fig. 7), whereas in summer significant wave heights present an inverse correlation with NAO indices. During winter, the positive phase of the NAO [corresponding to a stronger subtropical high pressure over the Azores and a deeper Icelandic low

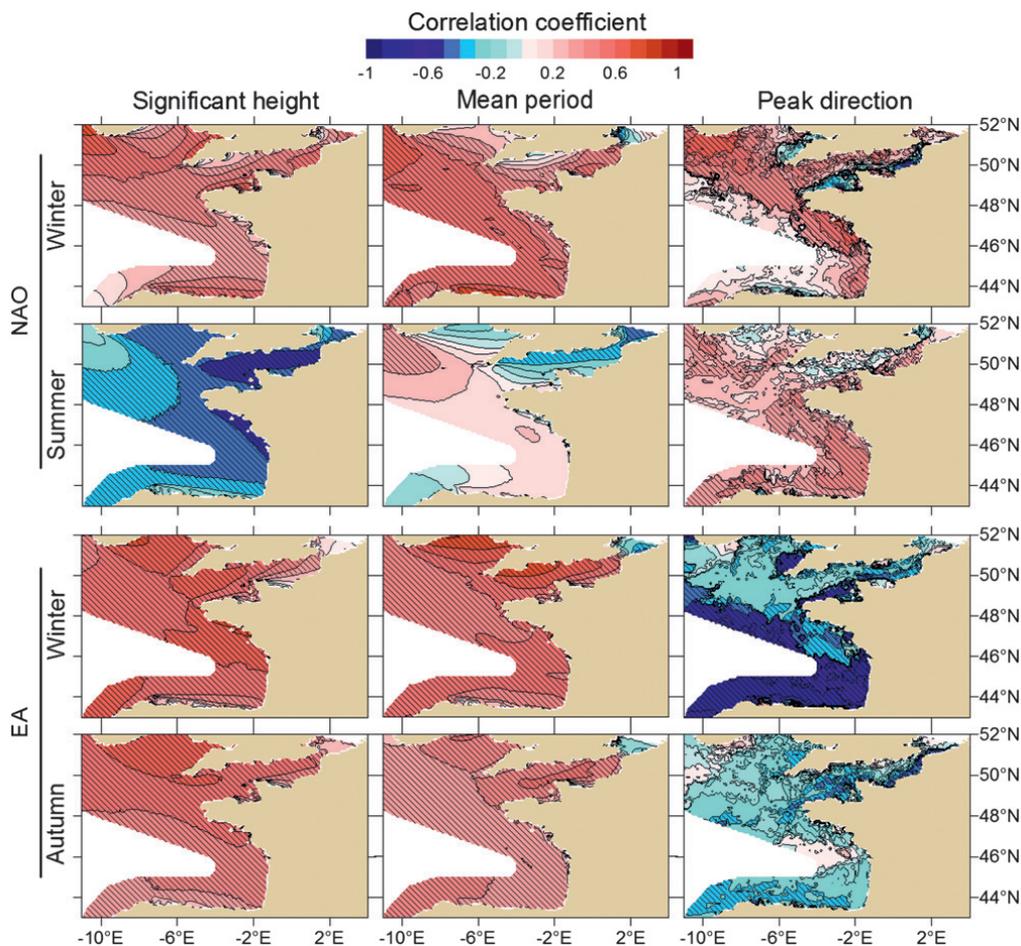


FIG. 7. Maps of correlations between (top to bottom) seasonal NAO and EA teleconnection pattern indices and (left to right) seasonal significant wave heights, mean periods, and peak directions from 1958 to 2001 for selected seasons. Hatching indicates areas with correlation coefficient significant at more than 95% (Student's t test).

(NAO+)] is associated with an increase in significant wave height and mean period, and a northerly shift in wave peak direction. During summer, the NAO+ is associated with a decrease in significant wave height ($R = -0.43$ averaged in the Bay of Biscay) and a northerly shift in wave peak direction ($R = 0.37$ averaged in the Bay of Biscay). The analysis of spatial variations shows a stronger correlation with the winter wave height southwestward of Ireland. More locally, in the Bay of Biscay, the correlation increases from north ($R = 0.3$) to south ($R = 0.6$). The spatial distribution is reversed during summer: the correlation is negative, stronger to the north of the Bay of Biscay and weaker southwestward of Ireland.

Concerning the EA, moderate to strong correlations are observed for each season between EA indices and significant wave heights. The positive phase of the EA [corresponding to a deeper low in the North Atlantic at approximately 50° – 55° N and a higher subtropical high (EA+)] is associated with an increase in significant wave

height and mean period. During winter, a strong correlation is noticeable for all wave parameters in the Bay of Biscay (mean correlations higher than 0.5). The EA+ is then associated with a southerly shift in wave peak direction. The correlation coefficients are globally stronger in the area between Ireland and England. In the Bay of Biscay, correlation coefficients between EA indices and significant wave height anomalies increase from south ($R = 0.2$ during winter) to north ($R = 0.7$ during winter).

To synthesize the results, Table 4 lists the significant correlation coefficients (95% by a Student's t test) between wave parameters and the NAO and EA indices during each season. Spatially averaged correlation coefficients are computed in the Bay of Biscay (area eastward of -5° E and southward of 48° N), and local correlation coefficients are computed at the Biscay and Biscarrosse buoy locations to estimate the extent of the correlation from offshore to the coast. Globally, the spatial distribution is homogeneous from west to east: correlation

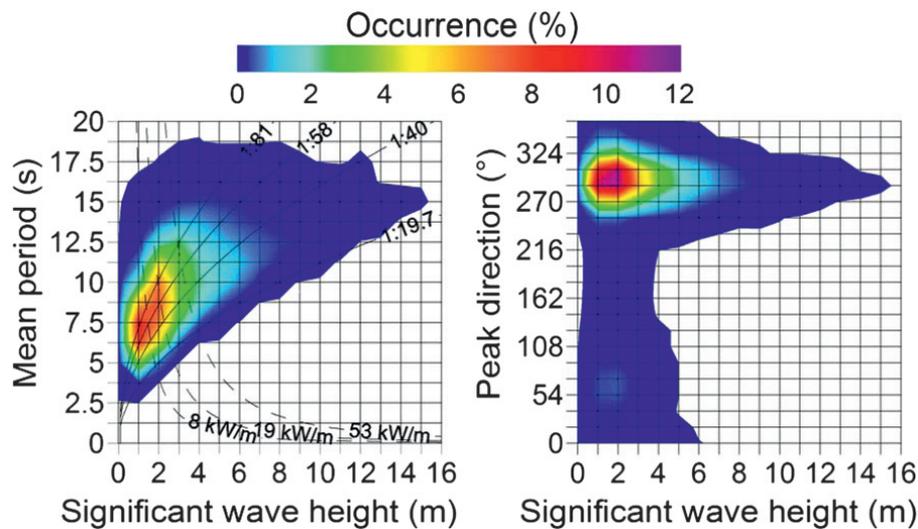


FIG. 8. Bivariate diagrams of significant wave height with (left) mean period and (right) peak direction, plotted from the wave conditions modeled from 1958 to 2001 at the Biscay buoy. Color shading indicates the occurrence of waves in each cell (%). Solid lines indicate the wave steepness isolines, and dashed lines show wave energy flux isolines.

maps (Fig. 7) and correlation coefficients extracted at buoys (Table 4) confirm that correlation coefficients obtained offshore and along the coast are quite similar for points located at the same latitude. Correlation coefficients vary from north to south, with a gradient depending on the teleconnection pattern, the season, and the wave parameter. However, the sign of the correlation remains globally constant inside the area delimited by the inner grid.

To summarize, the results in the Bay of Biscay highlight strong correlations between teleconnection patterns (NAO and EA indices) and wave characteristics (significant wave height, mean period, and peak direction) during almost all seasons. The spatial distribution is relatively homogeneous in the Bay of Biscay and particularly along the east–west axis.

c. Local correlation

Teleconnection patterns and seasons presenting high correlations with wave parameters in the Bay of Biscay are identified. To determine which types of waves are correlated with teleconnection patterns, a thorough examination is carried out at the Biscay buoy location.

The variability of wave characteristics is investigated using bivariate diagrams of wave densities (distribution of wave heights against periods and of wave heights against directions), for different seasons. To calculate wave densities, bivariate diagrams are divided into cells of 1 m, 1.25 s, and 18° for significant wave heights, mean periods, and peak directions, respectively. Bivariate diagrams illustrating the annual wave characteristics during the whole period (1958–2001) at the Biscay buoy

location are plotted in Fig. 8. During the whole period, the most frequent waves have a significant wave height of 1 m, a mean period of 6.25–7.5 s, and a peak direction of 288° (west-northwest).

Steepness and energy flux of waves at the Biscay buoy are detailed on the bivariate diagram of wave height against wave period. Using the linear theory and the assumption of deep water, the wave energy flux is defined as $F = \rho T_m g^2 H_s^2 / 64\pi$, where ρ is the water density, T_m is the mean wave period, g is the acceleration of gravity, and H_s is the significant wave height. Isolines of each quartile of the wave energy flux at the Biscay buoy are plotted. Using the linear theory, wave steepness in deep water is related to the mean period by the following formula: $\epsilon = 2\pi H_s / g T_m^2$. Wave steepness is an indicator of the wave age: usually, young waves generated locally present a large steepness, whereas older waves propagating from distant areas present a smaller steepness. Isolines of each quartile of wave steepness at the Biscay buoy are plotted. A fourth isoline of steepness $\epsilon = 1/19.7$ represents the constant steepness obtained by Pierson and Moskowitz (1964) in the case of idealized fully developed wind seas.

Then, seasonal wave density anomalies are determined by subtracting in each cell the seasonal densities from the period 1958–2001 from the seasonal densities of each year, resulting in seasonal density anomalies. To go further in the analysis of the link with teleconnection patterns, variations and amplitudes of the annual density anomalies are considered. First, the variations are compared to the teleconnection pattern indices of the corresponding season, resulting in a bivariate diagram of correlation. Then, the average of

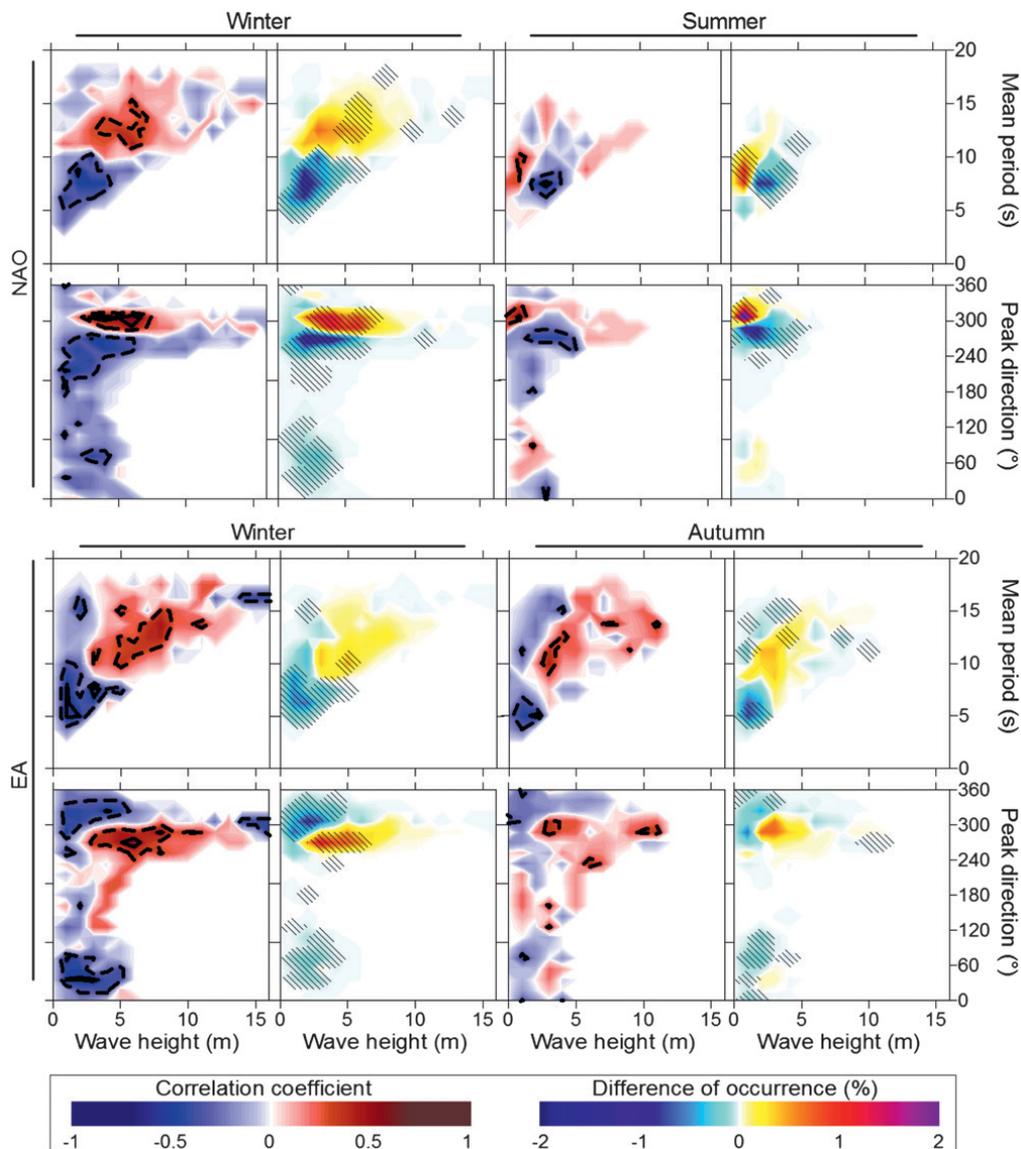


FIG. 9. Correlation bivariate diagrams for the (top) NAO and (bottom) EA and associated bivariate diagrams of density anomalies during the positive phase years at the Biscay buoy. Hatching indicates cells with a mean density significantly different from 0 (probability higher than 90% by t test).

the density anomalies of every year with a positive phase are computed, resulting in a bivariate diagram of density anomalies during the positive phase of each teleconnection pattern. The amplitude during negative phases is quite similar to the amplitude during positive phases (presenting an opposite sign) and is thus not shown here. Significant amplitudes (means statistically different from 0 at a probability higher than 90% by a Student's t test) are highlighted by hatching on bivariate diagrams. NAO and EA teleconnection patterns are examined thoroughly (Fig. 9) during seasons selected in the analysis of correlation maps.

The study of bivariate diagrams (Fig. 9) related to the NAO highlights different correlation patterns during

winter and summer. During winter, an increase of the NAO index is linked to an increasing occurrence of large waves and to a decreasing occurrence of waves with periods shorter than 10 s and heights smaller than 5 m. During summer, the patterns of correlation are different: the NAO index increase is related to an increase of swell and a decrease of intermediate wave (young waves, with short periods relative to wave height) occurrence. Concerning wave directions, winter and summer bivariate diagrams show the same northerly shift that is strongly related to an increase of the NAO index.

Bivariate diagrams related to the variations of EA indices during winter and autumn (Fig. 9) exhibit similar patterns of correlations and anomalies. Large wave

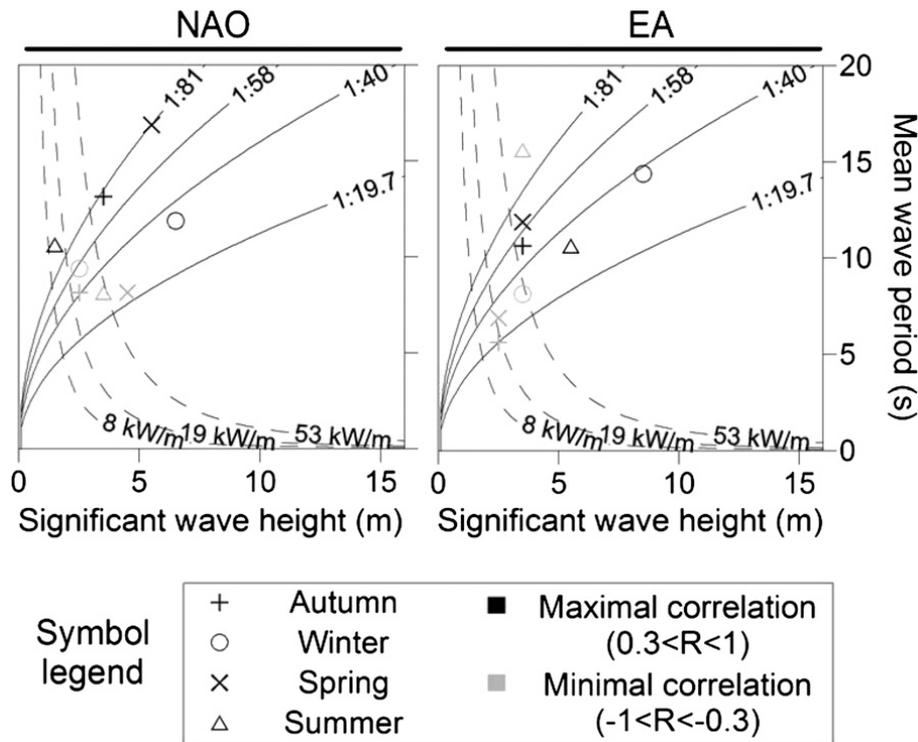


FIG. 10. Bivariate diagrams summarizing the locations of minimal value (maximal negative value, gray symbols) and maximal value (maximal positive value, black symbols) of correlation coefficients between the NAO, EA, and wave density anomalies during each season. Solid lines indicate the wave steepness isolines, and dashed lines show wave energy flux isolines.

(including intermediate waves, swell, and storms) occurrence increases with the EA index, whereas the occurrence of waves smaller than 3 m decreases. A southerly shift in the wave direction is noticeable during winter and autumn.

Concerning the correlation of the NAO and EA with wave density anomalies during other seasons, a synthesis of the results of bivariate diagrams of significant wave height against the mean period is given in Fig. 10. The positions of the minimal (maximal negative value, in gray) and maximal (maximal positive value, in black) correlation coefficients on bivariate diagrams are plotted for the NAO and EA for each season (indicated by symbols). Locations of extrema of correlations on the bivariate diagrams indicate a different action of teleconnection patterns, depending on the season. To better understand the action of teleconnection patterns, isolines of wave steepness and wave energy flux (previously described for Fig. 8) are plotted.

For the NAO and EA, positions of maximal and minimal correlation coefficients on bivariate diagrams of wave height against the period clearly show a different level of wave energy flux during winter and a different level of steepness during summer. In winter, the wave steepness of minimal and maximal correlation coefficients is quite similar for the NAO and EA, whereas isolines of wave

energy flux clearly separate the maxima and minima of each teleconnection pattern. The position of the winter minimal correlation coefficient indicates waves having an energy flux between 19 and 53 kW m⁻¹, and the position of the maximal correlation coefficient indicates very energetic waves, with an energy flux higher than 200 kW m⁻¹. Then, an increase of the NAO and EA can be linked to an increase of storminess in generation areas, resulting in more energetic waves at the Biscay buoy. During summer, wave energy flux isolines are quite similar for the maxima and minima of each teleconnection pattern, whereas wave steepness isolines ($\epsilon = 1/58$) isolate the minima from the maxima of each teleconnection pattern. This could mean that during summer, teleconnection pattern index variations do not modify much wind intensity but do modify the distance of the wave generation areas from the Bay of Biscay. During intermediate seasons, NAO and EA influence both steepness and energy flux, which would suggest an influence of the teleconnection patterns on the wind speed and on the distance of wave generation areas from the Bay of Biscay during autumn and spring.

d. Results analysis

Specific changes in significant wave height, peak period, and peak direction appear to be linked to NAO and

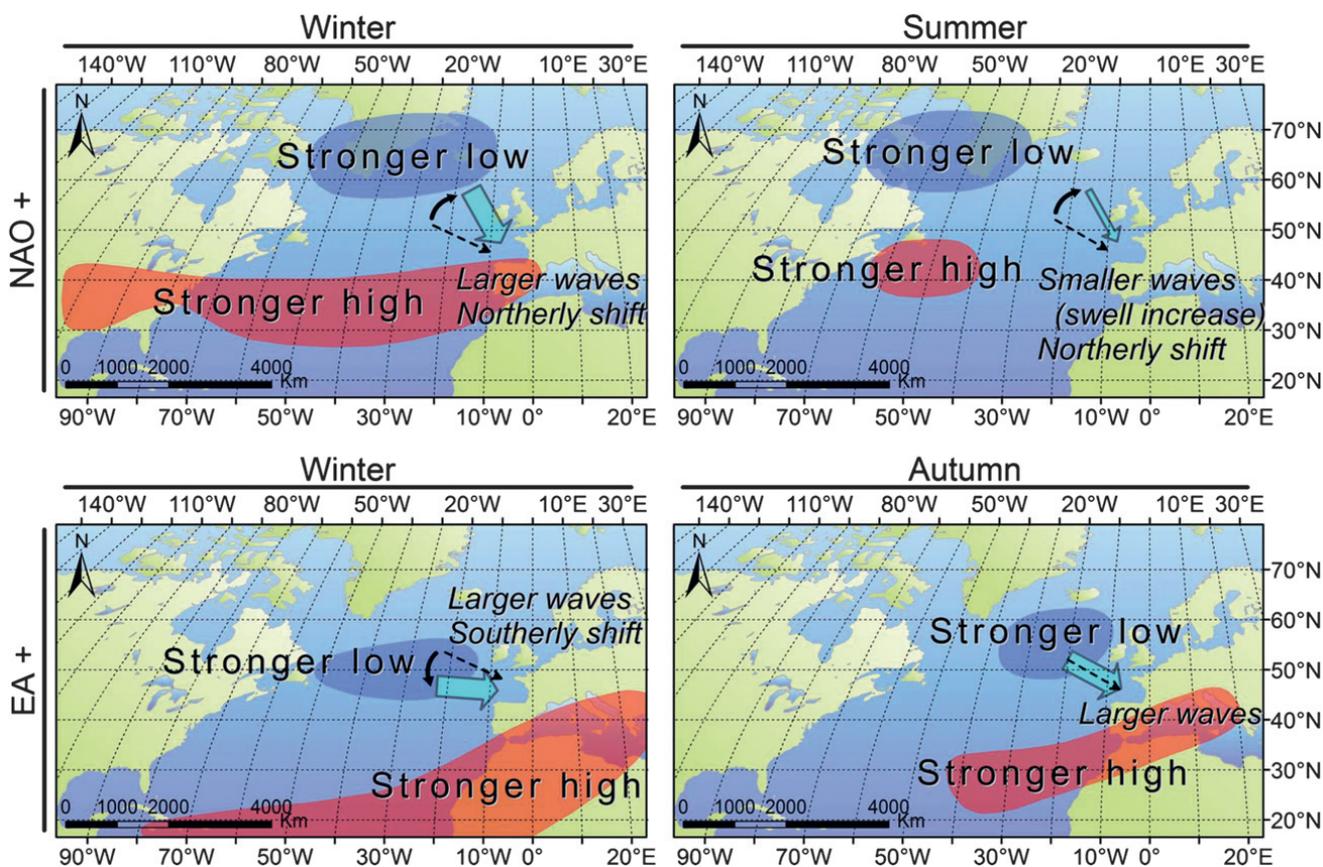


FIG. 11. Maps of seasonal standardized 500-mb geopotential height anomalies for the positive phase of the specified teleconnection pattern and season (adapted from http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao_map.shtml and http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/ea_map.shtml) and associated changes in wave conditions in the Bay of Biscay according to this study. Dotted arrows indicate the mean wave direction during the specified season, and blue arrows indicate the direction changes (not at scale) and their thickness indicates the wave height evolution.

EA patterns. To study this link, it is necessary to better understand the link with global atmospheric circulation. Figure 11 gives an overview of the seasonal mean standardized 500-mb geopotential height anomalies during the positive phase of the NAO and EA during different seasons. Associated changes in wave conditions in the Bay of Biscay are indicated by arrows. During the negative phase of EA and NAO, the 500-mb geopotential height anomalies are reversed, resulting in a weaker low and high. These anomalies are mainly located in the North Atlantic Ocean, in the primary wave generation area spreading from the east coast of North America toward the Norwegian Sea (Alves 2006).

The predominance of the NAO in the established relationships was brought to light in many studies (Bacon and Carter 1993; Woolf et al. 2002; Dodet et al. 2010; Le Cozannet et al. 2011). This strong correlation can be explained by the stronger-than-usual and northerly shifted (weaker and southerly shifted) winds occurring over the North Atlantic Ocean during the NAO+ (NAO-) phase (Fig. 11). Those winds impact waves that propagate to

the French mainland coast. In the present study focusing on the Bay of Biscay, during winter waves present larger (smaller) significant wave heights and a northerly (southerly) shift during the NAO+ (NAO-) phase. However, during summer, this correlation is reversed with smaller (larger) significant wave heights occurring more frequently during the NAO+ (NAO-) phase. One plausible explanation could be the northwestward shift of the north-south dipole of height anomalies occurring during summer (Fig. 11). Wave generation areas usually located in the north-central part of the North Atlantic during winter would move toward Canada and Greenland during summer. Long-period swell propagating from this more distant area would occur more frequently and intermediate and storm waves generated more locally would occur less frequently during summer. Another explanation could be a different sensitivity of the summer and winter wave characteristics to the negative and positive phases of the NAO. To go further, it is necessary to study the sensitivity of winter and summer wind and wave characteristics to the NAO+ and NAO-.

A link between the EA and winter wave climate was previously established and commented on by Seierstad et al. (2007) and Le Cozannet et al. (2011). Like the NAO, the EA pattern consists of a north–south dipole of anomalies, but its centers are located southward (Fig. 11). Its positive phase (EA+) is associated with an anomalous low reaching the Bay of Biscay on its northeastern side (Seierstad et al. 2007). Strong winds generate waves near the French mainland coast, leading to an increase of energetic waves during that phase. The southerly shift in wave direction is also directly related to the increased storminess in this north-central part of the North Atlantic Ocean.

To conclude, the present study underlines strong correlations between wave interannual variability and NAO and EA Northern Hemisphere teleconnection patterns. In particular, NAO and EA teleconnection pattern indices are correlated to an increase in wave height and period during winter and to a northerly and southerly shift in wave direction, respectively. During summer, the reversal of the correlation between the NAO index and significant wave heights would require further investigation. The NAO and EA thus play a role in wave climate variability.

e. Discussion

As detailed in section 4d, previous studies highlighted the high interannual variability of wave fields in the North Atlantic and in the Bay of Biscay, and correlated it to several teleconnection pattern indices. The following discussion is based on the most recent studies (Table 2), including the Bay of Biscay. The main results issued from these studies within the Bay of Biscay are summarized in the third column of the Table 3.

Le Cozannet et al. (2011) used a different approach from the present study. They classified waves at the Biscay buoy location (issued from the ERA40-wave reanalysis) into 12 wave classes using the *K*-means algorithm, each class representative of a sea state at the Biscay buoy. They compared annual and seasonal wave class occurrences to teleconnection pattern indices. As in the present study, they found a strong and direct correlation between NAO indices and high-energy swell classes during winter ($R = 0.40$), and an inverse correlation with wind sea ($R = -0.31$) and intermediate wave classes ($R = -0.39$) during the whole year, appearing to be greater during winter ($R = -0.54$). During winter, they also found strong correlations between the EA and storm classes ($R = 0.52$) and wind sea grouped with intermediate wave classes ($R = -0.54$). These patterns are also highlighted in the present study: during winter, the results indicate a strong and inverse correlation between EA indices and waves smaller than 3 m (minimal correlation

coefficient value on EA winter bivariate diagram in Fig. 9 is -0.59), and a strong and direct correlation with energetic swells, intermediate waves, and storms (maximal correlation coefficient value on EA winter bivariate diagram is 0.47).

Still in the area of interest, Dupuis et al. (2006) computed correlation coefficients between annual NAO indices and annual wave parameters at the Biscarrosse buoy (1980–98), obtaining no significant correlation with mean wave heights ($R = 0.066$) and a moderate correlation with mean wave periods ($R = 0.38$). They emphasized that the period of comparison (1980–98) was certainly too short to encounter a sufficiently large range in the NAO index. Finally, Dodet et al. (2010) globally found a strong correlation between the NAO index and wave heights southwest of Ireland. In the Bay of Biscay, they found weak to strong correlations between winter NAO indices and the annual 90th percentile of wave heights ($R = 0.3$ at the Biscay buoy), the winter means of mean wave direction ($R = 0.15$ at the Biscay buoy), and peak period ($R = 0.6$ at the Biscay buoy). Correlation coefficients of the same magnitude order were obtained in the present study; however, the investigation of each season separately highlighted some differences, particularly for directions for which correlation coefficients higher than 0.5 were computed.

These studies show that interannual variability of wave characteristics in the Bay of Biscay are linked to the NAO and EA, and that this link is more or less pronounced for certain seasons, wave height percentiles, classes, or ranges of wave heights, periods, and directions. These different behaviors show the relevance of clustering waves (according to their height, period, and direction characteristics and also according to seasons) to better assess the impact of the global atmospheric circulation, described by teleconnection pattern indices.

The present study highlights the link between waves and teleconnection patterns, with phases exhibiting more energetic waves than usual. Considering coastal risk implications, a relation between teleconnection patterns and coastal evolution can also be found. For instance, Ranasinghe et al. (2004) showed that the observed severe erosion of embayed beaches in New South Wales, Victoria, Australia, was not associated with severe storm events nor with any long-term recession trend, but with the alternation of El Niño–La Niña phases. They identified the physical processes induced by the Southern Oscillation index cycle that lead to a rotation of embayed beaches. In the area of this study, Parisot et al. (2010) identified a link between NAO indices and sand volume variations of the Truc Vert beach (Aquitaine coast, France), which could confirm the role of teleconnection patterns in the French mainland coastal evolution. In the

present study, NAO indices are indeed strongly related to erosive events, such as energetic swells and storms. Terray et al. (2004) suggest that the winters of the late twenty-first century will be characterized by an increase (decrease) of the NAO+ (NAO−) climate regime occurrence. Thus, the wave climate in the Bay of Biscay could be more energetic and induce more erosive events along the French mainland Atlantic coast.

5. Conclusions

In this paper, the long-term trends and the interannual variability of wave climate in the Bay of Biscay during recent decades were investigated. A wave modeling system, based on the WAVEWATCH III numerical model, was setup to provide wave fields at a high spatial resolution (10 km) and temporal coverage (1958–2001) along the French mainland Atlantic coast. Its accurate validation allowed the thorough analysis of wave fields in terms of mean wave heights as well as extreme wave heights (90th and 95th percentiles of wave heights).

The thorough examination of wave parameters for different periods of the year and different ranges of wave heights highlighted an increase in wave height from 1970 to 2001 in summer (0.5 cm yr^{-1} for mean significant wave heights, and 2.6 cm yr^{-1} for the 5% highest significant wave heights at the Biscay buoy). Previous studies tend to show a regular increase or insignificant trends of wave height during the past few decades in that area. The examination of wave period and wave direction trends allowed for identifying a northerly shift of extreme wave direction during spring (13.2° from 1958 to 2001 for waves higher than the 90th percentiles at the Biscay buoy) and a southerly shift during autumn (-10.36° from 1974 to 2001 for waves higher than the 90th percentiles at the Biscay buoy).

In addition to the analysis of trends, the investigation of the interannual variability, using seasonal maps of normalized standard deviations, underlined large differences between seasons. Correlation maps between wave conditions and teleconnection pattern indices confirmed those seasonal differences. Moreover, they showed that correlation coefficients were constant from the open sea to the shore in the Bay of Biscay. Among the 10 leading teleconnection patterns of the Northern Hemisphere, the NAO and EA are predominant, impacting significant wave heights, mean periods, and peak directions during several seasons. At the Biscay buoy, the analysis of bivariate diagrams of correlation indicated that, during winter, energetic waves were strongly related to the NAO and EA indices. This is in agreement with previous studies. The fine spatial resolution used in the present study allowed for estimating the correlation of teleconnection

patterns and wave characteristics in deep water as well as in intermediate water depths (about 20 m).

These results led to some coastal risk implications. Indeed, the summer wave height increase could lower beach accretion and induce a change in the beach morphological system. Moreover, the identified shifts in extreme wave directions during autumn and spring could induce important changes in the longshore sediment transport, with a potential impact on the coast morphology. The strong correlation between wave heights and the NAO, which is expected to be more often positive at the end of the twenty-first century, could induce more erosive events and thus strong variations in the sediment volume of sandy coasts.

The characterization of long-term trends and interannual variability of the present wave climate is a prerequisite for studying the present-day and future coastal response to variations in the context of climate change. The model and methods setup for the present study will be used to study the future wave climate using wind issued from global climate model projections.

Acknowledgments. This work was completed during a BRGM-CNRM doctorate program, funded by a Ph.D. grant from the AXA Research Fund, and codirected by P. Delecluse and D. Idier. The authors thank S. Caires and the anonymous reviewers for their careful read and constructive comments, which helped improve the manuscript. The authors also thank the ERA-40 team, M. Déqué and A. Braun (CNRM), CANDHIS, A. Le Berre and X. Kergadallan (CETMEF), and C. Deyts (CELM) for providing forcing and validation data; the Computing Center of Region Centre (CCSC) for providing access to the Phoebus computing system; and Grand Equipement National de Calcul Intensif (GENCI) for the access to the HPC resources of CINES under the allocation 2010-[c2010016403]. The authors gratefully acknowledge R. Magne (SHOM), F. Dupros, F. Boulahya, and N. Desramaut (BRGM) for their assistance, interesting exchanges, and ideas that led to improving this paper.

REFERENCES

- Alves, J.-H. G. M., 2006: Numerical modeling of ocean swell contributions to the global wind-wave climate. *Ocean Modell.*, **11**, 98–122, doi:10.1016/j.ocemod.2004.11.007.
- Arduin, F., and Coauthors, 2010: Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: Definition, calibration, and validation. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 1917–1941.
- Bacon, S., and D. J. T. Carter, 1991: Wave climate changes in the North Atlantic and North Sea. *Int. J. Climatol.*, **11**, 545–558, doi:10.1002/joc.3370110507.
- , and —, 1993: A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *Int. J. Climatol.*, **13**, 423–436, doi:10.1002/joc.3370130406.

- Barnston, A. G., and E. L. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083–1126.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, and E. Roeckner, 2006: Storm tracks and climate change. *J. Climate*, **19**, 3518–3543.
- Benoit, M., and F. Lafon, 2004: A nearshore wave atlas along the coasts of France based on the numerical modeling of wave climate over 25 years. *Waves*, J. McKee Smith, Ed., Vol. 1, *Coastal Engineering 2004: Proceedings of the 29th International Conference*, World Scientific Publishing, 714–726.
- Caires, S., and A. Sterl, 2003: Validation of ocean wind and wave data using triple collocation. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3098, doi:10.1029/2002JC001491.
- , —, J.-R. Bidlot, N. Graham, and V. Swail, 2002: Climatological assessment of reanalysis ocean data. Preprints, *Seventh Int. Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, Banff, AB, Canada, Meteorological Service of Canada, U.S. Army Engineer Research and Development Center, and Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center, 12 pp. [Available online at <http://www.waveworkshop.org/7thWaves/Papers/Caires%20et%20al.pdf>.]
- , V. R. Swail, and X. L. Wang, 2006: Projection and analysis of extreme wave climate. *J. Climate*, **19**, 5581–5605.
- Cassou, C., 2008: Intraseasonal interaction between the Madden-Julian oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, **455**, 523–527, doi:10.1038/nature07286.
- Castelle, B., B. G. Ruessink, P. Bonneton, V. Marieu, N. Bruneau, and T. D. Price, 2010: Coupling mechanisms in double sandbar systems. Part 1: Patterns and physical explanation. *Earth Surf. Processes Landforms*, **35**, 476–486, doi:10.1002/esp.1929.
- Dodet, G., X. Bertin, and R. Taborda, 2010: Wave climate variability in the north-east Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modell.*, **31**, 120–131, doi:10.1016/j.ocemod.2009.10.010.
- Dupuis, H., D. Michel, and A. Sottolichio, 2006: Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. *J. Mar. Syst.*, **63**, 105–114, doi:10.1016/j.jmarsys.2006.05.009.
- Grabemann, I., and R. Weisse, 2008: Climate change impact on extreme wave conditions in the North Sea: An ensemble study. *Ocean Dyn.*, **58**, 199–212, doi:10.1007/s10236-008-0141-x.
- Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, *Geophys. Monogr.*, Vol. 134, Amer. Geophys. Union, 1–35.
- Izaguirre, C., F. J. Méndez, M. Menéndez, and I. J. Losada, 2011: Global extreme wave height variability based on satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L10607, doi:10.1029/2011GL047302.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Komen, G. J., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann, and P. A. E. M. Janssen, 1994: *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, 556 pp.
- Kushnir, Y., V. J. Cardone, J. G. Greenwood, and M. A. Cane, 1997: The recent increase in North Atlantic wave heights. *J. Climate*, **10**, 2107–2113.
- Le Cozannet, G., S. Lecacheux, E. Delvallée, N. Desramaut, C. Oliveros, and R. Pedreros, 2011: Teleconnection pattern influence on sea-wave climate in the Bay of Biscay. *J. Climate*, **24**, 641–652.
- Magne, R., F. Ardhuin, and A. Roland, 2010: Waves forecast and hindcast from global ocean to the beach. *Eur. J. Environ. Civil Eng.*, **14**, 149–162.
- NGDC, cited 2009: 2-Minute gridded global relief data (ETOPO2v2). [Available online at <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/06mzg01.html>.]
- Nicholls, R. J., P. P. Wong, V. R. Burkett, J. O. Codignotto, J. E. Hay, R. F. McLean, S. Ragoonaden, and C. D. Woodroffe, 2007: Coastal systems and low-lying areas. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*, M. L. Parry et al., Eds., Cambridge University Press, 315–356.
- Parisot, J. P., S. Capo, D. Rihouey, H. Howa, F. Desmazes, and L. Fauque, 2010: Analyse de l'évolution morphodynamique de la plage du Truc Vert (Gironde) sur une période décennale. *Proc. XIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil*, Les Sables d'Olonne, France, Editions PARALIA and Centre Français du Littoral, 387–396.
- Pierson, W. J., and L. Moskowitz, 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.
- Ranasinghe, R., R. McLoughlin, A. Short, and G. Symonds, 2004: The Southern Oscillation index, wave climate, and beach rotation. *Mar. Geol.*, **204**, 273–287, doi:10.1016/S0025-3227(04)00002-7.
- Seierstad, I. A., D. B. Stephenson, and N. G. Kvamstø, 2007: How useful are teleconnection patterns for explaining variability in extratropical storminess? *Tellus*, **59A**, 170–181, doi:10.1111/j.1600-0870.2007.00226.x.
- Small, C., and R. J. Nicholls, 2003: A global analysis of human settlement in coastal zones. *J. Coast. Res.*, **19**, 584–599.
- Student, 1908: The probable error of a mean. *Biometrika*, **6**, 1–25, doi:10.1093/biomet/6.1.1.
- Terray, L., M. E. Demory, M. Déqué, G. D. Coetlogon, and E. Maisonnavé, 2004: Simulation of late-twenty-first-century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes. *J. Climate*, **17**, 4630–4635.
- Tolman, H. L., 2009: User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14. NOAA/NWS/NCEP/MMAB Tech. Note 276, 194 pp.
- Uppala, S. M., and Coauthors, 2005: The ERA-40 Re-Analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.
- Wang, X. L., and V. R. Swail, 2001: Changes of extreme wave heights in Northern Hemisphere oceans and related atmospheric circulation regimes. *J. Climate*, **14**, 2204–2221.
- , and —, 2002: Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields. *J. Climate*, **15**, 1020–1035.
- , and —, 2006: Climate change signal and uncertainty in projections of ocean wave heights. *Climate Dyn.*, **26**, 109–126, doi:10.1007/s00382-005-0080-x.
- , F. W. Zwiers, and V. R. Swail, 2004: North Atlantic Ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *J. Climate*, **17**, 2368–2383.
- Woolf, D. K., P. G. Challenor, and P. D. Cotton, 2002: Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3145, doi:10.1029/2001JC001124.
- Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18701, doi:10.1029/2005GL023684.
- Žagar, N., M. Žagar, J. Cedilnik, G. Gregorič, and J. Rakovec, 2006: Validation of mesoscale low-level winds obtained by dynamical downscaling of ERA40 over complex terrain. *Tellus*, **58A**, 445–455, doi:10.1111/j.1600-0870.2006.00186.x.
- Zijderveld, A., and M. Verlaan, 2004: Towards a new gridded bathymetry for storm surge forecasting in the North Sea. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 6, Abstract 05177. [Available online at <http://www.cosis.net/abstracts/EGU04/05177/EGU04-J-05177.pdf>.]

3.1.3 Compléments d'analyse des tendances pluri-décennales des périodes et directions

Dans Charles et al. (2012b), seules les tendances des hauteurs de vague sont illustrées (figures 5 et 6 de l'article). Nous ajoutons donc ici quatre figures pour illustrer les résultats présentés dans l'article sur les tendances pluri-décennales des périodes moyennes et directions pics de vague.

Concernant les périodes moyennes de vague, la figure 3.1 donne les variations interannuelles de la période moyenne à la bouée Gascogne pour chaque saison. Comme pour les hauteurs de vague, on retrouve une alternance de trois phases (décroissance, croissance, décroissance), leur amplitude et leur durée variant d'une saison à une autre. Le calcul des tendances sur des périodes de durée croissante, se terminant toutes en 2001, met en évidence plusieurs tendances significatives. En été et en hiver, les périodes moyennes de vague augmentent significativement sur des périodes commençant entre 1965 et 1966 et se terminant en 2001 (de 0.08 à 0.09 s an⁻¹) pour l'été, et entre 1963 et 2001 (0.018 s an⁻¹) pour l'hiver. En automne, les périodes moyennes de vague diminuent significativement sur des périodes commençant entre 1975 et 1978 et se terminant en 2001 (de -0.025 à -0.030 s an⁻¹). Au printemps, aucune tendance significative n'est relevée pour les périodes moyennes de vague. Concernant les vagues extrêmes (vagues dont la hauteur est supérieure aux 90^e et 95^e centiles), la même analyse des tendances sur les périodes moyennes de vague (figure non détaillée ici) a permis d'identifier des tendances significatives au printemps sur des périodes commençant entre 1976 et 1978 et se terminant en 2001 (environ 0.04 s an⁻¹ suivant les années de début et le centile de hauteur de vague).

A partir des tendances significatives identifiées à la bouée Gascogne (sur la figure 3.1 et dans Charles et al. (2012b), section 3.a), les tendances sont calculées sur l'ensemble du Golfe de Gascogne sur les périodes et saisons correspondantes. Ces tendances sont reportées sur la figure 3.2 afin d'analyser leur répartition spatiale. Les tendances significatives identifiées sur les périodes moyennes de l'ensemble des vagues sont relativement faibles et sont parfois limitées à une portion du Golfe de Gascogne. Les tendances significatives sur les périodes des vagues extrêmes (printemps 1976-2001) s'étendent sur l'ensemble du Golfe de Gascogne jusqu'au Sud de l'Irlande. Le long des côtes atlantiques françaises, la tendance, comprise entre -0.04 et -0.06 s an⁻¹, est légèrement plus élevée qu'à la bouée Gascogne.

Concernant les directions des vagues, aucune tendance significative n'a été identifiée sur les vagues moyennes. Cependant, certains changements de direction ont été notés sur les vagues extrêmes (supérieures aux 90^e et 95^e centiles). La figure 3.3 illustre les variations et les tendances des vagues dont la hauteur est supérieure au 90^e centile (on obtient des résultats similaires pour les vagues dont la hauteur est supérieure au 95^e centile) à la bouée Gascogne. Les variations interannuelles et les moyennes mobiles associées indiquent clairement une tendance à l'augmentation des directions (rotation horaire) au printemps et à la diminution des directions (rotation anti-

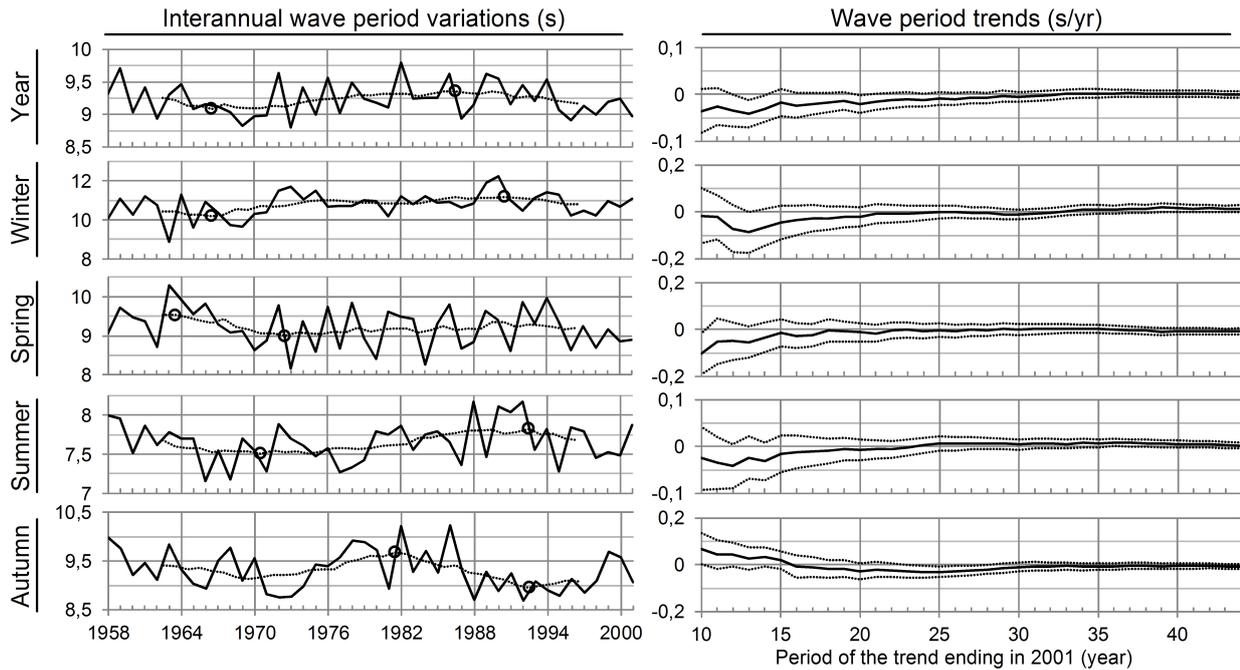


FIGURE 3.1 – Gauche : Evolution des périodes moyennes de vague annuelles et saisonnières à la bouée Gascogne de 1958 à 2001 (ligne continue) et moyenne mobile sur 10 ans correspondante (ligne pointillée). Les cercles indiquent le minimum et le maximum de la moyenne mobile. Droite : tendances des périodes moyennes de vague annuelles et saisonnières sur des périodes croissantes se terminant en 2001 (ligne noire). Les lignes pointillées indiquent l'intervalle de confiance à 95%.

horaire) en automne. Les tendances et les intervalles de confiance à 95% confirment ce premier constat. Au printemps, les vagues présentent une augmentation significative des directions pour des périodes commençant entre 1958 et 1963, se terminant en 2001. Cette tendance varie entre 0.26 et $0.33^\circ \text{ an}^{-1}$, soit une rotation horaire de 14° entre 1958 et 2001 (tendance significative à 99.8%). En automne, une diminution significative des directions est identifiée sur des périodes commençant entre 1966 et 1975 et se terminant en 2001. Ce décalage des directions anti-horaire varie entre -0.23 et $-0.37^\circ \text{ an}^{-1}$, soit un décalage des directions vers le Sud de 10° entre 1974 et 2001 (tendance significative à 99.0%).

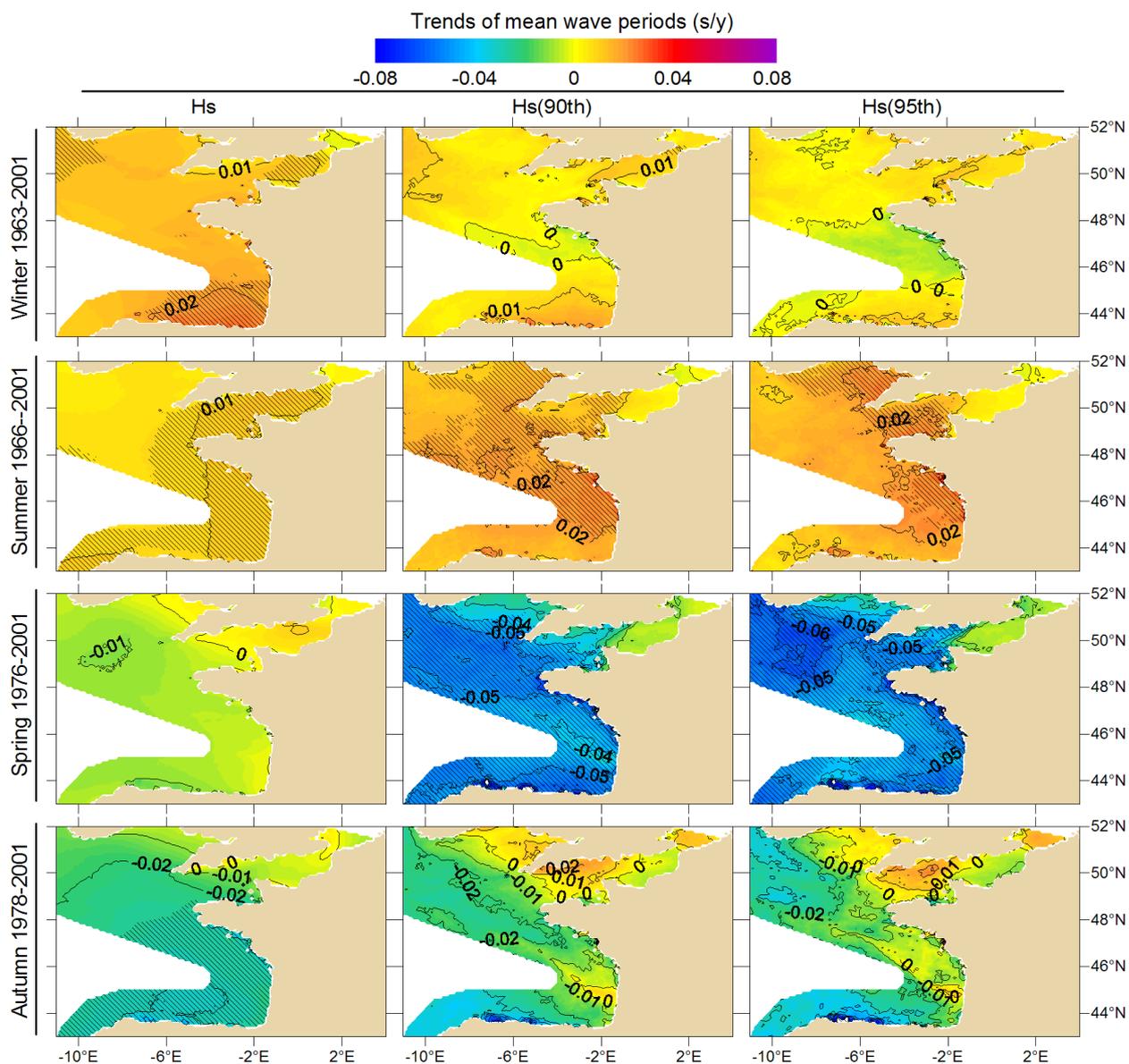


FIGURE 3.2 – Carte des tendances linéaires de périodes moyennes de vague pour différents centiles de hauteurs de vague et uniquement sur les périodes présentant une tendance significative à plus de 95%. La période et la saison de la tendance sont indiquées à gauche de chaque ligne et le type de hauteur de vague (moyenne, supérieure aux 90^e ou 95^e centiles) en haut de chaque colonne. Les zones hachurées indiquent des tendances significatives à plus de 95%.

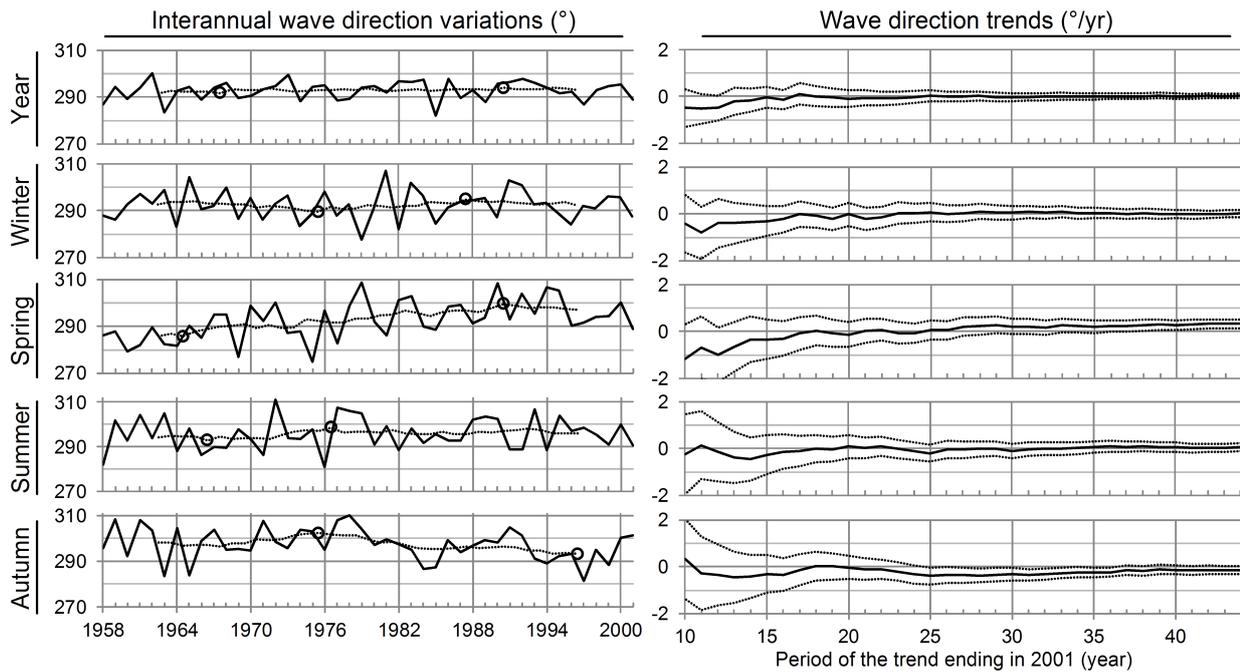


FIGURE 3.3 – Gauche : Evolution des directions pic des vagues extrêmes (dont la hauteur est supérieure au 90^e centile) annuelles et saisonnières à la bouée Gascogne de 1958 à 2001 (ligne continue) et moyenne mobile sur 10 ans correspondante (ligne pointillée). Les cercles indiquent le minimum et le maximum de la moyenne mobile. Droite : tendances des directions pic des vagues extrêmes (dont la hauteur est supérieure au 90^e centile) annuelles et saisonnières sur des périodes croissantes se terminant en 2001 (ligne noire). Les lignes pointillées indiquent l'intervalle de confiance à 95%.

La figure 3.4 apporte des précisions sur la répartition de ces tendances dans le Golfe de Gascogne pour les vagues dont la hauteur est supérieure aux 90^e et 95^e centiles. En automne, sur la période 1974-2001, les directions des vagues extrêmes sont particulièrement impactées par cette diminution au Sud de l'Irlande (jusqu'à $-0.82^\circ \text{ an}^{-1}$, soit un décalage d'environ -23° de 1974 à 2001). Le long des côtes atlantiques françaises, on remarque que les tendances ne sont pas significatives de la Bretagne à l'embouchure de la Gironde. Au Sud de la Gironde, les tendances sont significatives, mais beaucoup plus faibles (inférieures à $-0.2^\circ \text{ an}^{-1}$) qu'au large. La réfraction bathymétrique des vagues à l'approche des côtes atténue fortement ce décalage présent au large.

Au printemps, le décalage des directions des vagues vers le Nord est particulièrement marqué au Nord-Ouest de l'Espagne. Dans le Golfe de Gascogne, les tendances significatives varient entre 0.1 et $0.3^\circ \text{ an}^{-1}$ et se réduisent à l'approche de la côte.

Ces résultats sont donnés dans Charles et al. (2012b). Cependant ces figures supplémentaires permettent de mieux se représenter la distribution spatiale des tendances des dernières décennies. Ce sont surtout les périodes et les directions des vagues extrêmes qui présentent une évolution

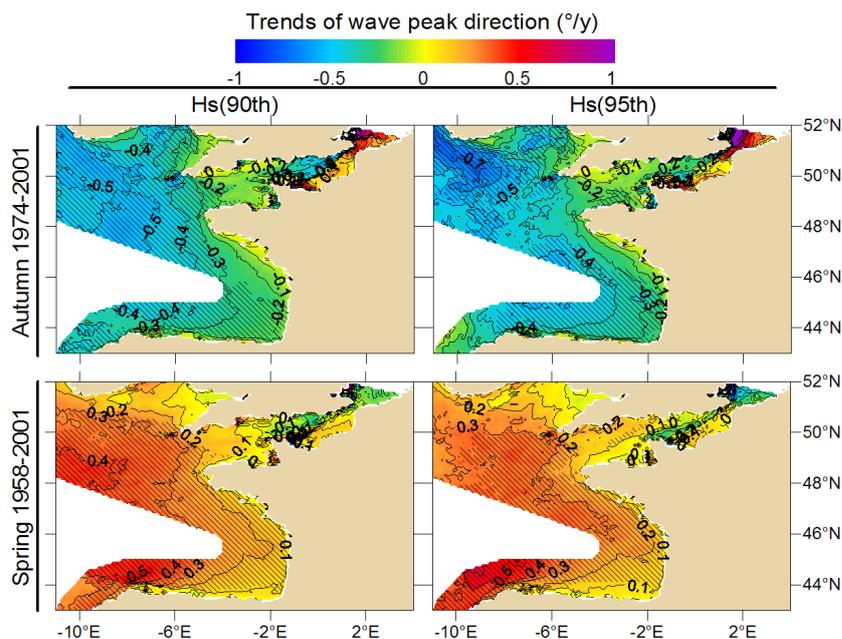


FIGURE 3.4 – Carte des tendances linéaires des directions pic de vague pour deux types de centiles de hauteur de vague. La période et la saison de la tendance sont indiquées à gauche de chaque ligne et le type de hauteur de vague (supérieure au 90^e ou 95^e centile) en haut de chaque colonne. Les zones hachurées indiquent des tendances significatives à plus de 95%.

continue sur les dernières décennies. La diminution significative des périodes des vagues extrêmes au printemps touche l'ensemble du Golfe de Gascogne, ainsi que les régions côtières. En automne et au printemps, le décalage des directions est significatif et particulièrement important au large du Golfe de Gascogne, et diminue à mesure que l'on s'approche des côtes.

3.2 Lien avec les régimes de temps

Pour approfondir l'étude de la variabilité interannuelle des vagues et de son lien avec la circulation atmosphérique, on utilise des informations climatologiques plus ciblées que les modes de téléconnexion : les régimes de temps de l'Atlantique Nord. D'une part, ces régimes de temps sont spécifiques à l'Atlantique Nord et à l'Europe puisqu'ils sont issus de la classification des anomalies de pression ou de hauteur du géopotential dans cette zone. Contrairement aux modes de téléconnexion, ils permettent de distinguer des variations plus locales. D'autre part, les modes préférentiels du climat de l'Atlantique Nord peuvent être rapprochés de l'un des quatre régimes de temps. Ces modes préférentiels sont donc particulièrement adaptés à l'étude des vagues dans le Golfe de Gascogne.

L'exploration de la corrélation entre vagues et régimes de temps est également une étape préliminaire pour évaluer si les régimes de temps peuvent être utilisés dans le cadre d'une ré-

gionalisation statistique des conditions de vagues dans le Golfe de Gascogne. Si les conditions de vagues sont bien corrélées aux régimes de temps, alors il pourrait être envisagé d'utiliser les projections de régimes de temps pour prédire les conditions de vagues locales.

3.2.1 Les régimes de temps de l'Atlantique Nord

Les régimes de temps ont été calculés par M. Déqué (CNRM/Météo-France) à partir des anomalies de hauteur du géopotential à 500 hPa (Z500) issus de la réanalyse ERA-40 sur le bassin Nord Atlantique ($90^{\circ}W$ à $30^{\circ}E$ et $20^{\circ}N$ à $80^{\circ}N$). La méthode utilisée est similaire à celle détaillée dans Sanchez-Gomez et al. (2009). Les régimes de temps sont calculés indépendamment pour chaque saison. Une analyse en composantes principales est effectuée sur les anomalies de Z500 afin de réduire le nombre de degrés de liberté et de réduire les coûts de calcul. Les 15 premières composantes principales sont ensuite classifiées avec l'algorithme de clusterisation K-means pour obtenir quatre régimes de temps. Ainsi, pour la période 1961-2001 d'ERA-40, nous avons une série temporelle de la succession des régimes de temps, avec pour chaque jour l'appartenance à l'un des quatre régimes de temps. Nous calculons l'occurrence annuelle des régimes de temps à partir de ces séries temporelles (figure 3.5).

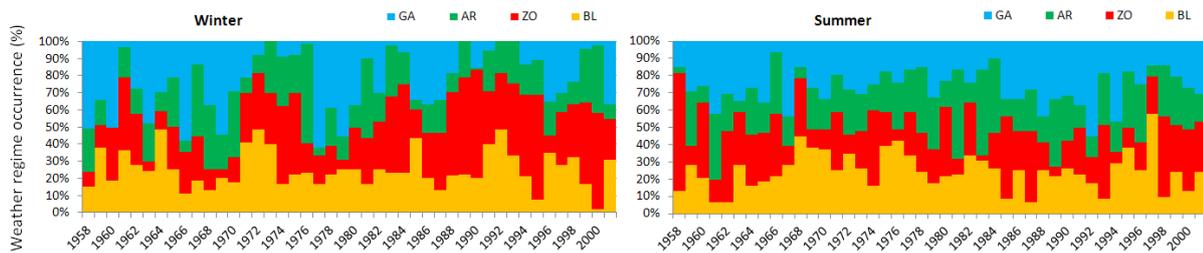


FIGURE 3.5 – Séries temporelles annuelles de l'occurrence des régimes de temps en hiver (gauche) et en été (droite).

Les cartes des composites des anomalies de Z500 associées à chaque régime de temps (figure 3.6, moyenne des anomalies de Z500 sur les jours correspondant à chaque régime de temps pour l'été et l'hiver) permettent de retrouver les modes de circulation correspondants. Les composites calculés sont plus ou moins similaires aux régimes de temps connus, identifiés par Vautard (1990). Les régimes de temps d'hiver et d'été sont aisément reconnaissables. On retrouve le régime zonal (ZO/NAO+) et le régime anticyclone groënlandais (GA/NAO-), respectivement proches des phases positive (NAO+) et négative (NAO-) de l'Oscillation Nord Atlantique, caractérisés par un dipole d'anomalie de Z500 entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande (figure 3.6). Le régime dorsale atlantique (AR) est caractérisé par un gonflement de l'anticyclone des Açores, recouvrant tout le bassin atlantique, proche de la phase positive de l'EA. Le régime de blocage (BL) est caractérisé par un anticyclone persistant sur le Nord de l'Europe et la Scandinavie. Il est

plus délicat d'associer les composites des saisons intermédiaires (printemps et automne) à l'un des quatre régimes de temps. La classification en régimes de temps est instable sur ces périodes de transition entre les dynamiques d'été et d'hiver (Cassou et al., 2011). Dans la suite de cette analyse, nous nous intéressons exclusivement aux saisons été et hiver.

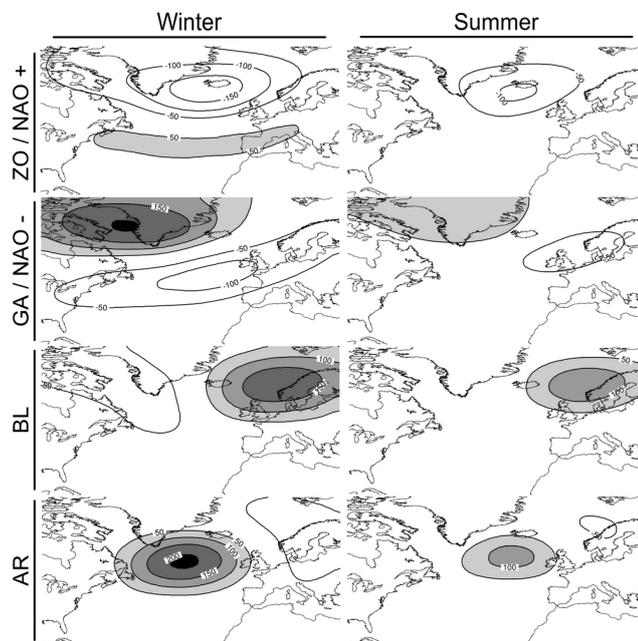


FIGURE 3.6 – Composites des anomalies de hauteur du géopotential à 500 hPa pour les régimes de temps de l'Atlantique Nord pour l'hiver (gauche) et l'été (droite).

3.2.2 Méthode

Pour analyser le lien entre le climat de vagues dans le Golfe de Gascogne et la circulation atmosphérique, on calcule les corrélations entre les occurrences saisonnières de chaque régime de temps et les anomalies saisonnières de hauteurs, périodes et directions de vague dans le Golfe de Gascogne. La figure 3.7 illustre les différentes étapes et les variables utilisées pour calculer le coefficient de corrélation.

A titre d'exemple, la figure 3.8 montre les variations annuelles des anomalies de hauteur de vague hivernale et de direction pic estivale et des occurrences des régimes de temps ZO/NAO+ en hiver et AR en été au niveau de la bouée Gascogne. La superposition de ces courbes met en évidence des similitudes entre l'anomalie annuelle du paramètre de vague, variable locale, et l'occurrence du régime de temps, variable grande échelle. Les coefficients de corrélation calculés ici sont de l'ordre de 0.5.

Le coefficient de corrélation entre les occurrences saisonnières de chaque régime de temps et les anomalies saisonnières de chaque paramètre de vague est calculé sur l'ensemble du Golfe de

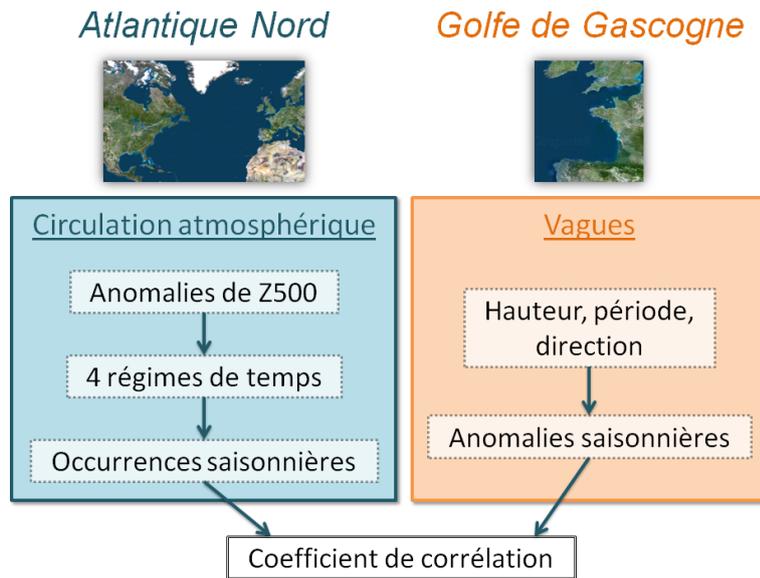


FIGURE 3.7 – Schématisation du calcul des coefficients de corrélation entre les occurrences des régimes de temps et les anomalies des conditions de vagues.

Gascogne pour l'hiver (figure 3.9) et l'été (figure 3.10).

3.2.3 Résultats

En hiver, les anomalies de hauteur et période de vague sont fortement corrélées à l'occurrence du régime ZO/NAO+ (figure 3.9, $R = 0.4$ à 0.6). On retrouve la même distribution spatiale des corrélations qu'avec l'indice du mode de téléconnexion NAO (figure 7 de Charles et al. (2012b)) : le coefficient de corrélation est plus fort le long des côtes espagnoles et au Sud de l'Irlande. Les anomalies de hauteur de vague sont par contre bien moins corrélées avec les occurrences des régimes AR et BL : le coefficient de corrélation est significatif à la bouée Gascogne et en

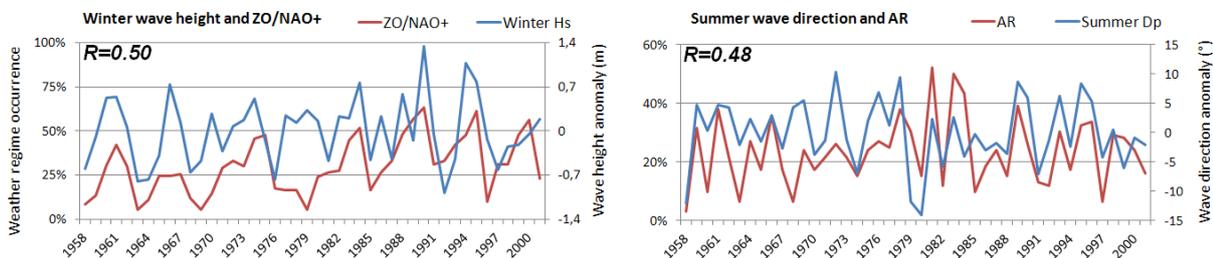


FIGURE 3.8 – Superposition des variations annuelles des anomalies de deux paramètres de vague à la bouée Gascogne et de l'occurrence de deux régimes de temps : (gauche) hauteur de vague hivernale et régime de temps ZO/NAO+, (droite) direction pic de vague estivale et régime de temps AR.

partie le long des côtes, cependant, il est inférieur à 0.4. Les anomalies de hauteur de vague hivernale et l'occurrence du régime GA/NAO- ne présentent pas de corrélation significative. Concernant les anomalies de période de vague hivernale, elles présentent une corrélation fortement positive avec l'occurrence du régime ZO/NAO+ ($R = 0.5$ à 0.7) et négative avec l'occurrence du régime GA/NAO- ($R = -0.4$ à -0.5). Les relations entre les anomalies de période de vague hivernale et les régimes AR et BL ne sont pas significatives. Enfin, les anomalies de direction de vague hivernale présentent une forte corrélation, respectivement, négative et positive avec l'occurrence des régimes GA/NAO- ($R = 0.3$ à 0.7) et AR ($R = 0.4$ à 0.8). Cette corrélation est particulièrement marquée le long des côtes françaises.

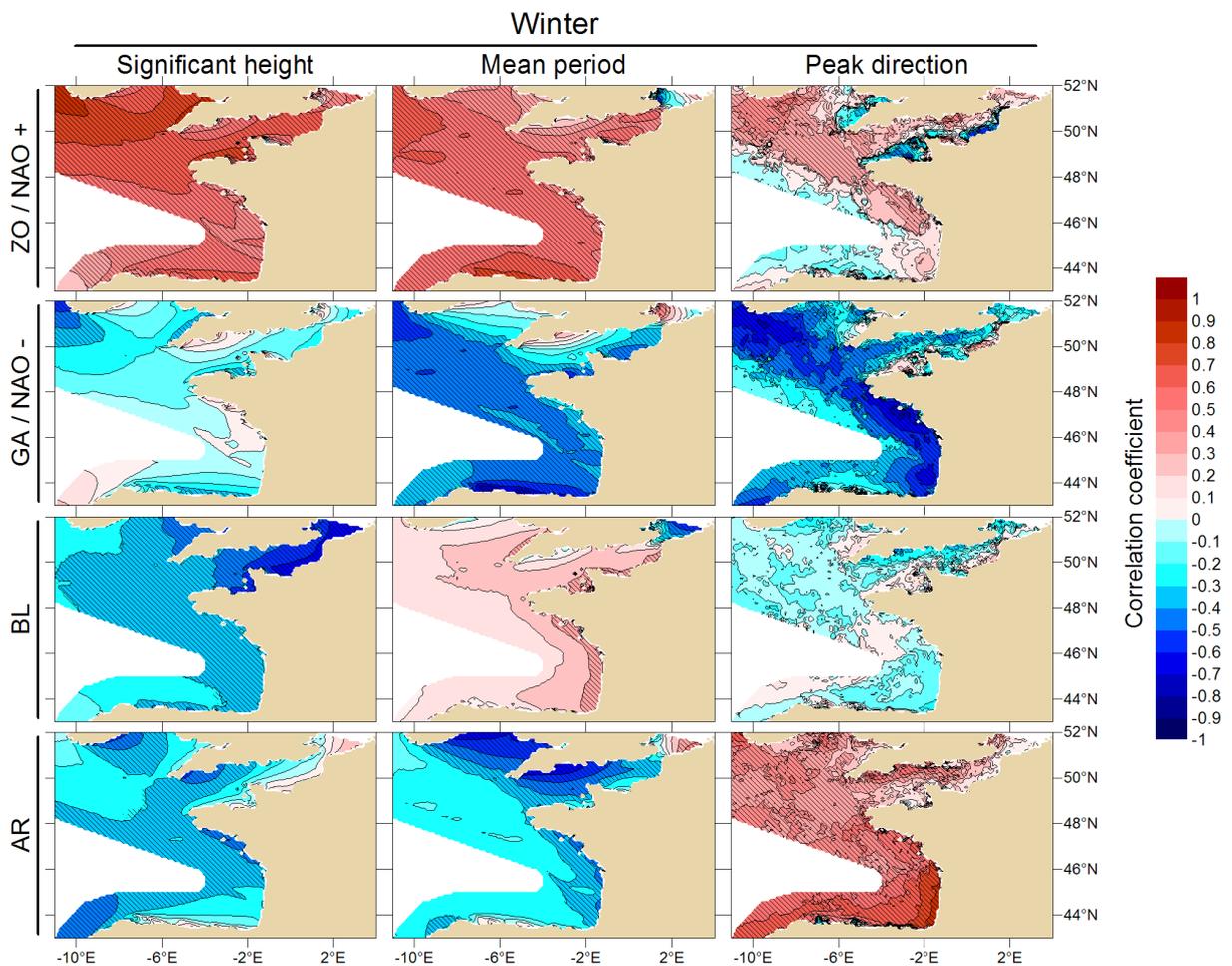


FIGURE 3.9 – Cartes des corrélations entre l'occurrence des régimes de temps de l'Atlantique Nord et les anomalies de hauteur, période et direction des vagues dans le Golfe de Gascogne en hiver. Les zones hachurées indiquent un coefficient de corrélation significatif à plus de 95%.

En été, le régime de temps ZO/NAO+ n'est pas aussi dominant qu'en hiver (figure 3.10). Les anomalies de hauteur de vague sont fortement corrélées à l'occurrence des régimes GA/NAO- ($R = 0.4$ à 0.6) et AR ($R = -0.5$ à -0.7). Les corrélations entre les anomalies de hauteur et

l'occurrence des régimes ZO/NAO- ($R = 0.2$ à 0.4) et BL ($R = -0.3$ à -0.4) sont plus faibles qu'avec les deux autres régimes. Concernant les anomalies de période de vague, elles sont corrélées uniquement avec l'occurrence du régime ZO/NAO+ ($R = 0.3$ à 0.5). Les anomalies de direction de vague sont, quant à elles, corrélées à l'occurrence des régimes GA/NAO- et AR, avec des coefficients de corrélation, respectivement, négatifs ($R = -0.4$ à -0.5) et positifs ($R = 0.4$ à 0.5). On peut noter que ces relations entre direction et régimes sont similaires en été et en hiver.

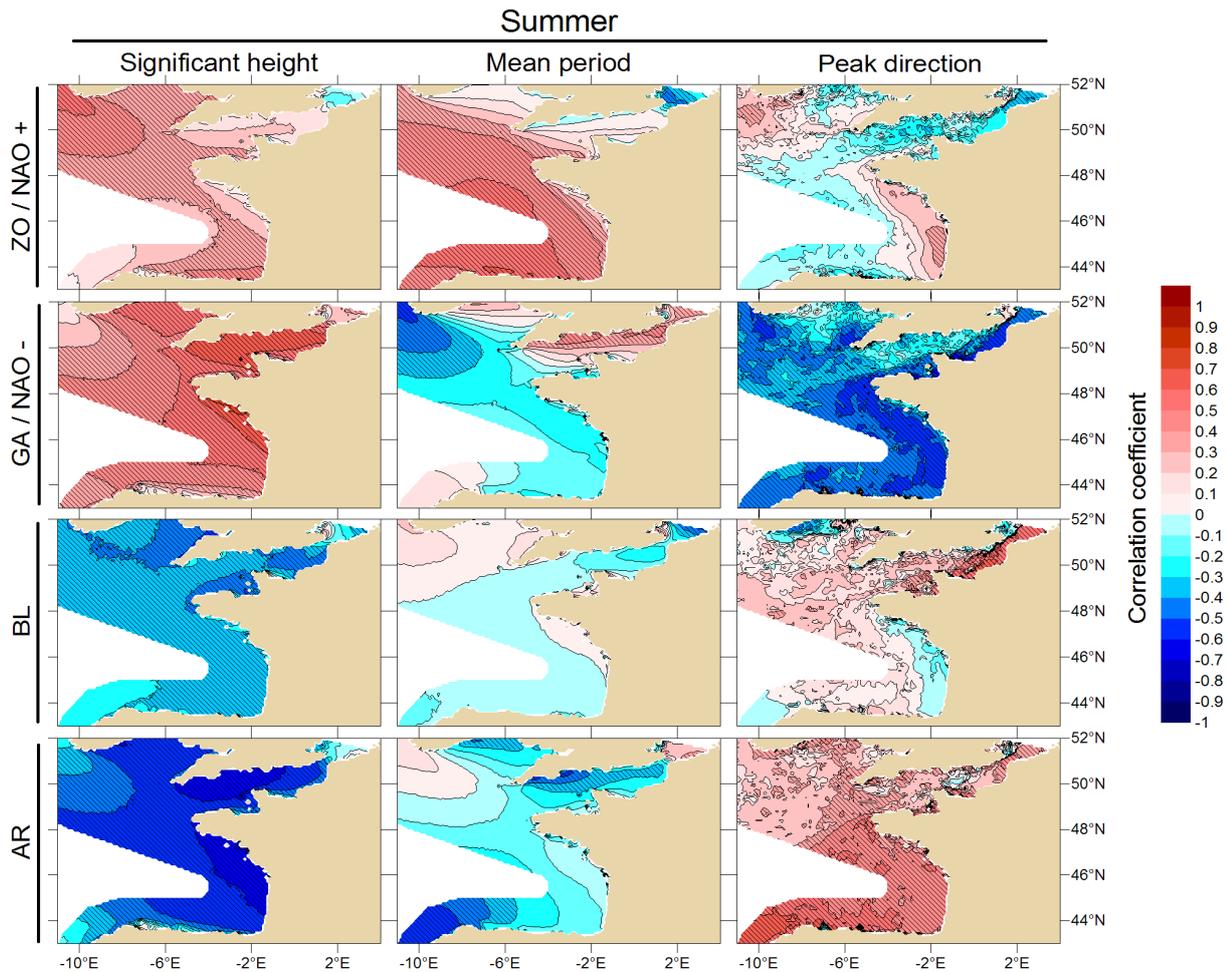


FIGURE 3.10 – Cartes des corrélations entre l'occurrence des régimes de temps de l'Atlantique Nord et les anomalies de hauteur, période et direction des vagues dans le Golfe de Gascogne en été. Les zones hachurées indiquent un coefficient de corrélation significatif à plus de 95%.

La figure 3.11 synthétise les résultats obtenus pour l'hiver et l'été.

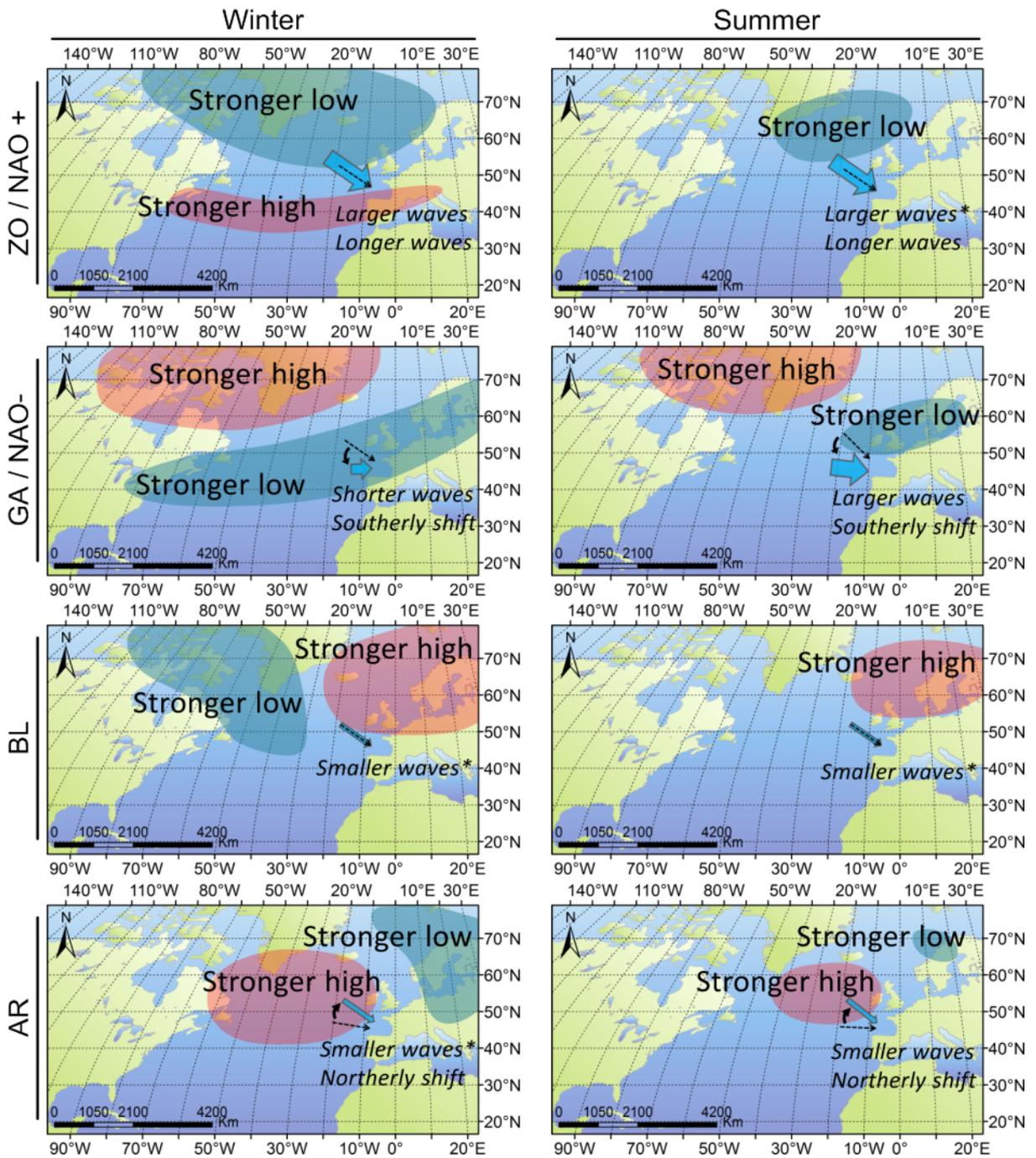


FIGURE 3.11 – Cartes des anomalies de hauteurs de géopotential à 500 hPa pour chaque régime de temps de l’Atlantique Nord et changements de vagues associés dans le Golfe de Gascogne, d’après notre étude. La flèche pointillée indique la direction moyenne des vagues pendant la saison spécifiée et la position de la flèche bleue indique les changements de direction de vague (pas à l’échelle), son épaisseur indique les changements de hauteur et sa longueur, les changements de période. (*) : les coefficients de corrélations entre le régime de temps et le changement indiqué sont relativement faibles, bien que significatifs.

3.2.4 Interprétation

Chaque régime de temps correspond à un mode préférentiel de la circulation atmosphérique dans l'Atlantique Nord qui induit des vents de surface différents. Pour mieux comprendre l'impact de chaque régime de temps sur les vagues locales dans le Golfe de Gascogne, nous nous référons aux composites d'anomalies de vent à 10 m d'ERA-40 calculées par Cassou et al. (2011) (hiver étendu, décembre à mars, figure 3.13) et par Guemas et al. (2010) (été, juin à août, figure 3.14) pour chaque régime de temps. Ces cartes de composites indiquent les anomalies de vent de surface par rapport aux moyennes saisonnières, celles-ci étant données dans la figure 3.12.

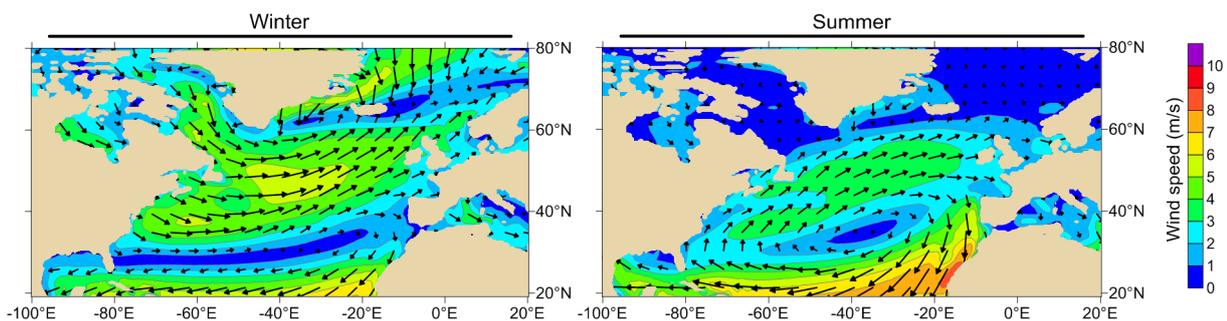


FIGURE 3.12 – Moyennes saisonnières du vent à 10 m issu de la réanalyse ERA-40 sur la période 1958-2001.

Nous discutons dans un premier temps des corrélations obtenues avec les régimes ZO/NAO+ et GA/NAO-, ceux-ci pouvant être rapprochés du phénomène de l'oscillation Nord-Atlantique (notamment décrit par le mode de téléconnexion NAO), et donc du travail réalisé par Charles et al. (2012b). Nous soulignons notamment l'apport de la description des anomalies liées au phénomène de l'oscillation Nord-Atlantique par deux régimes distincts plutôt que par un seul mode. Nous interprétons dans un second temps les corrélations obtenues avec les deux régimes de temps BL et AR.

Le lien entre l'occurrence des régimes de temps ZO/NAO+ et GA/NAO- et les anomalies de vagues peut être rapproché avec celui précédemment établi entre l'indice du mode de téléconnexion NAO et les anomalies de vagues. Tout comme l'indice NAO, les régimes ZO/NAO+ et GA/NAO- sont des marqueurs de la force et de l'orientation des vents d'Ouest qui traversent le bassin atlantique nord.

Le régime ZO/NAO+ est lié à une intensification des vents d'Ouest dans le bassin atlantique nord. En hiver et en été, des hauteurs et périodes de vague plus grandes que la moyenne sont liées à une forte occurrence du régime ZO/NAO+. On peut donc relier cette anomalie positive de l'énergie des vagues (fortes hauteurs et périodes) à l'intensification des vents d'Ouest observée en régime ZO/NAO+. Le décalage des rails des tempêtes vers le Nord, lié au régime ZO/NAO+

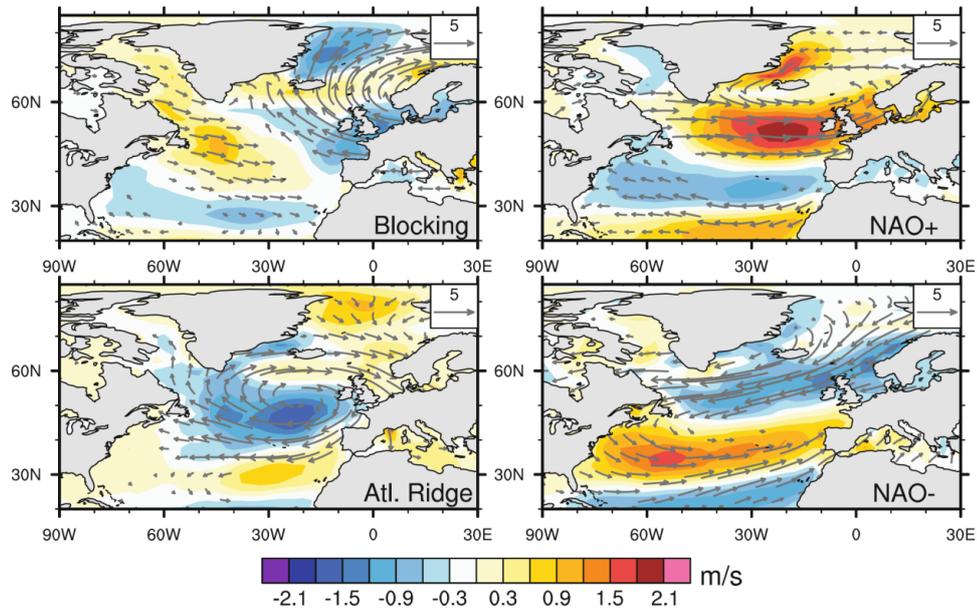


FIGURE 3.13 – Composites des anomalies hivernales du vent à 10 m d’ERA-40 (vecteur) et de son module (contours, intervalles de 0.15 m s^{-1}) pour chaque régime de temps. Extrait de Cassou et al. (2011).

ne semble pas avoir d’influence sur les directions de vague.

Le régime GA/NAO- est lié à une diminution des vitesses des vents de l’Atlantique Nord. Cependant, la corrélation entre les anomalies des conditions de vagues dans le Golfe de Gascogne et son occurrence diffère selon la saison. En hiver, une forte occurrence du régime GA/NAO- est liée à une diminution des périodes de vague, alors qu’en été, elle est liée à une augmentation des hauteurs de vague. Sur la carte de composite des anomalies de vent d’été pour le régime de temps GA/NAO- (figure 3.14, Guemas et al. (2010)), on note qu’entre les latitudes 35 et 45°N , les vents du Nord s’intensifient et s’étendent jusqu’au Golfe de Gascogne. En hiver, la carte de composite des anomalies de vents pour le régime GA/NAO- n’indique aucun changement significatif dans le Golfe de Gascogne (figure 3.13, Cassou et al. (2011)). La différence notable de corrélation entre hiver et été pourrait donc être reliée à cette influence différente du régime GA/NAO- sur le vent régional selon la saison. Concernant les anomalies de directions, elles sont fortement corrélées, en hiver comme en été, à l’occurrence du régime GA/NAO-. Ce décalage vers le Sud des directions de vague dans le Golfe de Gascogne pourrait s’expliquer par le décalage des rails de tempêtes vers le Sud associé au régime de temps GA/NAO- (en miroir avec le décalage vers le Nord pendant le régime de temps ZO/NAO+). Cependant, il est difficile d’interpréter l’absence de corrélation positive entre les directions de vague dans le Golfe de Gascogne et le régime ZO/NAO+, dont la structure des anomalies est très proche de celle du régime GA/NAO-.

La décomposition en régimes de temps permet de mieux comprendre l’impact de l’oscillation

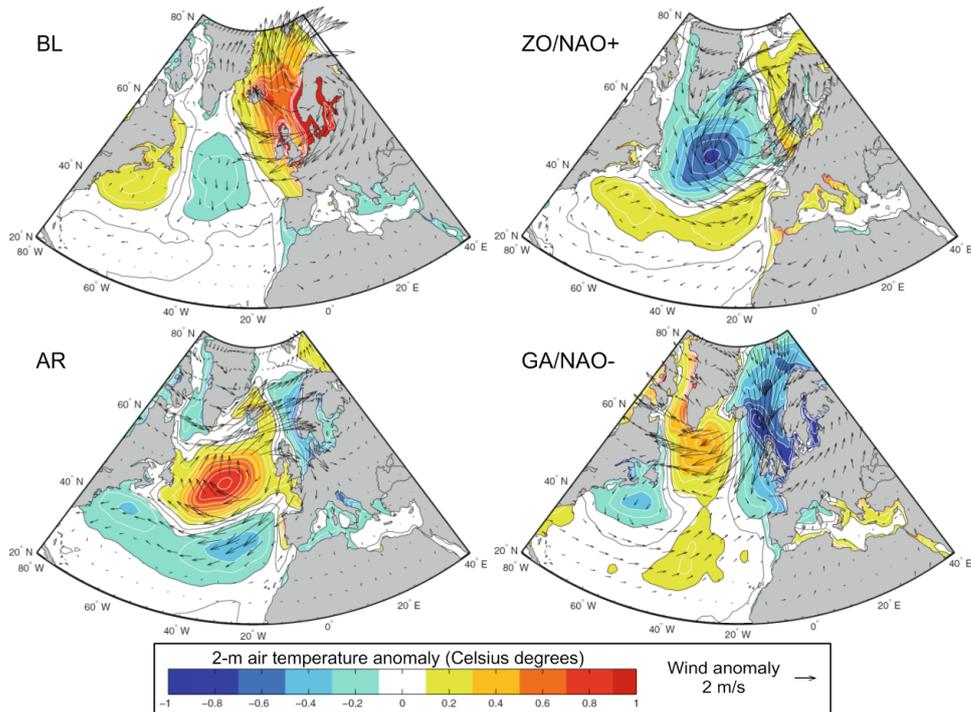


FIGURE 3.14 – Composites des anomalies estivales de température de l’air à 2 m (contours) et de vent à 10 m (vecteurs) d’ERA-40 pour chaque régime de temps. Extrait de Guemas et al. (2010).

Nord-Atlantique sur les conditions de vagues en été. En effet, dans Charles et al. (2012b), on a identifié que l’indice NAO, regroupant les phases positive et négative du phénomène de l’oscillation Nord-Atlantique, est fortement anti-corrélé aux anomalies de hauteur de vague en été. La décomposition en deux régimes ZO/NAO+ et GA/NAO- permet de mettre en lumière que la corrélation négative entre indice NAO et anomalies de hauteur de vague estivale provient d’une forte relation des hauteurs avec le régime GA/NAO- qui l’emporte sur la relation, plus faible, des hauteurs avec le régime ZO/NAO+. L’analyse par régimes de temps permet également de mieux décrire la relation entre le phénomène de l’oscillation Nord-Atlantique et les directions de vague dans le Golfe de Gascogne. Charles et al. (2012b) ont mis en évidence une forte corrélation positive entre les anomalies de direction de vague et l’indice NAO. Dans l’analyse par régimes de temps, on remarque que les directions de vague sont fortement corrélées (négativement) avec le régime GA/NAO- et qu’elles ne sont pas corrélées avec le régime ZO/NAO+.

Les anomalies de conditions de vagues présentent également des corrélations plus ou moins fortes avec régimes de temps BL et AR. Des éléments d’interprétation de ces corrélations sont détaillés ci-après.

En été et en hiver, le régime BL est associé à une cellule de blocage s’étendant au-dessus de l’Europe et réduisant les vents dominants d’Ouest entrant en Europe. Ainsi, les vents d’Est

dominant la région à l'Ouest de l'Europe. La diminution des hauteurs de vague corrélée à une forte occurrence du régime BL pourrait donc être liée à la situation de blocage et de diminution des vents dans l'Atlantique Nord-Est.

Le régime AR est associé à une forte anomalie de circulation cyclonique située au centre du bassin atlantique nord. D'après les cartes de Guemas et al. (2010) et Cassou et al. (2011) (figures 3.14 et 3.13), cela correspond à une réduction des vents d'Ouest dans la partie centrale de l'Atlantique Nord, et à un renforcement des vents d'Ouest à la latitude $60^{\circ}N$. Les vents du Nord sont renforcés en Mer du Nord et les vents du Sud sont renforcés en mer du Labrador. La diminution des vitesses de vent dans le centre du bassin atlantique nord semble être à l'origine de la corrélation du régime de temps AR avec la diminution des hauteurs de vague. La rotation horaire des directions de vague pourrait être lié à l'action combinée du renforcement des vents d'Ouest au niveau de la latitude $60^{\circ}N$ et de leur réduction entre les latitudes 40 et $55^{\circ}N$.

3.2.5 Conclusion et perspectives

La classification en régimes de temps apporte une simplification intéressante de la circulation atmosphérique de l'Atlantique Nord. Cette description est centrée sur le bassin atlantique nord et permet de représenter l'ensemble de la circulation atmosphérique en quatre modes préférentiels. Nous avons montré que les anomalies des conditions de vagues dans le Golfe de Gascogne sont fortement corrélées à l'occurrence des régimes de temps. L'analyse par régime de temps permet de mieux caractériser le lien avec la NAO, en distinguant les phases positive et négative. Chaque régime de temps est représentatif d'une situation atmosphérique particulière de l'Atlantique Nord, à laquelle sont associées des anomalies de vent de surface. L'étude des anomalies de vent et de vagues permet de mieux comprendre l'influence de chaque régime de temps sur les conditions de vagues locales.

Les hauteurs, périodes et directions de vague présentent une corrélation forte avec au moins l'un des quatre régimes de temps. En hiver, les régimes de temps ZO/NAO+ et GA/NAO- sont les plus influents, tandis qu'en été, ce sont ces deux régimes ainsi que le régime AR qui sont les plus influents. Il sera intéressant, dans le cadre d'une étude future, d'évaluer les possibilités de régionalisation statistique en utilisant l'occurrence des régimes de temps comme prédicteur pour projeter les conditions de vagues pour différents scénarios futurs.

Synthèse

Problématique

Connaître l'évolution du climat de vagues dans le Golfe de Gascogne sur la période 1958-2001 en termes de tendance multi-décennale et de variabilité inter-annuelle. Nous nous intéressons notamment au lien entre les conditions locales de vagues et la circulation atmosphérique grande échelle.

Méthode

Les champs de vagues analysés sont ceux modélisés dans le Golfe de Gascogne avec le modèle WW3, à partir des champs de vent de la réanalyse ERA-40. Les séries temporelles de hauteur, période et direction de vague sont examinées afin de déterminer les tendances sur les dernières décennies. La variabilité inter-annuelle des conditions de vagues est mise en relation avec des structures climatiques simplifiant la circulation atmosphérique globale, comme les modes de téléconnexion et les régimes de temps. Une étude plus approfondie des corrélations entre indices climatiques et conditions de vagues locales est réalisée avec des diagrammes bivariés de corrélation.

Résultats principaux

Parmi les tendances identifiées sur les dernières décennies, on note une augmentation significative des hauteurs de vague en été sur la période 1970-2001 (0.54 cm an^{-1} à la bouée Gascogne). Cette augmentation est plus ou moins en accord avec les études existantes qui montrent soit une augmentation régulière des hauteurs de vague dans cette zone, soit des changements non significatifs. L'analyse des périodes et des directions de vague met en évidence un décalage anti-horaire en automne (entre -0.37 et $-0.47^\circ \text{ an}^{-1}$ de 1974 à 2001 à la bouée Gascogne) et horaire au printemps ($0.3^\circ \text{ an}^{-1}$ de 1958 à 2001 à la bouée Gascogne) des directions des vagues extrêmes.

La première analyse des corrélations entre indices des modes de téléconnexion et climat de vagues local met en évidence une forte corrélation ($R > 0.5$) avec les indices de la NAO et de l'EA. Ce résultat est consistant avec ceux des études existantes. Une augmentation de l'indice NAO induit l'augmentation des hauteurs et périodes de vague en hiver et la diminution des hauteurs de vague en été. Pour les deux saisons, une forte corrélation est établie entre un décalage horaire des directions de vague et l'indice NAO. Tout au long de l'année, et plus particulièrement en hiver, l'augmentation des hauteurs et périodes et le décalage anti-horaire des directions de vague dans le Golfe de Gascogne sont fortement corrélés à l'augmentation de l'indice EA.

L'utilisation de diagrammes bivariés de corrélation au niveau de la bouée Gascogne permet de mieux caractériser le type de vagues impactées. Ainsi, un fort indice NAO induit une augmentation de l'occurrence des plus hautes vagues et une diminution de l'occurrence des petites vagues, tandis qu'en été, il induit une augmentation de l'occurrence des houles et une diminution de l'occurrence des vagues intermédiaires. Un fort indice EA induit une augmentation de l'occurrence des plus hautes vagues (incluant les vagues intermédiaires, houles et tempêtes) et une diminution de l'occurrence des vagues plus petites que 3 m.

L'exploration des liens avec les régimes de temps donne des corrélations fortes, apporte de nouveaux éléments d'interprétation et ouvre la voie à la régionalisation statistique des vagues.

Chapitre 4

Analyse des scénarios de vagues futurs [2061-2100]

Introduction

L'analyse de la variabilité des vagues passées a mis en lumière un lien entre le climat de vagues local et la circulation atmosphérique globale. Or le réchauffement climatique est susceptible de modifier la circulation générale et donc le climat de vagues local.

La résolution spatiale des projections globales de vagues ne permet pas d'identifier avec suffisamment de précision les changements dans le Golfe de Gascogne. Des projections régionales ont mis en évidence une augmentation des hauteurs de vague en Mer du Nord. Mais aucune étude régionale n'est disponible pour le Golfe de Gascogne. Ce chapitre a donc pour objectif d'étudier les changements potentiels des conditions de vagues locales dans le Golfe de Gascogne et le long de la côte aquitaine avec un modèle adapté.

4.1 Impact du changement climatique sur le climat de vagues futur

L'étude de l'impact des changements climatiques sur le climat de vagues futur fait l'objet d'un article publié dans le journal *Ocean Dynamics* (Charles et al., 2012a). Cette section présente cet article.

4.1.1 Résumé

La connaissance de l'évolution du climat de vagues hauturier et côtier à l'horizon 2100 est particulièrement importante pour les activités humaines dans une région telle que le Golfe de Gascogne et la côte atlantique française. Une base de données des conditions de vagues à une haute résolution spatiale est construite par régionalisation dynamique pour trois scénarios futurs d'émissions de gaz à effet de serre. Les hauteurs, périodes et directions des vagues sont analysées à l'échelle régionale et plus en détail à la bouée Gascogne, située au large, et à la bouée Biscarrosse, le long de la côte aquitaine. Une baisse généralisée des hauteurs de vague est identifiée pour toutes les saisons, ainsi qu'une rotation horaire de l'ensemble des vagues en été et des houles en hiver. La relation entre les changements de conditions de vagues identifiés et l'évolution du vent de surface est examinée et permet de mettre en évidence une association complexe de processus à différentes échelles spatiales. Enfin, l'analyse du futur climat de vagues côtier souligne une continuité des changements des hauteurs et périodes de vague et une atténuation des changements de direction du large vers la côte. L'atténuation des changements de direction étant liée à la réfraction bathymétrique, elle touche davantage les ondes longues que les ondes courtes. La réduction des hauteurs de vague a également été montrée dans d'autres études régionales et pourrait impacter la dynamique côtière aquitaine en diminuant les flux de sédiment *longshore*.

4.1.2 Article

Climate change impact on waves in the Bay of Biscay, France

Elodie Charles · Déborah Idier · Pascale Delecluse · Michel Déqué · Gonéri Le Cozannet

Received: 22 December 2011 / Accepted: 2 March 2012 / Published online: 24 March 2012
© The Author(s) 2012. This article is published with open access at Springerlink.com

Abstract The knowledge of offshore and coastal wave climate evolution towards the end of the twenty-first century is particularly important for human activities in a region such as the Bay of Biscay and the French Atlantic coast. Using dynamical downscaling, a high spatial resolution dataset of wave conditions in the Bay of Biscay is built for three future greenhouse gases emission scenarios. Projected wave heights, periods and directions are analysed at regional scale and more thoroughly at two buoys positions, offshore and along the coast. A general decrease of wave heights is identified (up to -20 cm during summer within the Bay of Biscay), as well as a clockwise shift of summer waves and winter swell coming from direction. The relation between those changes and wind changes is investigated and highlights a complex association of processes at several spatial scales. For instance, the intensification and the northeastward shift of strong wind core in the North Atlantic Ocean explain the clockwise shift of winter swell directions. During summer, the decrease of the westerly winds in the Bay of Biscay explains the clockwise shift and the wave height decrease of

wind sea and intermediate waves. Finally, the analysis reveals that the offshore changes in the wave height and the wave period as well as the clockwise shift in the wave direction continue toward the coast. This wave height decrease result is consistent with other regional projections and would impact the coastal dynamics by reducing the longshore sediment flux.

Keywords Climate change · Wave climate · Dynamical downscaling · Bay of Biscay

1 Introduction

Within the context of climate change, one of the recurrent question is how this change could impact waves and thus wave-dominated coasts. As an example, the Bay of Biscay is bounded by the coast from Brittany (France) to Galicia (Spain). French Western coast and Spanish Northern coast are both characterized by intense human activity: sea transport, fishing, coastal shipping, ports, seaside resorts, touristic sandy beaches and surfing areas. Since the Bay of Biscay is largely open to the ocean, its wave climate is characterized by swells and storms generated by strong winds in the North Atlantic Ocean. A change in these wave conditions could modify the coastal morphology (e.g. Thiébot et al. 2011) and impact the human activity.

In the context of global warming, significant climate changes at the oceanic basin scale could modify the wave climate. General circulation models (GCM) indeed project atmospheric changes such as a poleward shift of storm tracks (Yin 2005) or a decrease of the total number and intensity of cyclones in the Northern Hemisphere (Catto et al. 2011). These changes can

Responsible Editor: Eric Deleersnijder

E. Charles (✉) · D. Idier · G. Le Cozannet
BRGM, 3 Avenue Guillemin, 45060 Orléans Cedex 2,
France
e-mail: elodie.charles29@gmail.com

P. Delecluse
CNRM, Météo France, 73 Avenue de Paris,
94165 Saint-Mandé Cedex, France

M. Déqué
CNRM/GAME, Météo-France, 42 Avenue Coriolis,
31057 Toulouse, France

then impact the resulting wave climate, in terms of wave height, period and direction. Concerning wave climate, the Fourth Assessment Report (Christensen et al. 2007) yet highlighted a lack of information on the potential changes in regional wave climate. The few available global projections of wave climate show consistent results in the North Atlantic Ocean, with an increase of wave height in the southwestern part and in the northeastern part and a decrease in the central part (Wang and Swail 2006; Caires et al. 2006; Mori et al. 2010). However, the spatial extent, the significance and the amplitude of those changes largely depend on the season and greenhouse gases (GHG) emission scenario and on the model itself.

Focusing on the Bay of Biscay, the spatial resolution of these projections at global (Wang and Swail 2006; Caires et al. 2006; Mori et al. 2010) and at Atlantic Ocean basin scale (The WASA Group 1998; Wang et al. 2004; Leake et al. 2007) is insufficient (finest is 0.625° by 0.833°) to extract values inside the 4° by 4° area of the Bay of Biscay and along the coast. Some regional projections focusing on areas close to the Bay of Biscay were carried out at a higher spatial resolution. Debernard and Røed (2008) focus on Northern Seas and provide some results within the Bay of Biscay at a spatial resolution of 0.5° . Zacharioudaki et al. (2011) focus on the west-European shelf seas and provide some results west of the Bay of Biscay (the eastern boundary of Zacharioudaki et al. (2011) simulation domains is 2.8° W) at a spatial resolution of 0.2° . These regional projections indicate either no significant change or a decrease of wave heights in the Bay of Biscay, depending on the season. However, either the spatial coverage or the spatial resolution of these regional projections are still insufficient to assess the changes along the coast. Moreover, none of the referred studies investigates the changes of wave climate in terms of wave period and wave direction, variables which are required to study the impact of waves on the coastal area.

Thus, the aim of this study is to assess the global warming impact on wave climate within the Bay of Biscay, by investigating wave height, period, direction and wave type changes. Moreover, this study addresses the issue of the relation between those wave changes and wind changes.

The paper is organised as follows: Section 2 describes the method and datasets. Main results are presented in Section 3 both focused on regional and local changes. The wave climate changes are interpreted regarding the wind climate changes in Section 4. Section 5 extends the analysis of wave climate evolution towards the coast. Discussion and conclusion are presented, respectively, in Sections 6 and 7.

2 Method and datasets

Dynamical downscaling technique can provide wave fields at a high spatial resolution. Used successfully over other areas to investigate the impact of climate change on waves (e.g. Leake et al. 2007; Grabemann and Weisse 2008; Hemer et al. 2012), we apply this technique for the Bay of Biscay. Waves are simulated for three GHG emission scenarios—SRES A2, A1B and B1—on the period 2061–2100 and for a control scenario REF, corresponding to the observed GHG emissions on the period 1961–2000.

The Fig. 1 illustrates the main steps of the wave field production. Wind fields used to force a wave model and to produce the present and future wave fields are issued from the ARPEGE-Climat atmospheric GCM (Gibelin and Déqué 2003). The simulated wave fields are then corrected to remediate systematic biases induced by GCMs. This correction is constructed using the wave dataset BoBWA-10kH, representative of the present wave climate, which has been validated against in situ measurements of wave parameters (Charles et al. 2012). This dataset was modelled using the same dynamical downscaling system, forced by the ERA-40

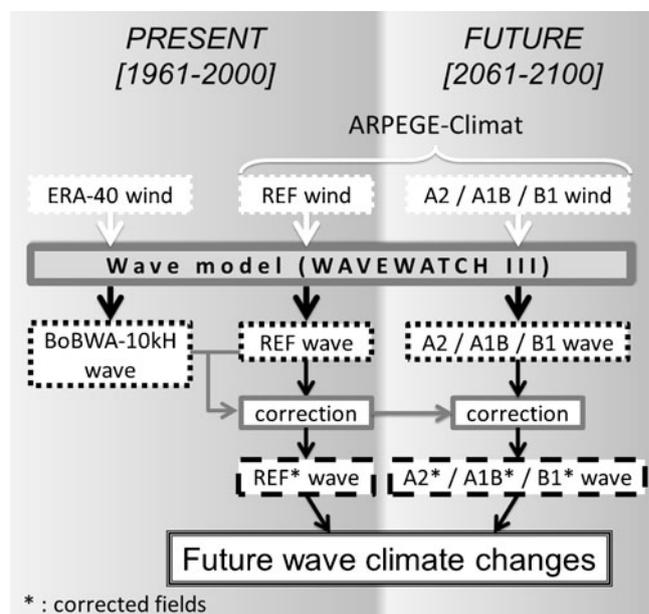


Fig. 1 Illustration of the main steps and datasets of the wave field production. Wave model is forced by 10-m wind fields of the ERA-40 reanalysis and of the simulations of ARPEGE-Climat (present control scenario REF and three future scenarios A2, A1B and B1) to simulate five wave datasets. A correction is built, based on BoBWA-10kH and REF wave fields during the period 1961–2000. This correction is then applied to REF, A2, A1B and B1 wave datasets to produce corrected wave datasets, called REF*, A2*, A1B* and B1*. Corrected wave datasets are used to investigate future wave climate change

reanalysis wind fields (Uppala et al. 2005). The correction is then applied to the four wave datasets generated by ARPEGE-Climat wind fields.

2.1 Wave dynamical downscaling

Projection of wave climate at regional scale is performed using the wave downscaling system developed in Charles et al. (2012). Waves are generated and propagated using the version 3.14 of the WAVEWATCH III wave model (WW3) (Tolman 2009) and the TEST441 source terms parameterization, described in Ardhuin et al. (2010). The wave model is implemented on two nested domains: the North Atlantic Ocean (spatial resolution of 0.5°) and the Bay of Biscay (spatial resolution of 0.1°) (Fig. 2).

Calibration and validation of the wave downscaling system forced by the ERA-40 reanalysis wind fields (Uppala et al. 2005) are described in Charles et al. (2012). The ERA-40 wind speed is underestimated and calibration consisted in increasing the wind speed to improve the modelled wave fields. Compared to eight buoy measurements along the Atlantic coast, the simulated wave fields are well reproduced in the Bay of Biscay area. Wave heights are particularly close to measurements, with a squared correlation coefficient ranging from 0.76 to 0.94, a root mean square error smaller than 39 cm and a bias ranging from −10 to 10 cm. However, the comparison also highlighted weakness to reproduce the wind sea directions and a systematic positive bias in mean wave period (from −0.17 to 1.27 s).

2.2 Forcing data

To simulate future wave conditions, the wave model is forced by the wind fields issued from the simulations of ARPEGE-Climat v4.6 atmospheric GCM (Gibelin and Déqué 2003). It provides wind fields for four different scenarios. The first one, REF, corresponds to observed radiative forcing (GHG emissions, aerosols) for the period 1950–2000. The three others are forced by the SRES A2 (high emission), A1B (mid-range emission) and B1 (low emission) scenarios for the period 2001–2100. Wind fields are available on a variable horizontal grid, with higher resolution over France (spatial resolution over the North Atlantic Ocean ranges from 60 to 80 km), every 6 h. For this study, wind fields are extracted for the present period 1961–2000 (REF) and future period 2061–2100 (A2, A1B and B1) and are interpolated on the two domain grids of the wave model.

2.3 Correction of simulated wave fields

GCMs exhibit systematic errors, inducing biases that propagate on wave fields. The direct comparison of past and future wave fields, modelled by the same model chain and hypothesis, gives information on changes amplitude. However, we cannot rely on the mean absolute values, and the amplitude of certain types of waves can be under- or over-estimated. It is thus relevant to correct this bias before using wave field in impact models. Existing studies of regional wave projections analyse directly the simulated waves (e.g. Leake et al. 2007; Grabemann and Weisse 2008; Lionello et al. 2008) or

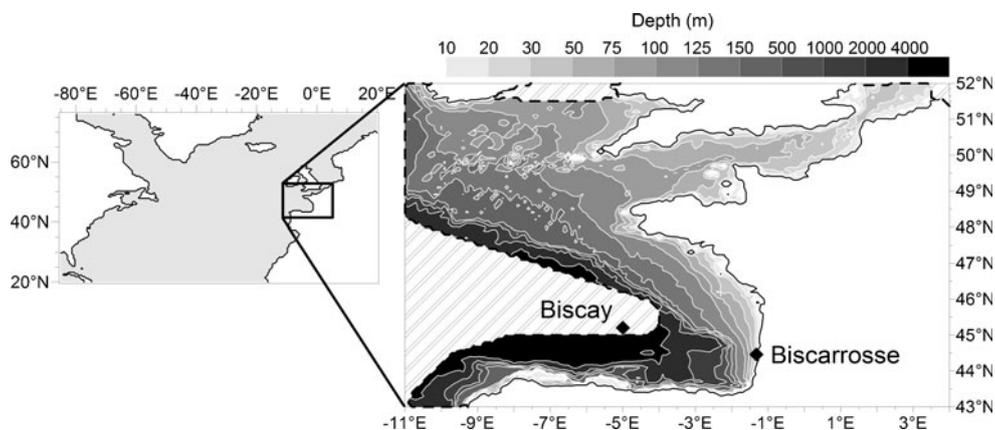


Fig. 2 Model domains used for the simulations with WW3 wave model: *left* North Atlantic Ocean domain (spatial resolution 0.5°) and *right* Bay of Biscay regional domain (spatial resolution 0.1°). *Hatched areas* (water depths larger than 4,000 m) are

excluded from the second domain. The *diamonds* indicate the position of the Biscay and the Biscarrosse buoys. The Biscay buoy is located in the North Atlantic computational domain

apply a correction on the wind forcing issued from the GCM (Wang et al. 2010; Hemer et al. 2012), or on the simulated wave fields (Andrade et al. 2007). Correcting the wind or wave fields implies a strong hypothesis on the GCM: We assume that the statistical properties of the GCM systematic errors are stationary, which is not demonstrated in the context of climate change and is itself a topic of research.

It is chosen to carry out the bias corrections on the simulated wave fields. Correcting the wave conditions instead of wind fields prevents from modifying the atmospheric circulation patterns: The atmospheric physics is preserved. Different methods of bias correction exist, such as correcting the bias of the mean value (e.g. Wang et al. 2010), but this does not take into account the distribution of wave conditions. The quantile–quantile correction, applied for different hydrological impact studies (e.g. Déqué 2007; Reichle and Koster 2004; Wood et al. 2002), corrects the probability density function of the simulated variable, quantile by quantile, adjusted to observations distribution.

This quantile–quantile correction is carried out independently on the wave height, period and direction. Considering that the model errors can depend on the season and location, the correction is built for each season and for each grid point. The wave dataset BoBWA-10kH developed and validated in Charles et al. (2012) stands as observations. It was computed with the same

wave model, forced by the ERA-40 wind fields, and will be called hereafter OBS.

Firstly, the correction C is built from the N quantiles of the variable X of REF and OBS datasets:

$$C_q = X_q^{\text{OBS}} - X_q^{\text{REF}}, \quad q = 1, N \tag{1}$$

Significant wave height and mean wave period are corrected on the percentiles (0.01 to 0.99 quantiles). To better correct the sides of the distribution, the 0.005 and 0.995 quantiles are added, resulting in 101 quantiles. Concerning the mean wave direction, the time series of directions for a point and a season are first rotated to be centered on the predominant direction, and then the correction is performed on the per milles (0.001 to 0.999 quantiles) and on the 0.0005 and 0.9995 quantiles (1001 quantiles). When the same direction is obtained for consecutive quantiles, the correction is averaged for these quantiles. Mean wave directions issued from the grid are given with 1° precision and present high density around the predominant direction (as illustrated in Fig. 3c, at the Biscay buoy, 70 % of the winter waves are coming from the west northwest octant). Increasing the quantiles number allows to better define the intervals in which the direction increments and then to prevent from getting gaps in the corrected distribution.

Secondly, the correction is applied to the time series of the variable X issued from the REF, A2, A1B and B1 datasets:

$$\begin{aligned} X^*(t) &= X(t) - C_1 \quad \forall X(t) < X_1^{\text{REF}} \\ X^*(t) &= X(t) - C_q \quad \forall X(t) \in [X_{q-1}^{\text{REF}}; X_q^{\text{REF}}[, \quad q = 2, N - 1 \\ X^*(t) &= X(t) - C_N \quad \forall X(t) \geq X_N^{\text{REF}} \end{aligned} \tag{2}$$

This quantile–quantile technique modifies the probability density function of the REF wave conditions so that it superimposes on the OBS probability density function. For instance, Fig. 3 compares the histograms

of each corrected variable at the Biscay buoy during winter. Without correction, the occurrence of wave heights larger than 6 m is underestimated as well as the occurrence of mean wave periods larger than 12 s,

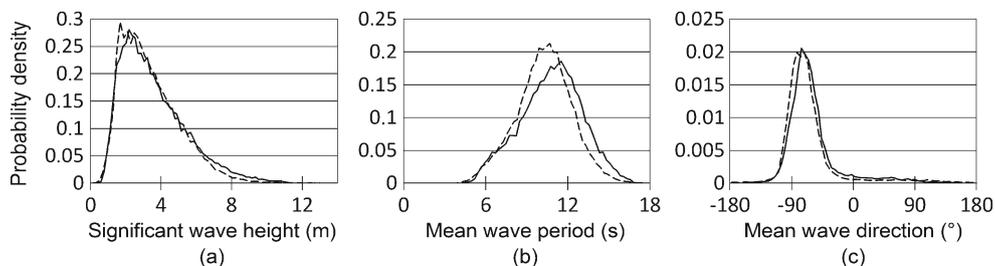


Fig. 3 Probability density functions of **a** significant wave height, **b** mean wave period and **c** mean wave direction at the Biscay buoy during winter 1961–2000 for the OBS dataset (plain line)

and the raw REF dataset (dotted line). Once corrected, the REF cumulative distribution functions superimpose on the OBS ones

and the mean wave directions ranging from -100° to 0° are slightly anti-clockwise shifted. Those differences between REF and OBS wave field distributions are corrected by this quantile–quantile technique.

3 Results

In this section, we analyse corrected wave fields, and the REF, A2, A1B and B1 wave datasets will refer to the corrected wave fields. Three potential future scenarios of wave climate are investigated, with a more thorough analysis for the higher emission A2 scenario. Using the higher emission scenario is useful to amplify the differences with present climate and may not be the most unrealistic.

To quantify the future changes, differences between the present (1961–2000) and the future (2061–2100) corrected wave conditions are computed for each meteorological season—winter (December, January, February), spring (March, April, May), summer (June, July, August) and autumn (September, October, November). Wave climate changes are firstly assessed at regional scale, in the Bay of Biscay, and secondly at local scale, at the location of the offshore Biscay buoy, in the central part of the Bay of Biscay at 4,500 m depth (Fig. 2).

3.1 Regional changes

Figure 4 shows the seasonal mean wave conditions for the present REF scenario (1961–2000) and its differences with the future A2 scenario (2061–2100). Wave direction is the direction from which waves come measured clockwise from north.

A general significant decrease of wave heights is noticeable for all seasons within the Bay of Biscay. Modest changes occur during winter. Indeed, in the Bay of Biscay, wave heights (with a seasonal mean ranging from 2 to 3.5 m) present a significant decrease ranging from -5 to -15 cm while mean wave periods and directions remain rather stable. During autumn and spring, wave heights (seasonal mean ranging from 1.5 to 2.5 m) exhibit a significant decrease ranging from -10 to -20 cm, mean wave periods slightly decrease during spring (up to -0.3 s) while mean wave directions are stable. Main changes occur during summer: wave heights, with a seasonal mean ranging from 1 to 1.5 m, present a significant decrease ranging from -10 to -20 cm. During summer, mean wave periods slightly decrease (-0.5 s) and mean wave directions present a strong northerly shift ranging from 3 to 10° . This is beyond the model resolution, which is 15° . However, these changes should be noteworthy. The direction dataset is not precise, but because we use long time series, it appears to be accurate enough to capture

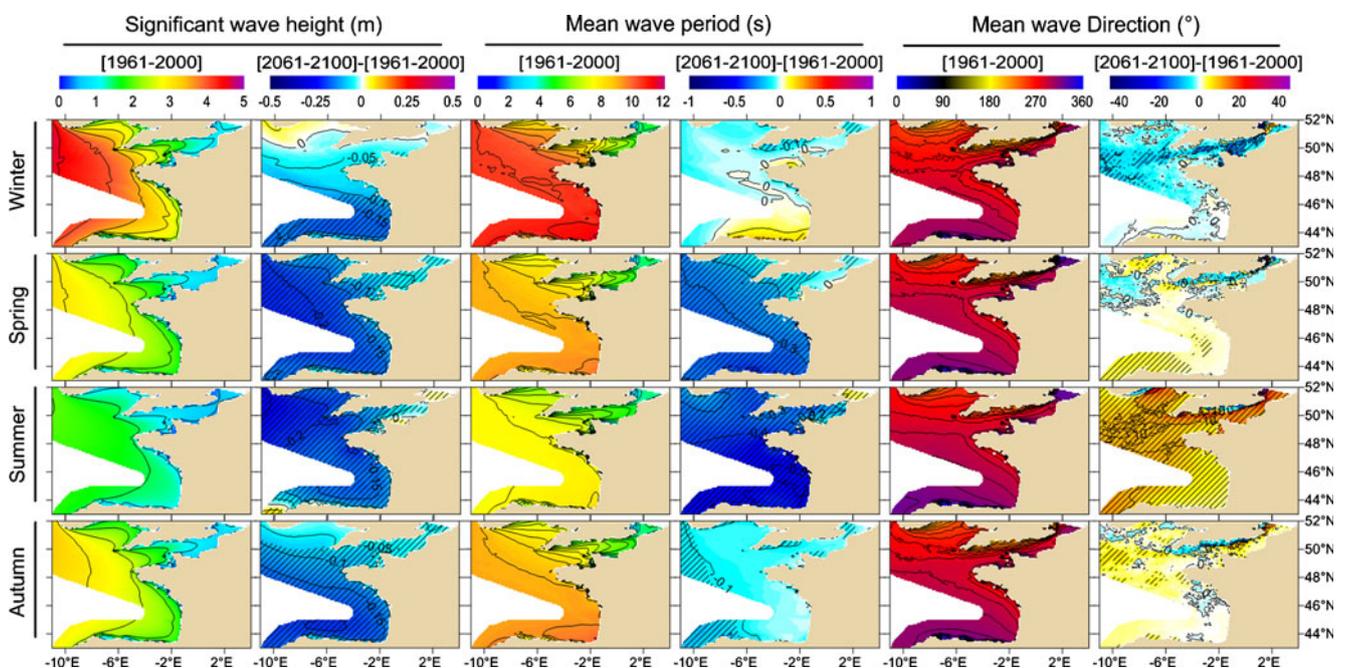


Fig. 4 Maps of corrected seasonal significant wave height, mean wave period and mean wave direction for the present scenario REF (respectively, *first, third and fifth columns*) and differences between the future scenario A2 (2061–2100) and the present

scenario REF (1961–2000) (respectively, *second, fourth and sixth columns*). *Hatching* indicates changes significant at more than 95 %

slight changes in directions (that will be related to wind changes in Section 4).

Changes for the lower emission scenarios A1B and B1, as well as changes for extreme waves (higher than the 95th percentile) are detailed in Table 1. Displayed values correspond to the spatial average of wave conditions inside the Bay of Biscay, eastward 4° W. The extreme waves (higher than the 95th percentile) tend to exhibit the same sign and amplitude of changes as the mean waves. However, the summer 95th percentile of wave heights exhibits a strong decrease of about –20.6 % for the A2 scenario that is twice the mean wave height decrease. The major changes found for the A2 scenario are generally also found for the two other scenarios, but with a smaller amplitude for the A1B scenario and even smaller amplitude for the B1 scenario. This result shows that the differences between present and future wave climate are larger when the GHG emissions increase. During winter, B1 scenario projected changes (wave height increase) differ from the two other scenarios. This projected increase in the Bay of Biscay can be explained by smaller changes of atmospheric conditions within the North Atlantic Basin. The above results are obtained analysing the corrected waves. It is worthwhile to notice that changes were also calculated for uncorrected waves (not shown here) and gave very similar results, with a larger clockwise shift of summer wave directions (+7° for A2 mean summer waves, to be compared with the 5.1° of Table 1).

3.2 Local changes

To better assess which type of wave is impacted and how it is impacted by climate change, we focus on

the offshore Biscay buoy, located at 5° W, 45.201° N at 4,500 m depth (Fig. 2). Bivariate diagrams of wave densities (distribution of wave heights against periods and of wave heights against directions) are investigated for each season. To calculate wave densities, bivariate diagrams are divided into cells of 1 m, 1.25 s and 18°, respectively, for significant wave heights, mean periods and mean directions. The changes between the future scenario A2 and present climate scenario REF are assessed by subtracting the present climate bivariate diagram of density from the future one. Only significant changes are considered (changes significant at more than 95 % according to Student's *T* test, when comparing the cell mean occurrence changes with the interannual variations of the cell future occurrence).

To better determine the wave characteristics changes, steepness and energy flux are calculated, using the same formulations as those used by Charles et al. (2012). The median values of the REF annual dataset energy flux and steepness are calculated (respectively, 19 kW m⁻¹ and 1/58 at the Biscay buoy) and plotted on bivariate diagrams, as well as the Pierson–Moskovitz steepness ($\epsilon = 1/19.7$ is the theoretical steepness of fully developed wind sea). The median energy flux splits the wave dataset into a half of most energetic waves on the right and a half of less energetic waves on the left (Fig. 5). Steepness is used in this section to distinguish swell from wind sea. Swell usually presents a smaller steepness than wind sea. At the Biscay buoy, we assume that approximately 50 % of the waves presenting the smallest steepness are swell (Butel et al. 2002; Le Cozannet et al. 2010). Waves above the median steepness on Fig. 5 are then considered as swell. These swell propagated across the

Table 1 Wave condition changes averaged on an area in the Bay of Biscay (eastward 4° W)

For each season, the first line indicates the mean wave conditions (mean and 95th percentile of wave height) for the present scenario REF (1961–2000). The three following lines give the difference between the wave conditions (mean and 95th percentile of wave height) of the present REF (1961–2000) and of each future scenario (2061–2100) relative to the present scenario

		Significant height		Mean period		Mean direction	
		Mean	H95th	Mean	H95th	Mean (deg)	H95th (deg)
Winter	REF	2.8 m	6.5 m	10.8 s	12.4 s	287	280
	B1	1.3 %	2.8 %	2.6 %	2.4 %	–0.9	–0.3
	A1B	–4.4 %	–3.5 %	1.2 %	1.8 %	0.3	0.1
	A2	–4.7 %	–0.9 %	0.4 %	2.1 %	–0.5	–0.7
Spring	REF	1.9 m	4.9 m	9.2 s	11.2 s	293	280
	B1	–1.1 %	–2.3 %	–1.0 %	1.5 %	–0.2	0.5
	A1B	–4.3 %	–5.7 %	–1.7 %	–0.6 %	0.6	1.5
	A2	–7.6 %	–7.1 %	–3.3 %	–1.2 %	1.2	0.4
Summer	REF	1.3 m	2.8 m	7.7 s	8.9 s	296	285
	B1	–4.3 %	–8.1 %	–2.9 %	0.2 %	3.7	2.9
	A1B	–9.7 %	–20.1 %	–6.8 %	–3.1 %	6.1	7.5
	A2	–11.4 %	–20.6 %	–6.4 %	–5.1 %	5.1	7.4
Autumn	REF	2.0 m	5.0 m	9.3 s	11.4 s	292	281
	B1	–3.6 %	–1.2 %	–1.0 %	0.0 %	1.7	0
	A1B	–8.5 %	–6.0 %	–0.7 %	–0.9 %	1.8	0.5
	A2	–7.7 %	–8.7 %	–0.3 %	0.3 %	0.3	0.7

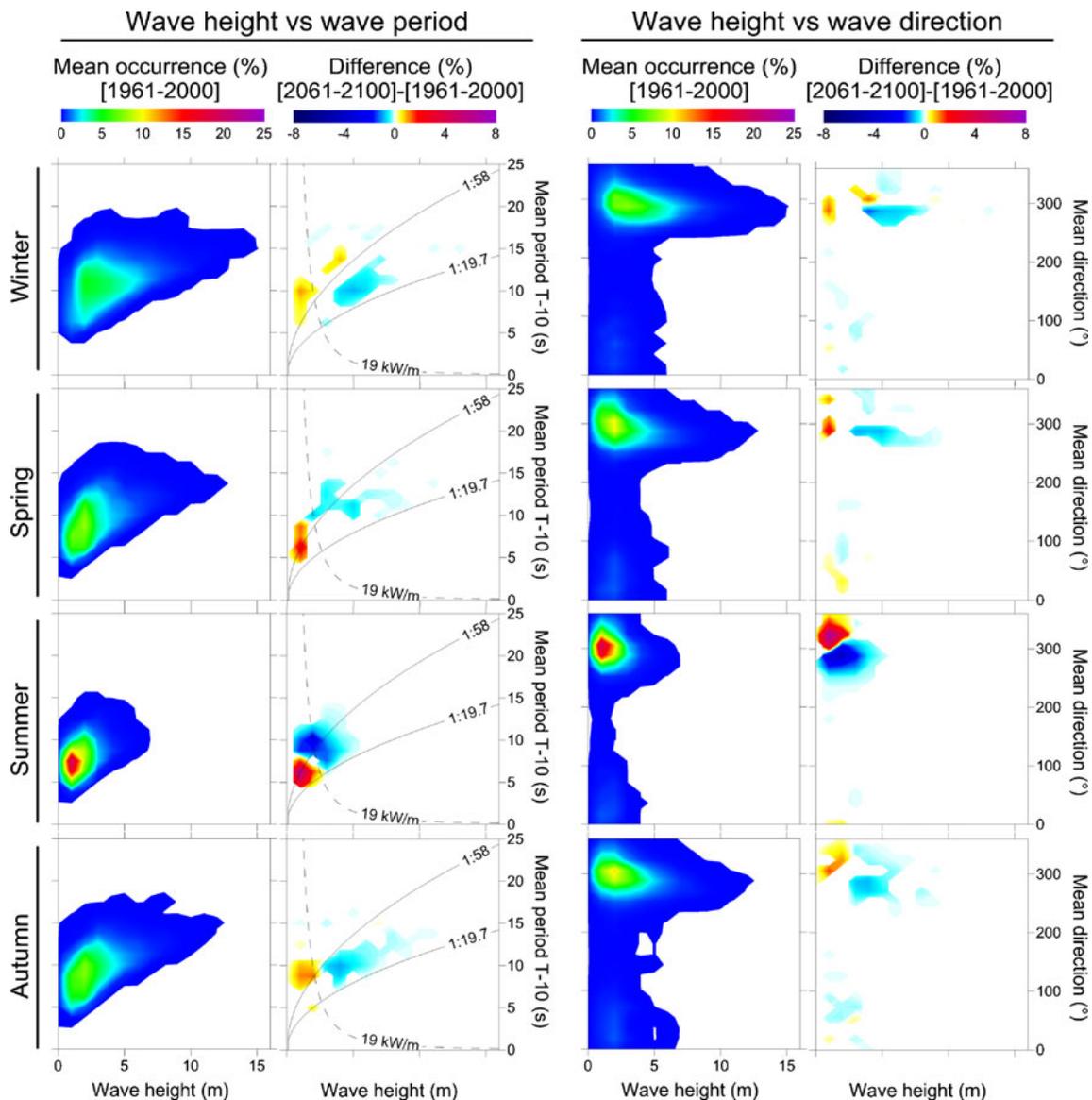


Fig. 5 Bivariate diagrams of corrected wave conditions at the offshore Biscay buoy (4,500 m depth) for the present REF scenario (1961–2000) and bivariate diagrams of changes between wave conditions of the future A2 scenario (2061–2100) and the present REF scenario (1961–2000). Only changes significant at

more than 95 % (Student’s *T* test) are plotted. *Plain lines* indicate the median and the Pierson–Moskovitz steepness, and *dotted line* indicates the median energy flux, calculated from the REF dataset

eastern part of the Atlantic basin, accounting for their attenuated patterns (small height for large period). Wind sea steepness is close to the Pierson–Moskovitz steepness (waves are around the 1/19.7 steepness on Fig. 5). Intermediate waves are generated in areas closer than swell and further than wind sea generation areas and then present an intermediate steepness (waves are between median and Pierson–Moskovitz steepnesses in Fig. 5).

The bivariate diagrams shown in Fig. 5 illustrate the REF scenario (1961–2000) and its difference with the future A2 scenario (2061–2100) at the Biscay buoy.

Concerning the changes between present and future climate, the wave density patterns are particularly impacted during summer. A decrease of energetic waves (large wave height and period) occurs while non-energetic waves are increasing. Concerning wave directions, the small waves coming from the north-northwest (from 300° to 360°) occur more frequently as larger waves coming from the west (from 250° to 310°) occur less frequently during the A2 scenario than during the present climate. These changes lead to a decrease of wave energy and a northerly shift of wave direction during summer.

During winter, the occurrence of swell increases while the occurrence of intermediate waves decreases. One can notice that large waves (higher than 2.5 m) coming from 260° to 300° are more frequent while those coming from 300° to 330° are less frequent. Waves larger than 2.5 m present a slight northerly shift, which was not noticeable at regional scale.

During spring and autumn, the changes are less pronounced than during summer, but the pattern is the same. The occurrence of small non-energetic waves increases while the occurrence of large energetic waves decreases.

4 Analysis of wave climate changes regarding wind field changes

The above wave changes in the Bay of Biscay are related to wind changes in the North Atlantic Ocean and in the Bay of Biscay. This section aims to better understand which wind changes lead to which wave changes. We focus on winter and summer changes between REF and A2 scenarios, as wave changes are quite different and highlight different mechanisms. Thus, the interpretation of changes is done first during winter and second during summer. Moreover, we must notice that the correction performed on simulated waves implies that they are not directly linked to the wind fields used to force the wave model. Therefore, we investigate here the relation between uncorrected waves and wind.

4.1 Method: relating waves to wind generation areas

Wave bivariate diagrams highlight different changes depending on the wave type (swell, intermediate waves and wind sea). Moreover, each type of wave can be related to different wind generation areas, more or less distant from the point of observation.

Therefore, the first step of this analysis is to extract each type of wave from the wave time series. For each season, the analysed type of waves (swell, wind sea or intermediate waves) is extracted from the uncorrected wave time series at the Biscay buoy. There are different methods to distinguish swell from wind sea, such as wave steepness, used in Section 3, or wave age, used in several wave climate studies (Hanley et al. 2010; Semedo et al. 2011). In this section, we compare uncorrected waves to uncorrected wind, so it is consistent to use wave age criterion, which considers local wind speed and direction. The wave age criterion allows to

determine if the local wind is generating and increasing local waves or not. More precisely, we use a selection criterion based on the inverse wave age, with associated wave types defined as:

$$A^{-1} = \frac{U_{10} \cos(\theta_{\text{wave}} - \theta_{\text{wind}})}{C_p} \quad \text{with } C_p = \frac{gT_p}{2\pi} \quad (3)$$

$$\text{Swell: } A^{-1} < 0.15$$

$$\text{Intermediate waves: } 0.83 < A^{-1} < 0.15$$

$$\text{Wind sea: } A^{-1} > 0.83$$

Inverse wave age depends on the local wind speed U_{10} and direction θ_{wind} and is an index of the wind speed compared to the wave peak phase speed C_p .

According to the swell wave age criterion, swell corresponds to counterswells ($A^{-1} < 0$, difference between swell and wind directions larger than 90°) and waves propagating at a phase speed C_p higher than 6.7 times the wind speed. Wind sea wave age criterion selects waves propagating with a maximum angle of 90° around the wind direction and at a phase speed smaller than 1.2 times the wind speed. The intermediate waves are selected as the remaining waves which neither are swell nor wind sea.

Wind sea is generated by local wind. Intermediate waves and swell are generated, respectively, within the Bay of Biscay and its neighbourhood and in the North Atlantic Ocean. To characterize more precisely in which areas of the Bay of Biscay and North Atlantic, intermediate waves and swell are generated, we use the wave direction information. We assume that swell and, to a certain extent, intermediate waves propagate straightforward along the shortest path between the generation area and the point of observation (e.g. Gjevik et al. 1988). The shortest path between two points on the globe follows a great circle (circle intersecting the Earth center). Each wave direction at the Biscay buoy is then associated to a single path. Figure 7 shows great circles presenting different angles when intersecting the Biscay buoy (red lines). Great circle label indicates the direction of swell that propagated along the circle when arriving at the Biscay buoy (the direction is not constant along a great circle).

Therefore, the second step of this analysis is to classify waves at the Biscay buoy into 16 direction bins. Those direction bins are called hereafter by the initials of the cardinal and ordinal directions (for instance NNE for north-northeast, corresponding to 22.5° direction).

4.2 Winter wave changes and their relation with wind changes

During winter, as shown in Section 3.2, main identified wave changes concern intermediate waves and swell (Fig. 5). Therefore, winter intermediate waves and swell are extracted and classified (Fig. 6) following the above method, and their relation with regional and basin-scale wind changes (Fig. 7) is investigated.

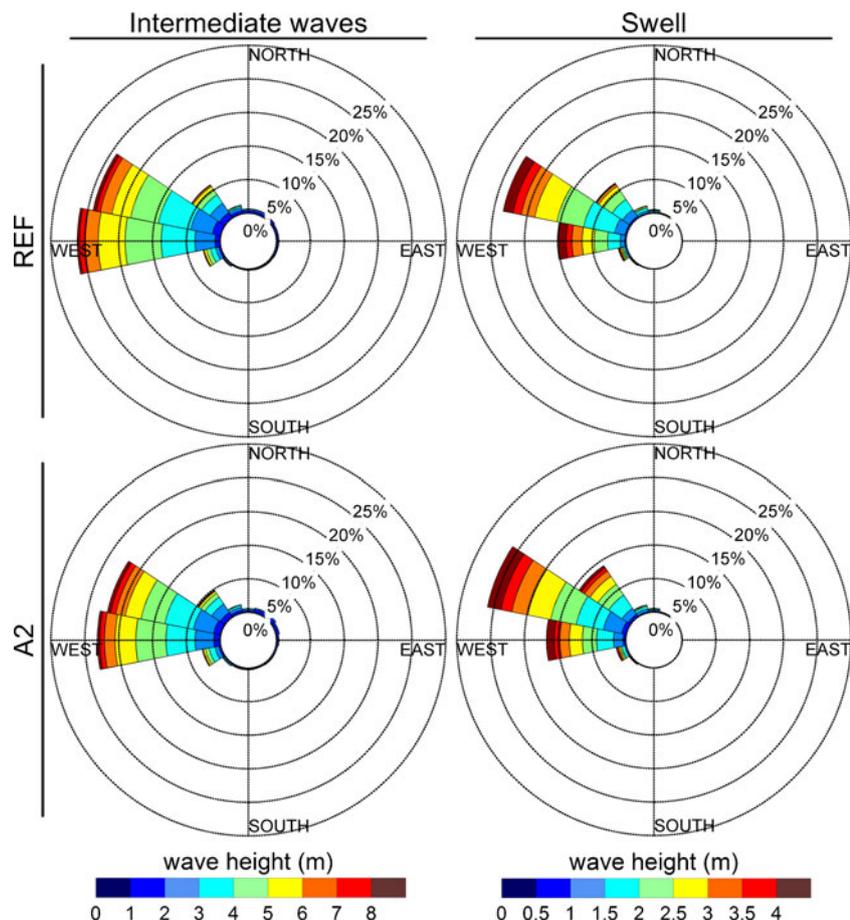
Nearly half of the winter waves are intermediate waves (54 % for the REF scenario and 49 % for A2 scenario). More than 70 % of those intermediate waves are coming from the W and WNW direction bins. Comparison of REF and A2 wave roses highlights no significant changes in wave height or direction distribution, except a general decrease of occurrence. This decrease was also underlined for corrected waves in Fig. 5.

Winter wind within the Bay of Biscay and its neighbourhood is blowing from the southwest direction (Fig. 7). The large fetch in the western part of the Bay of Biscay and the predominant wind direction induce that

intermediate waves are mainly propagating from the west in the Bay of Biscay. Comparison of REF and A2 scenario regional wind (Fig. 7) shows a significant decrease of wind speed in the Bay of Biscay, south of 46° (-0.7 m s^{-1} at the Biscay buoy and up to -0.9 m s^{-1}). Therefore, the projected decrease of the intermediate wave occurrence at the Biscay buoy (from 54 % for REF scenario to 49 % for A2 scenario) could be related to winter regional wind that would be less efficient at generating waves in future A2 scenario.

Concerning swell, about 40 % of waves at the Biscay buoy are classified as swell. Ninety percent of swell is shared between the W, WNW and NW direction bins, with 48 % coming from the WNW direction (Fig. 6). Comparison of REF and A2 distributions first highlights a general increase of swell occurrence (respectively, 39 % and 46 % of REF and A2 uncorrected winter waves). Although swell occurrence increases in each direction bin, one can notice that there are changes in the distribution of wave height. The occurrence of small swell (wave height smaller than 2 m)

Fig. 6 Directional distribution of winter intermediate waves (*left*) and swell (*right*) at the Biscay buoy for the present REF climate (1961–2000) and future A2 scenario (2061–2100). Colours indicate wave height distribution in each direction bin. Percentages are given for the whole winter dataset



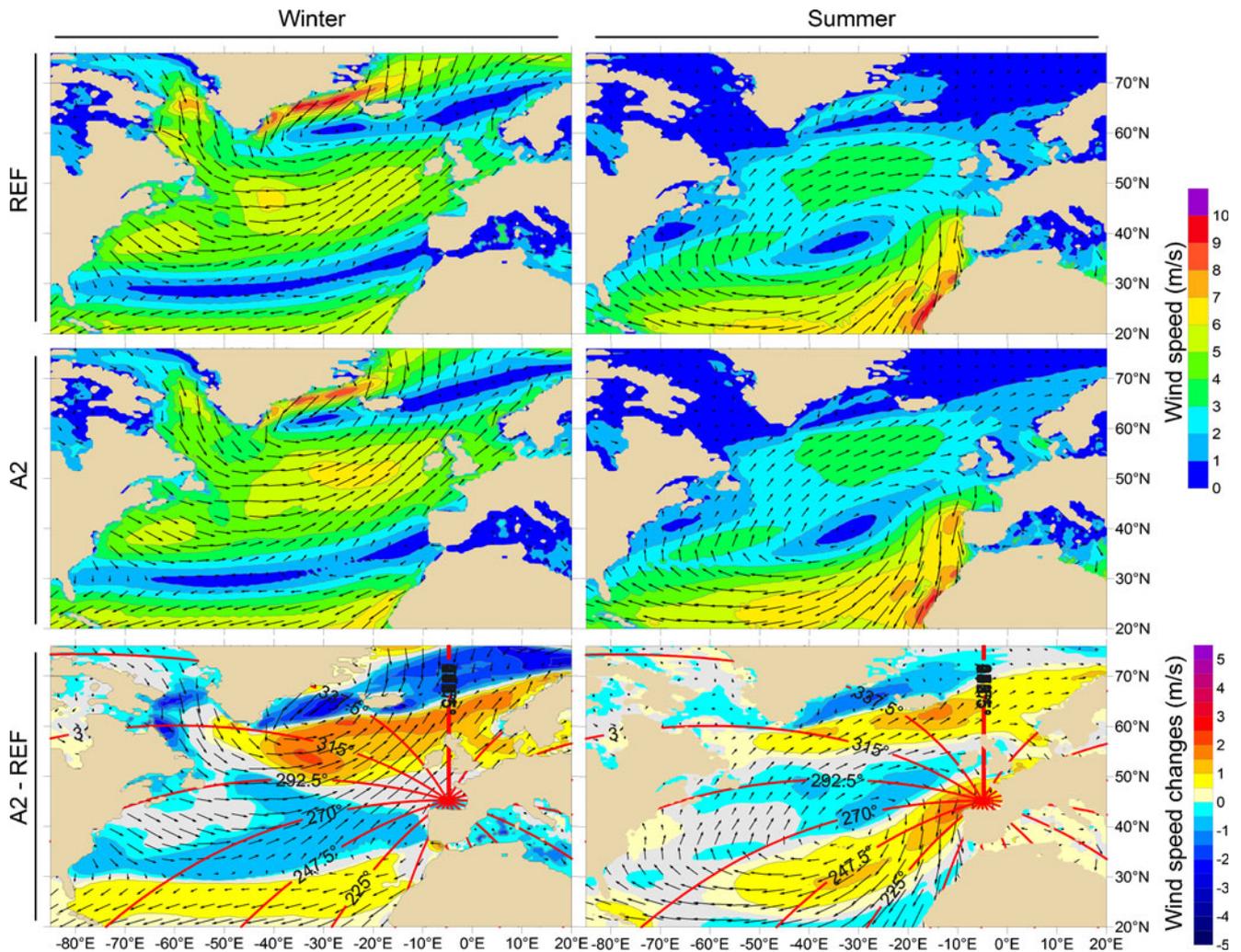


Fig. 7 Winter (left) and summer (right) mean wind fields over the North Atlantic Ocean for the present climate (1961–2000) and the future A2 scenario (2061–2100), issued from ARPEGE-Climat simulations. Last row is the difference between present and future (grey areas indicate wind speed changes not significant

at 95 %). Arrows give the wind mean direction and are scaled with wind speed (last row arrows are future A2 scenario wind conditions). Great circles intersecting the Biscay buoy are indicated by red lines and the corresponding wave direction at the Biscay buoy by black labels

coming from the W direction increases and the occurrence of large swell (wave height larger than 2.5 m) coming from the NW direction increases (Fig. 6). These results were also highlighted by the bivariate diagram of corrected waves at the Biscay buoy (Fig. 5).

Figure 7 shows winter mean wind fields and changes over the North Atlantic Ocean for the REF and A2 scenarios. First, one can notice that stronger winds are located in the central part of the North Atlantic Ocean, between 40° N and 60° N. This is consistent with the swell W, WNW and NW predominant direction bins. Corresponding swell trajectories (270°, 292.5° and 315° great circles) indeed cross strong wind areas, without encountering land. Concerning projected wind changes,

the strong wind core in the central North Atlantic shifts northeastward and intensifies for the A2 scenario (Fig. 7). This shift results in a significant increase of wind speeds north of 50° N and a significant decrease between 30° N and 50° N.

The increase of large swell occurrence coming from the NW direction bin would then be due to the increase of wind speed along the 315° great circle. The increase of small swell occurrence coming from the W direction would be induced by two processes: the decrease of wind speed along the corresponding great circles and the decrease of local wind speed in the Bay of Biscay. Moreover, the general increase of swell occurrence can be partly related to the local wind speed decrease in

the Bay of Biscay: Wind is less efficient at generating waves locally, and non-energetic swell systems become predominant in the wave spectrum.

In conclusion, the projected clockwise shift of large swell directions in the Bay of Biscay can be related to the northeastward shift of strong winds in the North Atlantic Ocean. The decrease of intermediate wave and increase of swell occurrences can be related to the decrease of wind speed in the Bay of Biscay towards the end of the twenty-first century.

4.3 Summer wave changes and their relation with wind changes

During summer, wind sea, intermediate waves and swell exhibit significant changes between REF and A2 scenarios at the Biscay buoy (Fig. 5). Therefore, the three types of wave are investigated regarding their relation with local-, regional- and basin-scale wind changes. Firstly, we investigate more thoroughly the wind sea changes at the Biscay buoy and associated local wind changes (Figs. 8 and 9). Secondly, we investigate intermediate wave changes in the Bay of Biscay and associated regional wind changes (Figs. 8 and 10). We finally give some elements to better understand

the link between swell and wind changes in the North Atlantic.

Summer wind sea occurrence remains constant between REF and A2 scenarios (respectively, 5.4 and 5.2 %). Comparison of present REF and future A2 wave roses highlights that occurrence and wave height of wind sea coming from the W direction bin are decreasing while they are increasing for wind sea coming from the N and NNE direction bins (Fig. 8). In Section 3, using corrected bivariate diagrams (Fig. 5), we also found that small waves coming from the North were more frequent and large waves coming from the west were less frequent in the future A2 scenario. However, no significant changes were exhibited for waves coming from the northeastern and southeastern quarters.

To relate wind sea changes to wind changes, wind speed and direction distributions at the Biscay buoy are shown on wind roses with 16 direction bins (Fig. 9) for present REF and future A2 scenarios. During present climate, local wind comes from two main sectors: west and northeast. Wind coming from W, WNW and WSW direction bins (about 23 % of occurrence) exhibits the largest wind speeds while wind coming from NE, NNE and ENE direction bins exhibits the largest occurrence (about 40 % of occurrence).

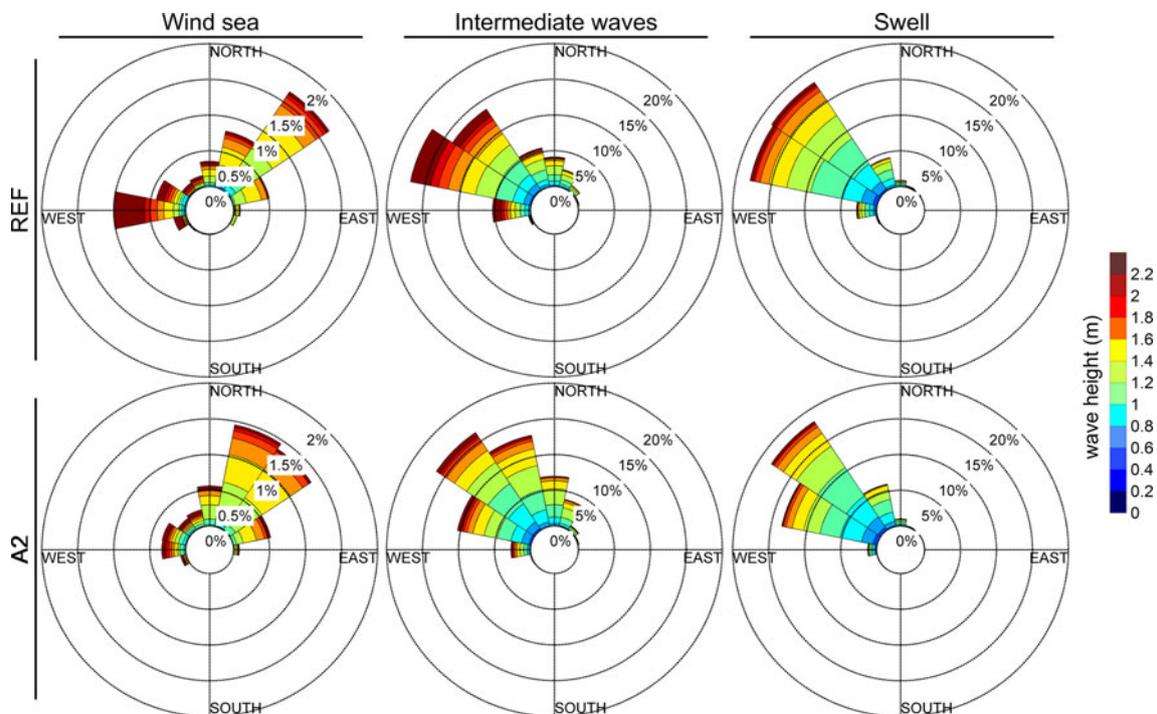


Fig. 8 Directional distribution of summer wind sea (left), intermediate waves (middle) and swell (right) at the Biscay buoy for the present REF climate (1961–2000) and future A2 scenario

(2061–2100). Colours indicate wave height distribution in each direction bin. Percentages are given for the whole summer dataset

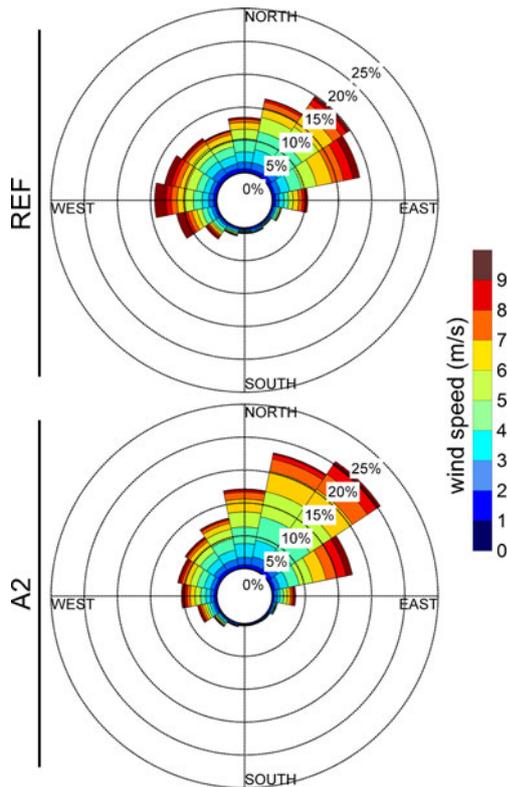


Fig. 9 Directional distribution of summer wind at the Biscay buoy for the present REF climate (1961–2000) and future A2 scenario (2061–2100). Colours indicate wind speed distribution in each direction bin

For future A2 climate, wind coming from West considerably decreases in terms of occurrence (W, WNW and WSW wind occurrence is about 14 %) and intensity, while NE wind occurrence increases (NE, NNE and ENE wind reach 51 %). Extreme winds are less frequent in future A2 climate (4 % of wind speeds higher than 9 m s^{-1}) than during present REF climate (7 % of wind speeds higher than 9 m s^{-1}). Wind is more efficient at generating waves as the wind direction is more stabilized in A2 than in REF scenario (the resulting vector presents a larger magnitude). However, the wind energy slightly decreases (summer root mean square wind speed at the Biscay buoy equals 5.7 m s^{-1} during REF scenario and 5.5 m s^{-1} during A2 scenario).

The decrease of wind sea height and occurrence in the W direction bin (Fig. 8) can thus be explained by the wind occurrence decrease in the W direction bin (Fig. 9) as well as the wind sea height and occurrence increase in the N and NNE direction bins can be related to the wind occurrence increase in the N and NNE direction bins. Moreover, the general decrease of wind sea heights and more particularly the decrease

of largest wave heights occurrence can be related to the decrease of extreme wind speed occurrence at the Biscay buoy and to the fetch reduction (wind blowing from NE direction in the Bay of Biscay will have a shorter fetch than wind blowing from W direction).

Regarding intermediate waves, their directional distribution (Fig. 8) indicates that they are largely coming from the NW quarter, with the largest waves coming from WNW direction bin. Intermediate wave roses exhibit an increase in wave occurrence between REF and A2 scenarios (respectively, 49 and 54 % of waves are intermediate waves). Comparing the present and future wave height and direction distributions, intermediate waves coming from the NNW, N and NNE direction bins are much more frequent, while waves coming from the W and WNW direction bins are less frequent and exhibit a significant wave height decrease. Intermediate waves coming from the NW direction bin are slightly more frequent, while their wave height decreases in the A2 scenario.

The investigation of related regional wind in the Bay of Biscay (Fig. 10) highlights an intensification of wind, with an increase of mean vector magnitude and a clockwise shift of vector direction.

The mean direction of winds that generate intermediate waves along the 270° and 292.5° great circles is clockwise shifted and present an angle larger than 90° with the great circle, which means that this wind is less successful in generating waves that can reach the Biscay buoy. This change of wind direction could explain the strong decrease of intermediate wave occurrence and wave height in the W and WNW direction bins. On the contrary, the clockwise shift of wind directions and the intensification of winds along the 0° , 337.5° and 22.5° great circles favor generation of waves that can reach the Biscay buoy. It may then explain the increase of intermediate wave occurrence in the N, NNW and NNE direction bins.

Summer swell (Fig. 8) exhibits two predominant directions, WNW and NW, which are clockwise shifted relative to winter swell directions. Summer swell wave height generally decreases, between REF and A2 scenarios. Concerning the direction distribution changes, one can notice that the occurrence of swell coming from the WNW and W direction bins decreases, while the occurrence of swell coming from the NNW direction bin slightly increases, resulting in a clockwise shift of swell direction. The occurrence of swell coming from the NW direction bin remains constant.

During summer, as well as during winter, the strong wind core in the central North Atlantic Ocean is shifted northeastward, resulting in an increase of wind

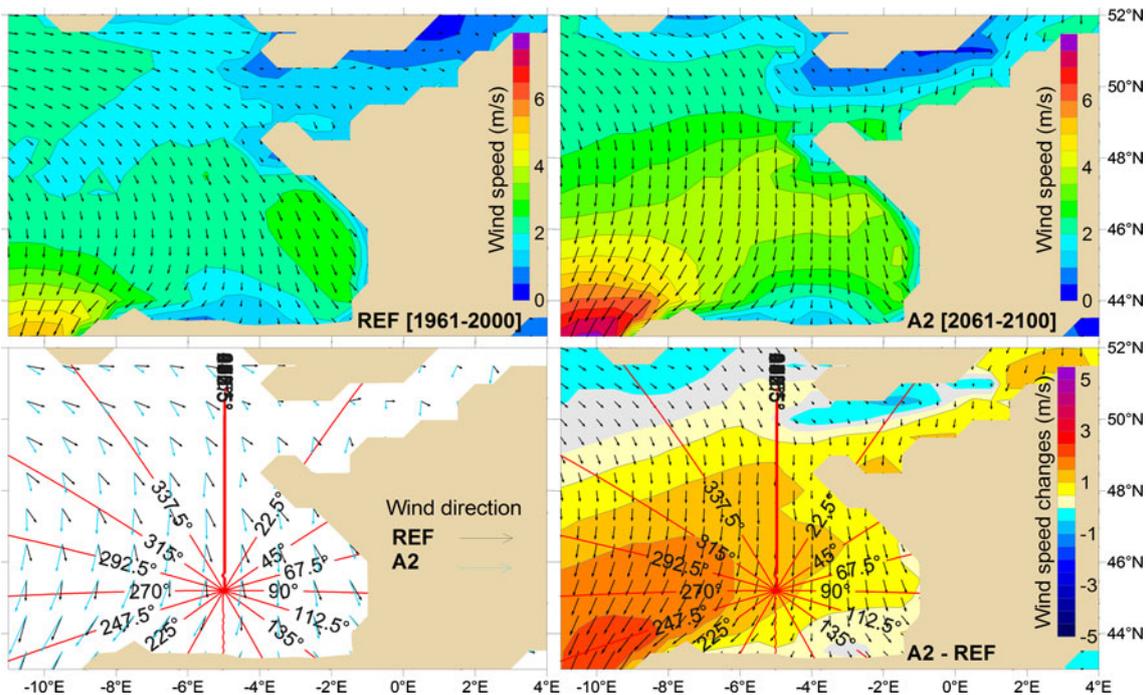


Fig. 10 Top summer mean wind fields in the Bay of Biscay during present climate (1961–2000) and future A2 scenario (2061–2100). Arrows give the wind mean direction and are scaled with the scenario wind speed. Bottom superposition of present and future summer wind directions (left) and difference between

present and future summer wind speed (arrows give future A2 wind conditions, grey areas indicate wind speed changes not significant at 95 %) (right). Great circles intersecting the Biscay buoy are indicated by red lines and the corresponding wave direction at the Biscay buoy by black labels

speeds north of 55° N and a decrease between 40° and 50° N. The decrease of the occurrence and wave height of WNW and W swell could then be related to the decrease of wind intensity along the 292.5° and the 270° great circles. Concerning the NW and NNW swell changes, it is more difficult to relate them to wind changes as swell crosses generation areas outside the Bay of Biscay presenting both a decrease and an increase in wind intensity.

To summarize, the general clockwise shift of wave directions during summer can be related to:

- The clockwise shift of local wind direction, leading to a clockwise shift of wind sea direction
- The clockwise shift of wind directions in the western part of the Bay of Biscay, which generates less intermediate waves propagating towards the French Atlantic Coast
- The clockwise shift of wind directions at the north of 48° N, which generates more intermediate waves propagating towards the Bay of Biscay and the Biscay buoy
- The decrease of wind intensity along the 270° and 292.5° great circles, leading to a decrease of W and WNW swell occurrence.

Regarding the general decrease of wave heights during summer, we can relate it to:

- The decrease of local extreme wind occurrence and particularly from the west, leading to a decrease in the highest wave occurrences
- The clockwise shift of wind directions in the western part of the Bay of Biscay disfavours the generation of higher waves by decreasing the fetch of the strong westerlies
- The decrease of wind intensity along the 270° and 292.5° great circles, leading to a decrease of W and WNW swell wave height.

The wave climate in the Bay of Biscay is then impacted by wind changes occurring at different spatial scales. Projected wave changes are directly related to determined wind changes.

5 Impact of climate change on coastal dynamics

In this section, we investigate how the offshore wave changes propagate towards the coast. We focus on the coastal Biscarrosse buoy, located at 1.32° W, 44.46° N

at 26 m depth (Fig. 2), 5 km offshore the Biscarrosse sandy beach.

Bivariate diagrams are shown on the Fig. 11. The median values of the REF annual dataset energy flux and steepness are calculated (respectively 8 kW m^{-1} and $1/99$ at the Biscarrosse buoy). As at the Biscay buoy, we assume that the waves presenting a steepness smaller than the median value are swell.

First, one can notice that the mean occurrence patterns between the offshore Biscay buoy (Fig. 5) and the coastal Biscarrosse buoy (Fig. 11) are not the same.

Waves approaching the coast are dissipated by the bottom friction (especially the high winter waves) and are refracted. Thus, the wave direction range is narrowed and wave heights are smaller at the Biscarrosse buoy than at the Biscay buoy. The wave period range remains constant when approaching the coast and is still comprised between 2 and 20 s.

Concerning the projected wave changes, bivariate diagrams of wave height versus wave period exhibit density changes very similar to the Biscay buoy identified changes. Winter swell is more frequent and winter

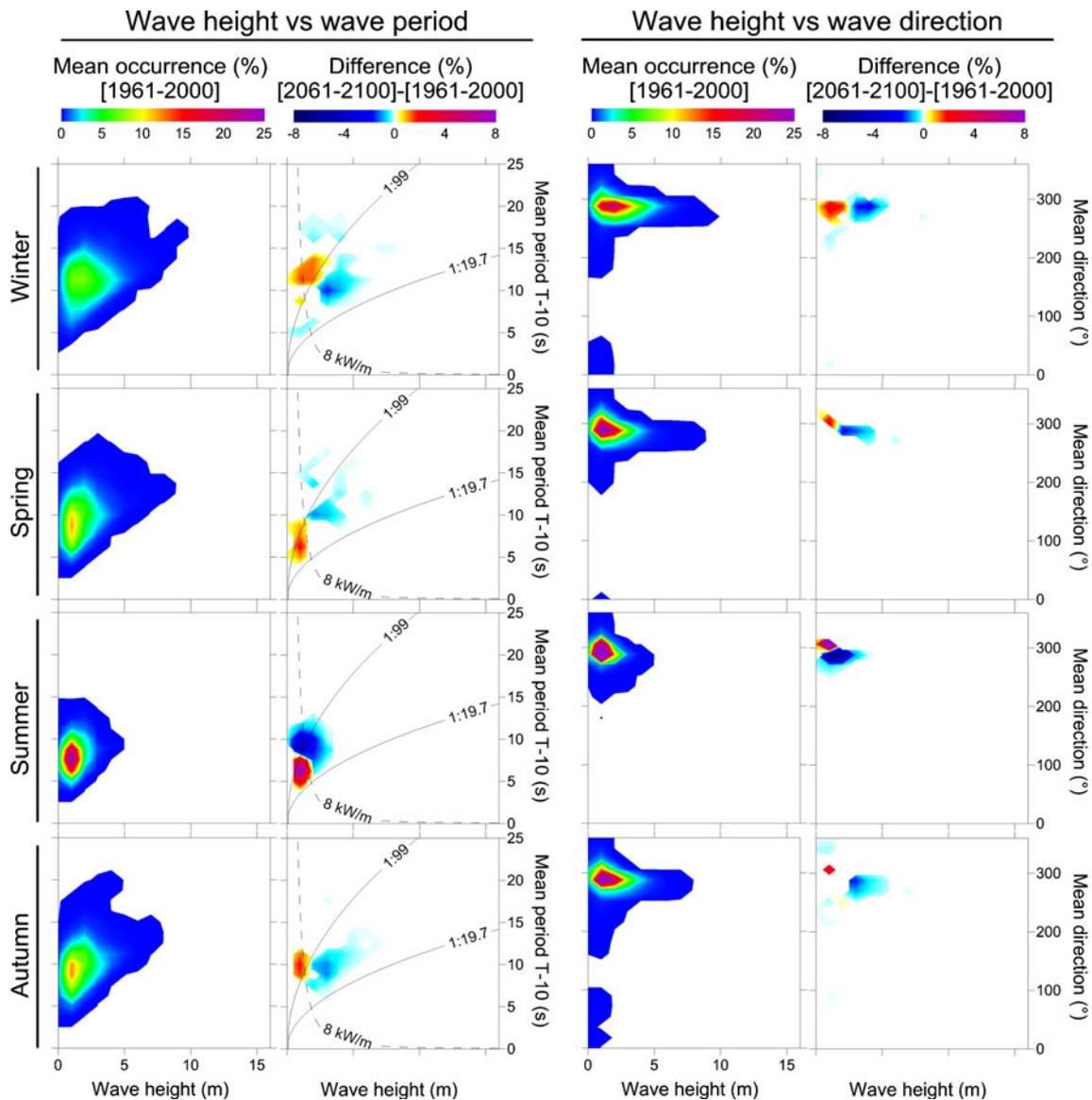


Fig. 11 Bivariate diagrams of corrected wave conditions at the coastal Biscarrosse buoy (26 m depth) for the present REF scenario (1961–2000) and bivariate diagrams of changes between wave conditions of the future A2 scenario (2061–2100) and the present REF scenario (1961–2000). Only changes significant at

more than 95 % (Student’s *T* test) are plotted. *Plain lines* indicate the median and the Pierson–Moskovitz steepness, and *dotted line* indicates the median energy flux, calculated from the REF dataset

intermediate waves are less frequent. Summer presents large changes, with a decrease of energetic wave and an increase of non-energetic wave occurrence. Spring and autumn exhibit a decrease of energetic wave and an increase of non-energetic wave occurrence. Wave direction changes are less pronounced than at the offshore buoy. During winter, the previously identified clockwise shift of large waves is not present. During summer, we find the same clockwise shift of wave directions as at the Biscay buoy. However, the direction range being smaller, the wave density increases between 300° and 320° (300–360° at the Biscay buoy) and decreases between 270° and 300° (250–310° at the Biscay buoy), leading to a smaller shift of wave directions.

To summarize, in intermediate to shallow water depths, refraction processes reduce the wave direction shifts, especially for largest waves (winter large swell clockwise shift). The strong refraction of large waves and weak refraction of small waves were also underlined by Bertin et al. (2008). However, the summer clockwise shift of wave directions and the general wave height decrease are still significant in the coastal area.

Those projected wave changes could induce changes of the Biscarrosse sandy beach morphology (bars organization) and in the coastline evolution. For instance, Thiébot et al. (2011) found that different wave directions can generate different geometries and temporal evolutions for a double sandbar system. Regarding longshore sediment transport, Andrade et al. (2007) highlighted a clockwise shift of annual wave directions in future climate (ranging from 5° to 7°) along the Portugal coast that induces an increase of the longshore drift ranging from 5 to 15 %. Along the St Trojan Beach (France), Bertin et al. (2008) also highlighted the importance of the wave angle at breaking: Frontal winter energetic swells are responsible of only 20 % of the net longshore drift, the remaining 80 % being produced by low-energy waves reaching the coast with larger incidence angles.

Along the Aquitanian coast, the wave incidence induces a longshore drift oriented southwards. The present study highlights a general decrease of wave height and a clockwise shift of summer wave direction along the coast. These changes have an opposite action on the longshore sediment flux: The wave height decrease leads to the longshore flux decrease and the wave direction clockwise shift increases the wave incidence angle and thus leads to the longshore flux increase. To assess how the projected wave changes can impact the longshore drift along the Aquitanian coast, we apply a deep-water alongshore sediment flux formula at the Biscarrosse beach (assuming both refraction over shore-parallel contours and no dissipation of

wave energy, for more details, see Ashton et al. (2001)). Located in front of the Biscarrosse buoy and presenting an angle of 8° with the north–south axis, the Biscarrosse beach is representative of the Aquitanian sandy coast. The annual net longshore drift is calculated using the Biscarrosse buoy wave height and direction time series for the present climate (corrected REF dataset from 1961 to 2000) and for the future A2 scenario (corrected A2 dataset from 2061 to 2100). The projected changes in wave conditions for the A2 scenario are leading to a decrease of 10 % of the annual net longshore drift.

When propagating from deep water to intermediate water depths, projected waves present smaller direction changes while wave height and period changes are still significant. Those changes have a noticeable impact on longshore flux magnitude. However, the longshore flux decrease may not induce coastline changes: Further investigation on the spatial variability of longshore sediment flux induced by wave condition changes along the whole Aquitanian coast would be required to identify erosion and accretion areas.

6 Discussion

Focusing on the A2 scenario, we identify several significant wave condition changes in the Bay of Biscay, offshore and along the coast. The investigation of B1 and A1B scenarios (not detailed here) highlights very similar changes, with similar evolution of each wave type. However, we can notice slight differences in amplitude changes: B1 scenario (low emission scenario) exhibits significant changes of smaller amplitude than A1B (medium emission) and A2 (high emission) scenarios, which exhibit a similar amplitude. These differences can be related to associated wind changes: Projected wind changes in A2 and A1B scenarios are very similar, while wind changes in B1 scenario are much smaller. Therefore, the level of GHG emission could modify the amplitude of changes, but not significantly their characteristics. Among the other sources of uncertainties, we took into account the uncertainty related to the interannual natural variability by analysing wave occurrence changes significant at more than 95 % by Student's *T* test. It must be noted that the present study does not examine the uncertainties related to the GCM and to the wave model. Differences in the results of two GCMs simulating a single emission scenario may in fact be larger than the difference between the results from one GCM simulating two different GHG emission scenarios (e.g. Grabemann and Weisse 2008; Debernard and Røed 2008).

To give a first assessment of the uncertainties related to the GCM and the wave model, we compare the present study results to the results underlined in previous studies. Wave height was largely analysed, but no projections of wave period are available within the Bay of Biscay and only one projection of wave direction is available, west of 4° W (Andrade et al. 2007).

Concerning wave height projected changes within the Bay of Biscay, the results are quite different. Studies at global scale and at Ocean Atlantic scale (The WASA Group 1998; Wang et al. 2004; Leake et al. 2007; Wang and Swail 2006; Caires et al. 2006; Mori et al. 2010) give no significant changes or an increase for most of the wave height types, seasons and the emission scenarios. For example, in the most recent study (Mori et al. 2010), annual wave heights exhibit an increase smaller than 5 % in the Bay of Biscay. This is not consistent with the present study results, which show a general decrease of wave heights. Studies at regional scale (Debernard and Røed 2008; Zacharioudaki et al. 2011) show no significant changes or a decrease of wave heights in the Bay of Biscay. In the western part of the Bay of Biscay (west of 2.8° W), Zacharioudaki et al. (2011) underlines a decrease of annual wave heights ranging from –3 to –6 %, with the largest decrease during summer (up to –11 %). Debernard and Røed (2008) also highlighted a significant decrease of summer wave height in the Bay of Biscay. Those two regional studies show changes similar to the present study.

It is also interesting to highlight that the wave height changes projected by previous studies at North Atlantic basin scale are consistent with the ARPEGE-Climat projected wind changes. The studies referred to in the previous paragraph, presenting results in the North Atlantic Ocean, exhibit similar patterns of anomalies: an increase of wave height in the South Western part and in the northeastern part of the North Atlantic Ocean and a decrease in the Central part. These changes have been explained by the projected wind changes (Fig. 7): For the future A2 scenario, wind speed is increasing in the southern part and in the northeastern part of the North Atlantic Ocean and is decreasing in the central part.

Concerning projected wave directions changes, Andrade et al. (2007) project a clockwise shift of annual wave directions along the Portugal coast (5° to 7°) and at the Biscay buoy (between 5° and 10° isocontours). The present study also highlights a clockwise shift, although concerning only summer waves and winter swell.

7 Conclusions

A high spatial resolution dataset of wave conditions in the Bay of Biscay was developed to investigate regional to local changes between present and future wave climate. We applied a dynamical downscaling technique, using the WAVEWATCH III wave model and wind forcing issued from the AGCM ARPEGE-Climat.

Both regional and local wave changes indicate a general decrease of wave height and a clockwise shift of directions during summer. For instance for the A2 scenario averaged over the Bay of Biscay, the significant wave height decreases by 5–11 %, while the mean wave direction increases by 5°. Dynamical downscaling allows a more refined spatial resolution and a better identification of regional scale changes than the previous studies covering the whole North Atlantic Ocean at a much coarser grid resolution. In addition to earlier studies, wave periods and directions were modelled and thoroughly examined. The use of bivariate diagrams allowed to characterize more precisely changes in swell, intermediate waves and wind sea, such as an increase of occurrence and a clockwise shift of winter swell. The amplitude of these changes is larger for higher GHG emissions.

The analysis of wind changes shows that the identified wave changes are consistent with the atmospheric circulation evolution. Moreover, comparison of seasonal and wave type changes highlights not only that several factors contribute to the local wave climate but also that the identified wave changes are complex and result from the joint evolution of wind at oceanic, regional and local scales. For instance, the projected clockwise shift of winter swell direction could be explained by the northeastward shift of the strong wind core in the central North Atlantic Ocean. The winter wave height decrease could be related to the decrease of wind speed both in the central part of the North Atlantic and in the Bay of Biscay. During summer, the projected clockwise shift of directions and decrease of wave heights could be explained by the significant reduction of westerly winds. Those strong winds were generating large waves coming from the W direction bin.

Along the coast, wave height decrease is still significant, whereas summer direction shift is reduced and winter swell direction shift disappears. Regarding coastal dynamics, a reduction of the longshore sediment flux of 10 % is projected at the Biscarosse beach and is mostly induced by the general decrease of wave height.

Acknowledgements This work was completed during a BRGM-CNRM Ph.D., funded by the AXA Research Fund. The authors thank F. Ardhuin for his precious advice on the use of WW3 wave model and for providing his parameterization, the Computing Center of Region Centre for providing access to the Phoebus computing system and Grand Equipement National de Calcul Intensif for the access to the HPC resources of CINES under the allocation 2010-[c2010016403]. The authors gratefully acknowledge R. Pedreros, F. Dupros, F. Boulayha and N. Desramaut (BRGM) for assistance, interesting exchanges and ideas that led to improve this paper.

Open Access This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License which permits any use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and the source are credited.

References

- Andrade C, Pires H, Taborda R, Freitas M (2007) Projecting future changes in wave climate and coastal response in Portugal by the end of the 21st century. *J. Coast Res SI* 50:263–257
- Ardhuin F, Rogers E, Babanin A, Filipot JF, Magne R, Roland A, Westhuysen AVD, Queffeuilou P, Lefevre JM, Aouf L, Collard F (2010) Semi-empirical dissipation source functions for ocean waves: part I, definition, calibration and validation. *J Phys Oceanogr* 40:1917–1941. doi:10.1175/2010JPO4324.1
- Ashton A, Murray AB, Arnault O (2001) Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Nature* 414:296–300. doi:10.1038/35104541
- Bertin X, Castelle B, Chaumillon E, Butel R, Quique R (2008) Estimation and inter-annual variability of the longshore transport at a high-energy dissipative beach : the St Trojan beach, SW Oléron Island, France. *Cont Shelf Res* 28:1316–1332
- Butel R, Dupuis H, Bonneton P (2002) Spatial variability of wave conditions on the French Atlantic coast using in-situ data. *J Coast Res SI* 36:96–108
- Caires S, Swail VR, Wang XL (2006) Projection and analysis of extreme wave climate. *J Climate* 19:5581–5605. doi:10.1175/JCLI3918.1
- Catto J, Shaffrey LC, Hodges KI (2011) Northern Hemisphere extratropical cyclones in a warming climate in the HiGEM high resolution climate model. *J Climate* 24:5336–5352. doi:10.1175/2011JCLI4181.1
- Charles E, Idier D, Thiébot J, Le Cozannet G, Pedreros R, Ardhuin F, Planton S (2012) Present wave climate in the Bay of Biscay: spatiotemporal variability and trends from 1958 to 2001. *JCLI*. doi:10.1175/JCLI-D-11-00086.1
- Christensen J, Hewitson B, Busuioac A, Chen A, Gao X, Held I, Jones R, Kolli R, Kwon WT, Laprise R, Rueda VM, Mearns L, Menendez C, Raisanen J, Rinke, Sarr A, Whetton P (2007) Regional climate projections. In: climate change 2007: the physical science basis. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt K, Tignor M, Miller H (eds) Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, pp 847–940
- Debernard JB, Røed LP (2008) Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas: a revisit. *Tellus A* 60(3):427–438. doi:10.1111/j.1600-0870.2008.00312.x
- Déqué M (2007) Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: model results and statistical correction according to observed values. *Glob Planet Change* 57(1–2):16–26. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.030. Extreme Climatic Events
- Gibelin AL, Déqué M (2003) Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim Dyn* 20:327–339. doi:10.1007/s00382-002-0277-1
- Gjevik B, Krogstad H, Lygre A, Rygg O (1988) Long period swell wave events on the Norwegian Shelf. *J Phys Oceanogr* 18:724–737
- Grabemann I, Weisse R (2008) Climate change impact on extreme wave conditions in the North Sea: an ensemble study. *Ocean Dyn* 58:199–212. doi:10.1007/s10236-008-0141-x
- Hanley K, Belcher S, Sullivan P (2010) A global climatology of wind-wave interaction. *J Phys Oceanogr* 40:1263–1282
- Hemer M, McInnes K, Ranasinghe R (2012) Climate and variability bias adjustment of climate model-derived winds for a southeast Australian dynamical wave model. *Ocean Dyn* 62(1):87–104. doi:10.1007/s10236-011-0486-4
- Le Cozannet G, Lecacheux S, Delvallée E, Desramaut N, Oliveros C, Pedreros R (2010) Teleconnection pattern influence in the Bay of Biscay. *J Climate*. doi:10.1175/2010JCLI3589.1
- Leake J, Wolf J, Lowe J, Stansby P, Jacob G, Nicholls R, Mokrech M, Nicholson-Cole S, Walkden M, Watkinson A, Hanson S (2007) Predicted wave climate for the UK: towards an integrated model of coastal impacts of climate change. In: Proceeding of the Tenth International Conference on Estuarine and Coastal Modeling Congress 2007, ASCE, pp 393–406. doi:10.1061/40990(324)24
- Lionello P, Cogo S, Galati M, Sanna A (2008) The Mediterranean surface wave climate inferred from future scenario simulations. *Glob Planet Change* 63:152–162
- Mori N, Yasuda T, Mase H, Tom T, Oku Y (2010) Projection of extreme wave climate change under global warming. *Hydrol Res Lett* 4:15–19
- Reichle RH, Koster RD (2004) Bias reduction in short records of satellite soil moisture. *GRL* 31. doi:10.1029/2004GL020938
- Semedo A, Sušelj K, Rutgersson A, Sterl A (2011) A global view on the wind sea and swell climate and variability from era-40. *J Climate* 24:1461–1479. doi:10.1175/2010JCLI3718.1
- The WASA Group (1998) Changing waves and storms in the northeast Atlantic? *Bull Am Meteorol Soc* 79:741–760. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0741:CWASIT>2.0.CO;2
- Thiébot J, Idier D, Garnier R, Falqués A, Ruessink B (2011) The influence of wave direction on the morphological response of a double sandbar system. *Cont Shelf Res* 32:71–85. doi:10.1016/j.csr.2011.10.014
- Tolman HL (2009) User manual and system documentation of wavewatch III version 3.14. Technical Note 276, NOAA/NWS/NCEP/MMAB
- Uppala SM, Kllberg PW, Simmons AJ, Andrae U, da Costa Bechtold V, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Chevallier F, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, Fuentes M, Hagemann S, Hölm E, Hoskins BJ, Isaksen L, Janssen PAEM, Jenne

- R, McNally AP, Mahfouf JF, Morcrette JJ, Rayner NA, Saunders RW, Simon P, Sterl A, Trenberth KE, Untch A, Vasiljevic D, Viterbo P, Woollen J (2005) The ERA-40 re-analysis. *Quart J R Meteor Soc* 131:2961–3012. doi:[10.1256/qj.04.176](https://doi.org/10.1256/qj.04.176)
- Wang XL, Swail VR (2006) Climate change signal and uncertainty in projections of ocean wave heights. *Clim Dyn* 26:109–126. doi:[10.1007/s00382-005-0080-x](https://doi.org/10.1007/s00382-005-0080-x)
- Wang XL, Zwiers FW, Swail VR (2004) North Atlantic Ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *J Climate* 17:2368–2383. doi:[10.1175/1520-0442\(2004\)017;2368:NAOWCC;2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017;2368:NAOWCC;2.0.CO;2)
- Wang XL, Swail VR, Cox A (2010) Dynamical versus statistical downscaling methods for ocean wave heights. *Int J Climatol* 30(3):317–332. doi:[10.1002/joc.1899](https://doi.org/10.1002/joc.1899)
- Wood AW, Maurer EP, Kumar A, Lettenmaier DP (2002) Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *JGR* 107(D20). doi:[10.1029/2001JD000659](https://doi.org/10.1029/2001JD000659)
- Yin JH (2005) A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys Res Lett* 32(L18701). doi:[10.1029/2005GL023684](https://doi.org/10.1029/2005GL023684)
- Zacharioudaki A, Pan S, Simmonds D, Magar V, Reeve DE (2011) Future wave climate over the west-European shelf seas. *Ocean Dyn* 61:807–827. doi:[10.1007/s10236-011-0395-6](https://doi.org/10.1007/s10236-011-0395-6)

4.2 Discussion sur les changements futurs et les tendances actuelles

Les tendances identifiées sur les dernières décennies tendent à montrer une augmentation des hauteurs de vague dans le Golfe de Gascogne. En particulier, dans cette étude, nous avons identifié une hausse significative des hauteurs de vague en été entre 1970 et 2001 (0.54 cm an^{-1} à la bouée Gascogne). Les projections de vagues sur la période 2061-2100 indiquent quant à elles une diminution des hauteurs de vague par rapport à la période 1961-2000 (baisse comprise entre -4.7 à 11.4% pour le scénario A2, en moyenne dans le Golfe de Gascogne).

Les tendances identifiées sur le climat actuel ne semblent donc pas se poursuivre sur la fin du 21^e siècle. On pourrait supposer que le décalage et l'intensification du noyau de vents forts du centre de l'Atlantique Nord se font progressivement et induisent dans un premier temps une augmentation des hauteurs des vagues arrivant dans le Golfe de Gascogne, puis dans un deuxième temps une diminution. Ce point devra faire l'objet d'investigations ultérieures.

4.3 Impact du changement climatique sur les flux sédimentaires *longshore*

Nous avons montré dans la section 4.1 que la diminution des hauteurs de vague projetée pour le scénario A2 (2061-2100) conduit à une réduction du flux sédimentaire *longshore* annuel de l'ordre de 10% au niveau de la plage de Biscarrosse. Nous précisons ici comment ces changements de flux sédimentaires *longshore* ont été obtenus et nous détaillons les flux pour chaque scénario d'émissions de GES et pour chaque saison. Plusieurs formulations du flux sédimentaire *longshore* sont testées afin de réduire les incertitudes liées au choix du modèle de transport sédimentaire.

4.3.1 Méthode de calcul des flux *longshore*

Le flux sédimentaire *longshore* est proportionnel à la composante du flux d'énergie dirigée parallèlement à la côte. A partir des années 60, les méthodes de mesures des flux sédimentaires se sont améliorées. Différentes études ont permis de préciser cette relation de proportionnalité à l'aide de plusieurs formulations du transport sédimentaire *longshore*. Toutes les formulations sont basées sur les paramètres de hauteur de vague H et d'angle d'incidence des vagues α ($\alpha = (\theta - \phi)$, avec ϕ l'angle de la normale à la plage par rapport au Nord), et quelques-unes intègrent des paramètres plus spécifiques au site d'étude, tels que la pente de la plage ou la granulométrie. Balouin et al. (2005) ont réalisé une étude comparative de quelques-unes de ces formulations pour la plage Praia de Faro (Portugal). Ces auteurs ont trouvé des écarts très importants entre les flux calculés par chaque formulation (jusqu'à un facteur de 70) et ont souligné la nécessité de

les calibrer avant leur application.

Dans cette étude, nous n'avons pas de données expérimentales pour calibrer ces formulations. En revanche, l'analyse relative des flux sédimentaires futurs par rapport aux flux sédimentaires actuels nous permet de nous affranchir d'une calibration, celle-ci étant basée sur un coefficient multiplicateur. Afin de mieux caractériser les incertitudes liées au choix des formulations du flux *longshore*, quatre d'entre elles sont testées :

- La formulation du CERC (CERC-b, Shore Protection Manual, 1984) est très largement utilisée en ingénierie. Elle est basée sur les conditions de vagues dans la zone de déferlement, H_b et α_b (l'indice b désigne les valeurs en zone de déferlement).

$$Q_{CERC_b} = \left[K_1 \frac{\rho_w \sqrt{g}}{16\sqrt{\kappa}(\rho_s - \rho_w)(1 - n)} \right] H_b^{5/2} \sin(2\alpha_b) \quad (4.1)$$

Avec K_1 une constante empirique (le Shore Protection Manual (1984) conseille la valeur de $K_1 = 0.39$), ρ_w la masse volumique de l'eau, ρ_s la masse volumique du sédiment, n la porosité du sédiment et κ l'indice de déferlement ($\kappa = H_b/d_b \approx 0.78$ pour une plage relativement plate).

- La formulation du CERC en eau profonde (CERC-0, Ashton et al., 2001) dépend des conditions de vagues en eau profonde, H_0 et α_0 (l'indice 0 désigne les valeurs au large). Elle repose sur l'hypothèse que les vagues sont réfractées sur des contours bathymétriques parallèles et qu'il n'y a pas de dissipation de l'énergie entre le large et la limite de la zone de déferlement.

$$Q_{CERC_0} = K_2 H_0^{12/5} \cos^{6/5}(\alpha_0) \sin(\alpha_0) \quad (4.2)$$

Avec K_2 une constante empirique (Slott et al. (2006) utilisent la valeur de 0.32).

- La formulation du LCHF (1979) utilise la hauteur et l'angle d'incidence des vagues dans la zone de déferlement ainsi que la période de vague. Cette formulation a été développée spécifiquement pour la côte aquitaine. L'équation utilisée ici intègre l'approximation de faible profondeur ($\tanh(2\pi d/L) \approx (2\pi d/L)$) (Cayocca, 1996).

$$Q_{LCHF} = \left[3 \cdot 10^{-6} g^{3/2} \right] H_b^{3/2} T^2 \sin(7\alpha_b/4) \quad (4.3)$$

- La formulation de Kamphuis (1991) est celle qui a donné les meilleurs résultats dans (Balouin et al., 2005). Elle utilise la hauteur et l'angle d'incidence en zone de déferlement, la période de vague ainsi que deux paramètres spécifiques au site d'étude : d_{50} , le diamètre médian des grains de sédiment et m , la pente de la plage.

$$Q_{Kamphuis} = \left[6.4 \cdot 10^{-4} m^{0.75} d_{50}^{-0.25} \right] H_b^2 T^{3/2} \sin^{0.6}(2\alpha_b) \quad (4.4)$$

Trois des quatre formulations utilisées requièrent les hauteurs et directions de vague en zone de déferlement. Il convient donc de pouvoir calculer les caractéristiques des vagues, sachant

que nous disposons de données au large. En supposant que les contours bathymétriques sont rectilignes et parallèles au trait de côte (hypothèse raisonnable pour la plage de Biscarrosse) et en négligeant la dissipation de l'énergie avant le déferlement, la hauteur de vague et l'angle d'incidence au déferlement peuvent être calculés par le couple d'équations suivantes (dérivées de la conservation de l'énergie et de la loi de Snell, Rosati et al. (2002)) :

$$H_b = H_0^{4/5} \left[\frac{C_{g0} \cos(\alpha_0)}{\sqrt{g/\kappa} \cos(\alpha_b)} \right]^{2/5} \quad \text{et} \quad \sin(\alpha_b) = \sqrt{g \frac{H_b}{\kappa} \frac{\sin(\alpha_0)}{C_0}} \quad (4.5)$$

Avec C_{g0} et C_0 les vitesses de groupe et de phase au large. Pour calculer ces deux vitesses, nous utilisons l'approximation d'Eckart (1952), qui donne une estimation de la longueur d'onde en profondeur intermédiaire avec une erreur maximale de 10% : $L = gT^2 / (2\pi) \sqrt{\tanh(4\pi^2 d / (gT^2))}$.

Ces deux équations peuvent être combinées en utilisant l'identité $\cos^2 \alpha_b = 1 - \sin^2 \alpha_b$:

$$H_b = H_0^{4/5} (C_{g0} \cos(\alpha_0))^{2/5} \left[\frac{g}{\kappa} - \frac{H_b g^2 \sin^2(\alpha_0)}{\kappa^2 C_0^2} \right]^{-1/5} \quad (4.6)$$

Cette équation peut être alors résolue à l'aide de la méthode itérative de Newton-Raphson.

Les flux nets de sédiment *longshore* ($Q_{net} = \sum Q(t_i) \Delta t$) sont calculés à partir de la série temporelle de conditions de vagues ($\Delta t = 1$ h) à la bouée Biscarrosse (située à 26 m de profondeur), pour le climat actuel (scénario REF, 1961-2000) et pour le climat futur (scénarios B1, A1B et A2, 2061-2100).

L'analyse des changements des flux sédimentaires *longshore* à l'horizon 2100 est ensuite effectuée à partir des flux relatifs : $Q_{net,relatif}^{SCENARIO} = (Q_{net}^{SCENARIO} - Q_{net}^{REF}) / Q_{net}^{REF}$. Ces flux relatifs sont calculés sur l'ensemble de l'année et pour chaque saison, à partir des quatre formulations détaillées précédemment.

4.3.2 Résultats

Nous étudions dans un premier temps la variation intra-annuelle des flux sédimentaires *longshore*. Les variations saisonnières des flux nets de sédiments par rapport à la moyenne annuelle sont illustrées sur la figure 4.1. Quelle que soit la formulation utilisée, on note qu'en hiver, le flux est multiplié par 1.5, tandis qu'en été, il est divisé par 2 par rapport au flux net annuel. Les flux calculés pour les saisons intermédiaires (automne et printemps) sont du même ordre de grandeur que les flux nets annuels. Concernant les différences entre les formulations, on observe que les formulations CERC-b et de Kamphuis (1991) donnent des flux relatifs plus forts en hiver et plus faibles en été que les formulations CERC-0 et du LCHF (1979). Les résultats, relativement au flux annuel, sont tout de même assez proches.

Nous analysons ensuite les changements potentiels des flux de sédiments *longshore* pour différents scénarios futurs (B1, A1B et A2, 2061-2100), relativement au climat actuel (scénario REF, 1961-2000). La figure 4.2 montre que les flux sont légèrement augmentés pour le scénario

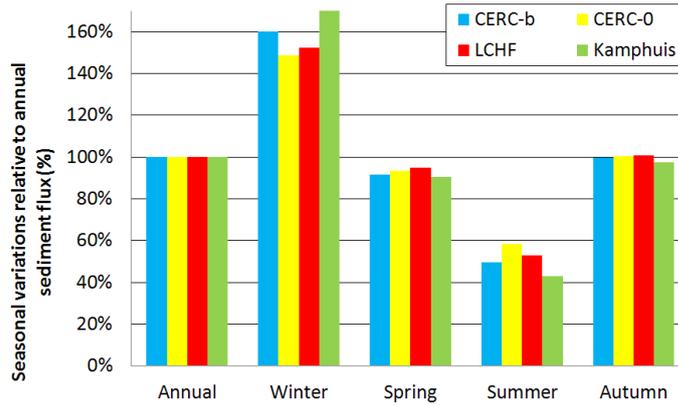


FIGURE 4.1 – Variations saisonnières des flux de sédiments *longshore* au niveau de la plage Biscarrosse pour le climat actuel (scénario REF, 1961-2000). Les flux sont calculés à partir de la base de données de vagues BoBWA-10kF à la bouée Biscarrosse et de quatre formulations. Ils sont donnés relativement au flux annuel.

B1 (entre 0% et 2% pour le flux annuel) et sont réduits pour les scénarios A1B (entre -2% et -6% pour le flux annuel) et A2 (entre -7% et -11% pour le flux annuel). Excepté pour l'automne, la réduction des flux de sédiments s'accroît avec l'augmentation des émissions de GES.

La comparaison des différentes formulations confirme la tendance à la réduction des flux sédimentaires au niveau de la bouée Biscarrosse. On note quelques écarts entre les prévisions des flux calculées : la formulation du LCHF (1979) est celle qui prévoit la plus faible diminution, tandis que la formule de Kamphuis (1991) est celle qui indique les plus fortes baisses pour les scénarios A1B et A2, en particulier en été.

4.3.3 Analyse

On sait que le flux sédimentaire *longshore* augmente avec l'augmentation des hauteurs de vague. La contribution de l'angle d'incidence des vagues dans le calcul des flux de sédiments *longshore* est détaillée sur la figure 4.3 pour chaque formulation. On constate que la contribution de l'angle d'incidence α des vagues dépend quant à elle de sa valeur : le flux de sédiments augmente quand α augmente et quand sa valeur au large est inférieure à 42° (formulation CERC-0) ou quand sa valeur en zone de déferlement est inférieure à 45° (formulations CERC-b et Kamphuis) ou à 51° (formulation LCHF). Or, pour le site de Biscarrosse, les données de vagues pour le climat actuel (figure 4.4) indiquent que l'angle d'incidence ($\alpha = \theta - 278^\circ$) est la plupart du temps inférieur à 26° (75% des vagues proviennent de la direction Ouest-Nord-Ouest). Pour le site de Biscarrosse, une augmentation de l'angle d'incidence des vagues engendrera donc plutôt une augmentation des flux *longshore*.

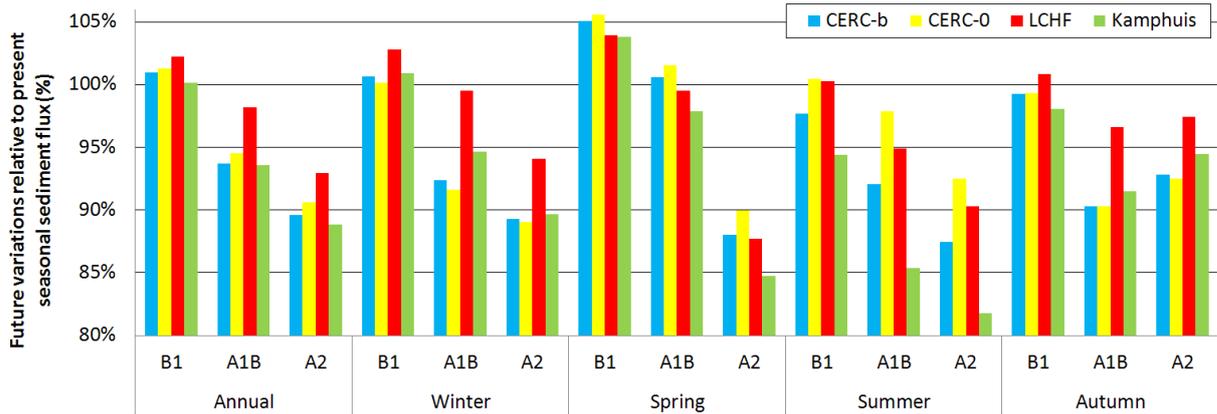


FIGURE 4.2 – Changements potentiels des flux de sédiments *longshore* au niveau de la plage Biscarrosse pour le climat futur (scénarios B1, A1B et A2, 2061-2100). Les flux sont calculés à partir de la base de données de vagues BoBWA-10kF à la bouée Biscarrosse et de quatre formulations. Ils sont donnés relativement au flux saisonniers du climat actuel (scénario REF, 1961-2000).

D’après nos calculs, le flux net de sédiments *longshore* augmente légèrement pour le scénario B1 et diminue pour les scénarios A1B et A2.

A titre indicatif, les moyennes saisonnières des hauteurs de vague et des angles d’incidence des vagues au niveau de la bouée Biscarrosse sont données dans le tableau 4.1, ainsi que leurs changements relatifs pour les scénarios futurs. Ces changements moyens mettent en évidence deux effets opposés. Pour tous les scénarios et toutes les saisons, on a une diminution des hauteurs de vague qui engendrerait donc une diminution du flux de sédiments et, excepté pour l’hiver du scénario B1, on a une augmentation de l’angle d’incidence des vagues (celui-ci étant inférieur à 42°) qui engendrerait donc une augmentation du flux de sédiments. Si l’on se concentre sur l’été (saison présentant les plus fortes variations de flux relatif, jusqu’à -18% pour le scénario A2), on remarque qu’il s’agit de la saison qui présente les plus forts changements relatifs de hauteur de vague (jusqu’à -10% pour le scénario A2), et d’angle d’incidence des vagues (jusqu’à -3.7° pour le scénario A1B).

Cette première approche tend à montrer que la rotation horaire des directions de vague à la bouée Biscarrosse a une contribution relativement plus faible que la diminution des hauteurs de vague. Pour mieux étudier la contribution relative de ces effets, une analyse plus détaillée de la contribution de chaque type de vagues (mer de vent, vagues intermédiaires, houle, tempête), en fonction de leur direction de provenance, serait nécessaire. En effet, on rappelle que $Q(H_{moy}, \alpha_{moy}) \neq \sum_{i=1..n} Q(H_i, \alpha_i)$, avec les valeurs de H_i et α_i ($i = 1$ à n) issues d’une série temporelle (comme dans cette étude) ou d’une classification en classes de vagues (Abadie et al., 2006). En théorie, les moyennes saisonnières de hauteur et d’angle d’incidence des vagues ne suffisent donc pas à expliquer les processus non-linéaires de transport de sédiments *longshore*.

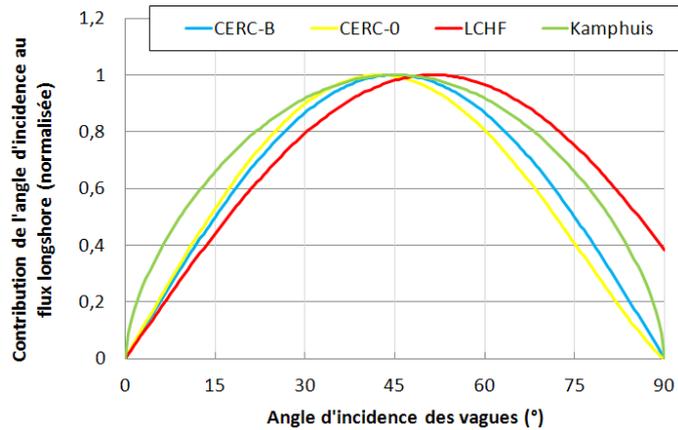


FIGURE 4.3 – Contribution de l'angle d'incidence dans le calcul du flux sédimentaire pour les quatre formulations (contribution normalisée). La formulation CERC-0 utilise l'angle d'incidence au large tandis que les trois autres formulations utilisent l'angle d'incidence en zone de déferlement.

4.3.4 Conclusion

Cette analyse des flux sédimentaires *longshore* par saison et pour plusieurs formulations tend à montrer une diminution des flux nets dans le cadre du réchauffement climatique global. On peut retenir que le flux net sédimentaire *longshore* est environ trois fois plus important en hiver qu'en été, et que la diminution du flux net sédimentaire *longshore* pour le climat futur est d'autant plus importante que les émissions de GES augmentent.

Cette diminution des flux sédimentaires *longshore* au niveau de la plage de Biscarrosse est à replacer dans le contexte de la côte aquitaine. En effet, le flux sédimentaire quantifie le volume de sédiments transportés, mais ne donne pas d'indications sur l'évolution du trait de côte. Une analyse de la variabilité spatiale des flux sédimentaires *longshore*, le long de l'ensemble de la côte aquitaine, pourrait apporter des éléments d'information sur les zones en accrétion et en érosion, en supposant que la dérive littorale est le principal facteur d'évolution du trait de côte. Concernant ces autres facteurs, les processus de transport sédimentaire induits par les courants de retour et sagittaux sont également à prendre en compte, notamment lors d'évènements érosifs extrêmes.

Enfin, l'évolution des conditions de vague et des flux sédimentaires en zone littorale est à replacer dans le contexte de l'élévation globale du niveau marin. Il n'existe pas d'estimation fine des changements locaux du niveau marin et de leur impact sur la bathymétrie. Ils n'ont donc pas été pris en compte dans la modélisation des vagues et le calcul des flux de sédiments. Une conséquence possible de la montée du niveau marin sur la bathymétrie serait une translation du profil de plage vers les terres. Selon cette hypothèse, les conditions de vague entre 0 et 20 m de profondeur seraient les mêmes, à profondeur égale, que celles obtenues par modélisation et les

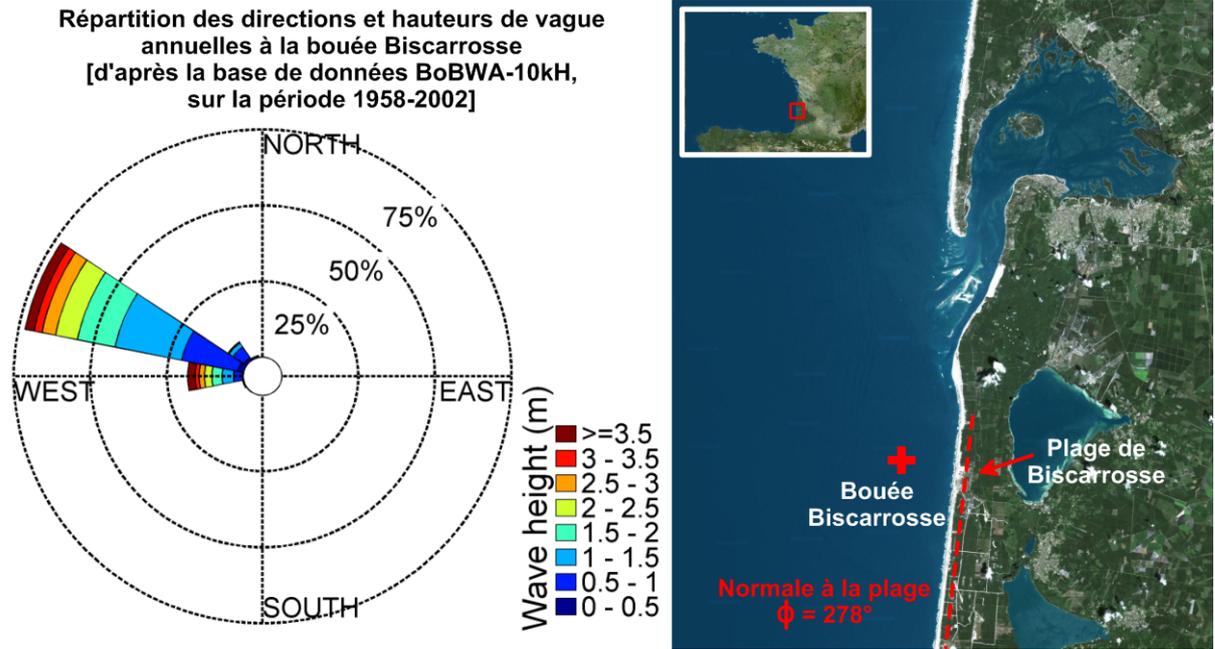


FIGURE 4.4 – Répartition des directions et des hauteurs de vague annuelles à la bouée Biscarrosse (gauche), réalisée à partir de la base de données BoBWA-10kH sur la période 1958-2002. Localisation de la bouée Biscarrosse par rapport à la plage de Biscarrosse (droite). Source : Geoportail, IGN.

flux de sédiments seraient peu différents.

	Hauteur significative				Angle d'incidence			
	REF	B1	A1B	A2	REF	B1	A1B	A2
Annuel	1.60 m	-2.5%	-6.9%	-8.1%	11.95°	+0.9°	+1.5°	+1.2°
Hiver	2.19 m	-0.9%	-7.3%	-7.3%	7.81°	-0.1°	+0.7°	+0.3°
Printemps	1.55 m	-1.3%	-3.9%	-7.7%	11.98°	+0.2°	+0.5°	+0.6°
Eté	1.08 m	-3.7%	-7.4%	-10.2%	15.84°	+2.2°	+3.7°	+3.0°
Automne	1.58 m	-3.8%	-8.9%	-7.6%	12.09°	+1.4°	+1.2°	+0.8°

TABLE 4.1 – Hauteur significative et angle d'incidence des vagues (convention nautique par rapport à la normale à la plage de Biscarrosse) au niveau de la bouée Biscarrosse (profondeur 26 m). Moyenne pour le climat actuel (scénario REF, 1961-2000) et changements relatifs pour le climat futur (scénarios B1, A1B et A2, 2061-2100).

Synthèse

Problématique

La connaissance des conditions de vagues est un préalable indispensable à l'étude des évolutions morphologiques du littoral. Les vagues sont générées par les champs de vent de surface, ceux-ci faisant partie de la circulation atmosphérique générale. Dans le contexte du changement climatique, l'ensemble du système climatique est susceptible d'être modifié. Différentes études prévoient un décalage des trajectoires des tempêtes vers les pôles et une réduction du nombre total de cyclones extra-tropicaux dans le cadre d'un réchauffement climatique global à l'horizon 2100. Ces phénomènes peuvent modifier les conditions de vagues jusque dans le Golfe de Gascogne. Les projections climatiques sont réalisées pour plusieurs scénarios d'émissions de GES, et généralement, les changements sont accentués pour les scénarios à fortes émissions.

Il est donc nécessaire de projeter et d'analyser en détail les futures conditions de vagues dans le Golfe de Gascogne et en zone côtière le long de la côte aquitaine pour différents scénarios d'émissions de GES.

Méthode

Une base de données de vagues haute résolution est construite dans le Golfe de Gascogne par régionalisation dynamique. Le modèle de vagues WW3 est utilisé pour modéliser les vagues à une résolution de 10 km. Il est forcé par les champs de vent issus des simulations RETIC de l'AGCM ARPEGE-Climat. Les vagues sont modélisées sur la période 2061-2100, pour trois scénarios futurs d'émissions de gaz à effet de serre. Les vagues sont également simulées pour un scénario de contrôle, correspondant aux émissions de gaz à effet de serre sur la période 1961-2000. Une correction quantile-quantile est appliquée sur les vagues en sortie du modèle WW3. Elle corrige les biais systématiques générés par l'AGCM.

Les changements entre le climat de vagues actuel et le climat de vagues futur sont examinés pour les trois scénarios, et plus en détail pour le scénario présentant la plus forte augmentation de gaz à effet de serre. Le climat de vagues moyen est analysé sur l'ensemble du Golfe de Gascogne et les changements d'occurrence des différents types de vagues sont étudiés plus précisément à l'aide de diagrammes bivariés au niveau d'une bouée située au large et d'une bouée côtière.

Enfin, les résultats obtenus sont interprétés en rapport avec les changements de vent projetés sur l'Atlantique Nord. L'utilisation de roses de vagues pour chaque type de vagues (houle, mer de vent, vagues intermédiaires) et le tracé de grands cercles permet de mieux caractériser les zones de générations des vagues et l'origine des changements identifiés.

Résultats principaux

L'analyse des changements du climat de vagues dans le Golfe de Gascogne ou localement au niveau des bouées hauturière et côtière indique une baisse générale des hauteurs de vague ainsi qu'une rotation horaire des directions des vagues en été. L'analyse complète des conditions de vagues (hauteur, période et direction) a relevé l'existence d'une rotation horaire des directions et d'une augmentation de la fréquence des houles hivernales en provenance de l'Atlantique Nord.

L'analyse des changements de vent a permis de mettre en évidence plusieurs processus à l'origine des changements du climat de vagues local identifiés. Par exemple, en hiver, le décalage des rails de tempête vers le Nord-Est contribue à la rotation horaire des directions des houles et à la diminution des hauteurs de vague. En été, les changements de direction et de vitesse du vent dans la région du Golfe de Gascogne contribuent à une réduction de l'occurrence des vagues intermédiaires et mer de vent énergétiques en provenance de l'Ouest. Il apparaît donc que les changements de conditions de vagues identifiés sont engendrés par une association de différentes contributions du vent, à l'échelle océanique, régionale et locale.

L'analyse des conditions de vagues en zone côtière indique une diminution des hauteurs de vague similaire à celle projetée au large. Cependant, les changements en direction sont atténués par la réfraction bathymétrique, en particulier pour les longues houles d'hiver. En termes de transport sédimentaire, les changements projetés pour le scénario A2 pourraient impacter la morphologie de la côte en réduisant le flux *longshore* de 10%.

Conclusion générale

Cette thèse avait pour objectifs de préciser l'évolution des conditions de vagues dans le Golfe de Gascogne et le long de la côte aquitaine pour le climat actuel, de caractériser le climat de vagues futur dans le contexte du changement climatique, et de discuter l'impact de ces changements sur les flux sédimentaires littoraux.

Base de données de vagues dans le Golfe de Gascogne

En raison de l'absence de reconstructions et de projections de vagues satisfaisant les besoins de cette étude, nous avons tout d'abord réalisé une régionalisation dynamique des vagues. Les vagues ont ainsi été modélisées avec le modèle de vagues WAVEWATCH III pour le climat actuel avec les champs de vent de la réanalyse ERA-40 et pour un scénario de contrôle et trois scénarios de climat futur (A2, A1B, B1) avec les champs de vent des simulations RETIC d'ARPEGE-Climat. La base de données de vagues couvre le Golfe de Gascogne et la côte aquitaine avec une résolution spatiale de 10 km, chaque simulation couvrant une période d'au moins 40 ans. La base de données du climat actuel (dénommée **BoBWA-10kH**) couvre la période 1958-2001. Celle regroupant le scénario de contrôle et les scénarios futurs de gaz à effet de serre A2, A1B et B1 (dénommée **BoBWA-10kF**) couvre quant à elle, les périodes 1961-2000 et 2061-2100.

Une attention toute particulière a été apportée à la calibration et à la validation du modèle mis en place pour reproduire au mieux les trois variables caractérisant les vagues : la hauteur, la période et la direction. La calibration s'est appuyée sur un jeu de données (mesures) couvrant une période de 4 ans (juillet 1998 à août 2002) et issu de 9 bouées. La validation a ensuite été réalisée sur un ensemble de 12 bouées sur la période 1980-2002.

Nous avons choisi d'appliquer une correction sur les vagues modélisées pour le climat futur dans le but de corriger les biais systématiques que peuvent présenter les vents issus des AGCM. La correction prend pour référence les vagues de la base de données du climat actuel **BoBWA-10kH**. Les vagues du scénario de contrôle de **BoBWA-10kF** sont corrigées par rapport à celles de **BoBWA-10kH**. Cette même correction est appliquée aux trois scénarios futurs. La correction choisie, de type quantile-quantile, tient compte de la distribution des vagues en corrigeant chaque centile de hauteur, période et direction. De plus, afin de l'optimiser, cette correction est

appliquée indépendamment en chaque point de la grille et pour chaque saison.

La base de données de vagues construite apporte une meilleure connaissance de la répartition spatiale des vagues, aussi bien au large que le long de la côte, et nous permet d'analyser le climat d'aujourd'hui et de demain. Cependant, il faut noter que cette base de données présente quelques limites. La validation a mis en évidence trois limites du modèle mis en place :

- La marée et les courants de marée n'étant pas pris en compte, les vagues ne sont pas correctement reproduites dans la Manche, l'exploitation de la base de données doit donc se cantonner à la région du Golfe de Gascogne.
- Les périodes moyennes des vagues sont surestimées d'environ 1 s sur la majorité des bouées à proximité de la côte.
- La résolution spatio-temporelle des champs de vent en entrée du modèle de vagues ($\Delta t = 6$ h et $\Delta x, y = 1.125^\circ$) ne permet pas de représenter correctement la mer de vent.

La correction quantile-quantile effectuée sur les vagues du climat futur peut également présenter des limites : elle s'appuie sur une hypothèse de stationnarité des erreurs systématiques de l'AGCM dans le contexte du changement climatique, hypothèse non vérifiable à ce jour.

A partir de cette base de données, les climats de vagues actuel et futur ont été analysés en détail, au large et le long de la côte. Cette analyse intègre notamment la notion d'évolution à long terme et de variabilité interannuelle, en étudiant le lien avec le système climatique. Nous allons dans un premier temps revenir sur les résultats en termes de tendances multi-décennales des conditions de vagues sur les dernières décennies et les changements projetés à l'horizon 2100. Dans un second temps, nous rappellerons l'ensemble des résultats mettant en évidence le lien entre vagues et circulation atmosphérique.

Climat de vagues : évolution de 1958 à 2100

Les évolutions à long terme des vagues ont tout d'abord été analysées en cherchant des tendances significatives sur les dernières décennies (1958-2001), puis en comparant le climat de vagues futur (2061-2100) au climat de vagues actuel (1961-2000).

Concernant le climat actuel, nous avons identifié une hausse significative des hauteurs de vague en été sur la période 1970-2001 (0.54 cm an^{-1} à la bouée Gascogne), sans changement significatif de la hauteur sur les autres saisons ou sur d'autres périodes. Des études existantes, utilisant d'autres sources de données (bouée, satellite ou autre implémentation de modèles de vagues), ont également identifié une hausse des hauteurs de vague dans cette région. Les périodes concernées et les saisons ne sont pas strictement les mêmes que pour notre étude, mais ces résultats tendent à montrer que les hauteurs de vague augmentent depuis quelques décen-

nies. Concernant les périodes, les tendances significatives identifiées indiquent un changement relativement faible qui ne dépasse pas 1 s une fois intégré sur la période de la tendance. Pour les directions, les tendances identifiées concernent uniquement les vagues extrêmes (vagues dont la hauteur dépasse le 90^e ou 95^e centile) pendant les saisons intermédiaires et indiquent une rotation des directions importante – anti-horaire en automne (entre -0.37 et $-0.47^\circ \text{ an}^{-1}$ de 1974 à 2001 à la bouée Gascogne) et horaire au printemps ($0.3^\circ \text{ an}^{-1}$ de 1958 à 2001 à la bouée Gascogne).

Les tendances identifiées sur le climat actuel ne semblent pas se poursuivre jusqu'à la fin du 21^e siècle. En effet, les changements de climat de vagues entre les périodes 1961-2000 et 2061-2100 sont différents des tendances identifiées sur la période 1958-2001. Sur l'ensemble du Golfe de Gascogne, du large à la côte, nous avons identifié une baisse générale des hauteurs de vague pour toutes les saisons (pour le scénario A2, les hauteurs de vague diminuent en moyenne de 5% en hiver, de 8% en automne et au printemps et de 11% en été). Les périodes affichent également une baisse, mais celle-ci est relativement faible. Concernant les directions, nous avons identifié une rotation globale des vagues estivales (pendant le scénario A2, la rotation horaire est en moyenne de 5° dans le Golfe de Gascogne) ainsi qu'une rotation horaire des houles hivernales. Il semblerait donc que le décalage et l'intensification des rails de tempête vers le Nord-Est se traduisent par une diminution de l'énergie des vagues dans le Golfe de Gascogne entre 2061 et 2100.

Les tendances à la hausse des hauteurs de vague identifiées dans le climat actuel ne sont pas incompatibles avec la baisse projetée à la fin du 21^e siècle. Par exemple, le décalage et l'intensification du noyau de vents forts du centre de l'Atlantique Nord pourraient se faire progressivement et induire dans un premier temps une augmentation des hauteurs des vagues arrivant dans le Golfe de Gascogne. La transition entre les tendances actuelles et les changements futurs nécessite une analyse plus approfondie.

En zone côtière, les changements des conditions de vagues sont similaires à ceux calculés au large. Néanmoins, il faut retenir que les directions observées au large sont réfractées vers la côte et que les changements de direction obtenus au large peuvent donc être atténués dans le cas d'une rotation des vagues augmentant leur angle d'incidence par rapport à la côte. Cette réfraction impacte en particulier les longues houles. Les changements de direction des petites vagues identifiés sur le climat actuel et futur sont, quant à eux, toujours significatifs dans la zone des 20 m.

Lien entre le climat de vagues local, la circulation atmosphérique et les vents de surface

Nous avons exploré les liens entre les conditions de vagues dans le Golfe de Gascogne et la circulation atmosphérique générale. Dans un premier temps, nous avons examiné les relations entre les modes préférentiels de la circulation atmosphérique (modes de téléconnexion et régimes de temps) et les conditions de vagues actuelles. Cette première analyse a permis de confirmer certaines relations déjà mises en évidence et de les consolider en apportant de nouveaux éléments sur celles-ci. Dans un second temps, nous nous sommes appuyés sur les projections des champs de vent pour interpréter les changements entre climat de vagues futur et présent.

L'exploration du lien avec les modes de téléconnexion a mis en évidence une forte corrélation ($R > 0.5$) des conditions de vagues avec les deux modes de l'Atlantique Nord : la NAO et l'EA. La phase NAO+ (NAO-) est associée à une intensification et à un décalage vers le Nord (une réduction et un décalage vers le Sud) du noyau de vents forts du centre de l'Atlantique Nord. La phase NAO+ induit une rotation horaire des directions de vague, une augmentation des hauteurs en hiver (augmentation de l'occurrence des plus hautes vagues et diminution de l'occurrence des petites vagues) et une diminution des hauteurs en été (augmentation de l'occurrence des houles et diminution de l'occurrence des vagues intermédiaires). La phase EA+ (EA-) est associée à une intensification et à un décalage vers le Sud-Est (réduction et décalage vers le Nord-Ouest) du noyau de vents forts du centre de l'Atlantique Nord. La phase EA+ induit une rotation anti-horaire des directions de vague et une augmentation des hauteurs (augmentation de l'occurrence des plus hautes vagues – dont les vagues intermédiaires, houles et tempêtes – et diminution de l'occurrence des vagues plus petites que 3 m). Ces résultats amènent quelques interrogations : la corrélation des hauteurs de vague avec la NAO est positive en hiver et négative en été, soulignant une influence différente selon la saison.

Les régimes de temps étant ciblés sur l'Atlantique Nord, les corrélations obtenues sont souvent plus fortes qu'avec les indices NAO et EA. L'étude des relations entre les vagues locales et la circulation atmosphérique est plus complète qu'avec les modes de téléconnexion NAO et EA puisque les quatre régimes de temps représentent l'ensemble des modes préférentiels de la circulation atmosphérique dans l'Atlantique Nord. Le régime ZO/NAO+ est associé à une intensification des vents d'Ouest dans l'Atlantique Nord et à une anomalie positive des hauteurs et périodes de vague dans le Golfe de Gascogne. Le régime GA/NAO- est associé à une diminution des vitesses des vents d'Ouest dans le centre de l'Atlantique Nord, et en été, il est également associé à une intensification des vents du Nord dans le Golfe de Gascogne. En été et en hiver, le régime GA/NAO- est associé à une rotation anti-horaire des directions, et en été uniquement, il est associé à une augmentation des hauteurs de vague. Le régime BL est associé à une cellule de blocage au-dessus de l'Europe, induisant une domination des vents d'Est à l'Ouest de l'Europe

et une diminution des vitesses de vent dans l'Atlantique Nord. En été et en hiver, le régime BL est associé à une légère diminution des hauteurs. Enfin le régime AR est associé à une réduction des vents d'Ouest dans la partie centrale de l'Atlantique Nord et à un renforcement des vents d'Ouest à la latitude 60°N. Le régime AR est associé à une diminution des hauteurs de vague et à une rotation horaire des directions de vague.

Ces résultats apportent un nouvel éclairage sur la relation entre la circulation atmosphérique générale et les conditions de vagues dans le Golfe de Gascogne. Nous pouvons relier les changements des conditions de vagues locales à l'intensification, la diminution ou le déplacement des vents forts de l'Atlantique Nord ou du Golfe de Gascogne, spécifiques à l'un des modes préférentiels de la circulation atmosphérique. Pour interpréter le climat de vagues futur et les changements identifiés, nous avons choisi d'examiner en détail les changements de vent projetés pour chaque saison, en sortant du cadre des modes préférentiels. Cette analyse plus directe permet de s'affranchir de l'hypothèse de stationnarité des régimes de temps. Cependant, une utilisation des régimes de temps pour le climat futur est abordée dans les perspectives.

Afin d'interpréter le climat de vagues futur, les vagues projetées ont été classifiées selon leur type (houle, vague intermédiaire ou mer de vent) et leur direction. Les vagues ainsi classifiées ont ensuite été associées à différentes zones de génération, et les changements de vent dans ces différentes zones ont fait l'objet d'une analyse. Cette démarche a permis de mettre en évidence l'association de changements de vent à l'échelle océanique, régionale et locale aux changements de vagues. En hiver, le décalage des rails de tempête vers le Nord-Est contribue à la rotation horaire des directions des houles et à la diminution des hauteurs de vague. En été, les changements de direction et de vitesse du vent dans la région du Golfe de Gascogne contribuent à une réduction de l'occurrence des vagues intermédiaires et mer de vent énergétiques en provenance de l'Ouest.

Perspectives

A l'issue de ce travail, de nombreux points pourraient être approfondis. Nous les détaillons ici, du large à la côte, tout d'abord, en termes d'incertitude dans les travaux de régionalisation, puis en termes d'implications pour les risques côtiers.

Incertitudes

En termes d'incertitude dans les travaux de régionalisation, deux points peuvent être soulevés.

Nous avons choisi de calculer les champs de vagues par régionalisation dynamique. Une autre approche, la régionalisation statistique (un modèle de régression entre une variable locale et une variable globale est construit sur le climat actuel et appliqué au climat futur), n'a pas été utilisée ici car, initialement, nous ne disposions pas de données de vagues du climat actuel à la résolution spatiale voulue, et parce que la régionalisation statistique est basée sur une forte

hypothèse de stationnarité (le lien entre la variable locale et la variable grande échelle est supposé être le même dans le climat futur). Nous avons montré qu'il existait une forte corrélation entre les régimes de temps et les conditions de vagues locales. Aujourd'hui, la disponibilité d'une base de données du climat de vagues actuel et futur peut permettre de vérifier la stationnarité du lien entre régime de temps et conditions de vagues locales sur les périodes 1961-2000 et 2061-2100, et si l'hypothèse de stationnarité est vérifiée, de créer une nouvelle projection de vagues par régionalisation statistique, dans le but de préciser les incertitudes liées au choix de l'approche de régionalisation. D'autres pistes de variables grandes échelles pourraient être explorées. Par exemple, les types de temps permettent d'augmenter le pouvoir discriminant des régimes de temps en classifiant ensemble la variable grande échelle et la variable locale (par exemple Boé, 2007; Najac, 2008).

Toujours dans le but de réduire les sources d'incertitudes du climat de vagues futur, cette étude pourrait être étendue à d'autres scénarios d'émissions de GES, provenant d'autres AGCM. La régionalisation dynamique étant très coûteuse en temps de calcul, l'utilisation de la régionalisation statistique, dans le cas où l'hypothèse de stationnarité serait vérifiée, trouverait ici tout son sens.

Aléas et risques littoraux

En termes d'applications dans le cadre de l'étude des aléas et risques littoraux, trois pistes peuvent être citées.

L'analyse des événements extrêmes pourrait faire l'objet d'une étude approfondie dans le but d'évaluer les aléas côtiers. La validation a montré que des quantiles de hauteur tels que le 90^e et le 95^e étaient relativement bien représentés. Ces résultats sont encourageants et un travail supplémentaire de validation des extrêmes (par événement) pourrait ouvrir la voie à des analyses spécifiques des événements extrêmes. Par exemple, Lafon and Benoit (2006) ont caractérisé les conditions de vagues extrêmes pour le climat actuel dans le Golfe de Gascogne et la Manche en utilisant la base de données ANEMOC. La comparaison des hauteurs de vague décennales, cinquantennales ou centennales sur le climat actuel et sur le climat futur apporterait des informations en termes d'aléas et risques de submersion du littoral à l'horizon 2100. A noter que des outils tels que les *self-organizing maps* (Kohonen, 2000) permettent des visualisations intéressantes des caractéristiques des vagues, en relation avec les anomalies de la circulation atmosphérique (Izaguirre et al., 2011a; Camus et al., 2011).

Une étude approfondie des conditions de vagues à la côte pourrait être poursuivie grâce aux vagues simulées avec le modèle de vagues SWAN sur un 3^e domaine resserré sur la côte aquitaine (bases de données dénommées BoBWA-1kH et BoBWA-1kF). Ce dernier emboîtement est détaillé en annexe A. Avec une résolution spatiale d'environ 1 km, il offre une meilleure précision

bathymétrique et fournit des conditions de vagues le long de l'isobathe 20 m. Cependant, les bouées utilisées pour la validation du modèle SWAN n'ont pas mis en évidence une amélioration significative des résultats par rapport aux résultats obtenus avec WW3 (BoBWA-10kH). Ceci étant, ce jeu de données peut être utile pour des études plus précises de certaines zones côtières (mise en place d'autres emboîtements à partir des spectres de vagues conservés, annexe B).

Enfin, en zone littorale, les bases de données de vagues, en particulier BoBWA-1kH et BoBWA-1kF, pourraient être exploitées pour étudier la dynamique sédimentaire des plages de la côte aquitaine. Dans le chapitre 4, nous avons utilisé les données de vagues au niveau de la bouée Biscarrosse (profondeur de 26 m) pour évaluer les changements dans le flux *longshore*. Nous sommes arrivés à la conclusion que les changements de vagues projetés pour le scénario A2 pourraient impacter la morphologie de la côte en réduisant le flux *longshore* de 10%. Cependant cette première évaluation ne donne pas d'information sur l'évolution du trait de côte et elle pourrait être approfondie par une étude des variations spatiales des conditions de vagues le long de la côte aquitaine. De plus, dans le cadre de l'étude d'un site particulier, un dernier emboîtement pourrait être mis en place pour fournir les conditions de vagues sur la plage dans la zone de déferlement. Il serait alors possible de se servir de ces données hydrodynamiques pour analyser en détail les évolutions morphologiques passées, ainsi que les possibles évolutions morphologiques futures.

Bibliographie

- Abadie, S., Butel, R., Dupuis, H., and Brière, C. (2005). Paramètres statistiques de la houle au large de la côte sud-aquitaine. *Comptes Rendus Geoscience*, 337 :769–776.
- Abadie, S., Butel, R., Mauriet, S., Morichon, D., and Dupuis, H. (2006). Wave climate and longshore drift on the south aquitaine coast. *Cont. Shelf Res.*, 26(16) :1924–1939.
- Adams, P. N., Storlazzi, C. D., and Anderson, R. S. (2005). Nearshore wave-induced cyclical flexing of sea cliffs. *J. Geophys. Res.*, 110(F02002).
- Alves, J.-H. G. M., Banner, M. L., and Young, I. R. (2003). Revisiting the Pierson-Moskowitz asymptotic limits for fully developed wind waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 33 :1301–1323.
- Andrade, C., Pires, H., Taborda, R., and Freitas, M. (2007). Projecting future changes in wave climate and coastal response in Portugal by the end of the 21st Century. *J. Coastal Res.*, SI 50 :263–257.
- Ardhuin, F., Chapron, B., and Collard, F. (2009). Observation of swell dissipation across oceans. *Geophys. Res. Lett.*, 36(L06607).
- Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A., Filipot, J. F., Magne, R., Roland, A., Westhuysen, A. V. D., Queffelec, P., Lefevre, J. M., Aouf, L., and Collard, F. (2010). Semi-empirical dissipation source functions for ocean waves : Part I, definition, calibration and validation. *J. Phys. Oceanogr.*, 40 :1917–1941.
- Ashton, A., Murray, A. B., and Arnault, O. (2001). Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Nature*, 414 :296–300.
- Aubié, S. and Tastet, J.-P. (2000). Coastal erosion, processes and rates : an historical study of the Gironde coastline, Southwestern France. *J. Coastal Res.*, 16(3) :756–767.
- Bacon, S. and Carter, D. J. T. (1991). Wave climate changes in the North Atlantic and North Sea. *Int. J. Climatol.*, 11 :545–558.
- Bacon, S. and Carter, D. J. T. (1993). A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *Int. J. Climatol.*, 13 :423–436.

- Balouin, Y., Howa, H., Pedreros, R., and Michel, D. (2005). Longshore sediment movements from tracers and models, Praia de Faro, South Portugal. *J. Coastal Res.*, 21(1) :146–156.
- Barnston, A. G. and Livezey, E. L. (1987). Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115 :1083–1126.
- Bengtsson, L., Hodges, K. I., and Keenlyside, N. (2009). Will extratropical storms intensify in a warmer climate? *J. Climate*, 22 :2276–2301.
- Benoit, M. and Lafon, F. (2004). A nearshore wave atlas along the coasts of France based on the numerical modeling of wave climate over 25 years. In *Proc. 29th International Conference on Coastal Engineering (ICCE'2004)*, pages 714–726, Lisbon, Portugal. Coastal Engineering Research Council.
- Benoit, M., Marcos, F., and Becq, F. (1996). Development of a third generation shallow-water wave model with unstructured spatial meshing. In *Proc. 25th International Conference on Coastal Engineering*, pages 465–478, Orlando. ASCE.
- Bidlot, J.-R. (2011). Intercomparison of operational wave forecasting systems against buoys : data from ECMWF, MetOffice, FNMOC, MSC, NCEP, MeteoFrance, DWD, BoM, SHOM, JMA, KMA, Puerto del Estado, DMI, CNR-AM, METNO - April 2011 to June 2011. Report, ECMWF.
- Boé, J. (2007). *Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France*. PhD thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III, Toulouse, France.
- Booij, N., Ris, R., and Holthuijsen, L. (1999). A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation. *J. Geophys. Res.*, 104(C4) :7649–7666.
- Butel, R., Dupuis, H., and Bonneton, P. (2002). Spatial variability of wave conditions on the French Atlantic Coast using in-situ data. *J. Coastal Res.*, Special Issue 36 :96–108.
- Caires, S. and Sterl, A. (2003). Validation of ocean wind and wave data using triple collocation. *J. Geophys. Res.*, 108(C3) :3098.
- Caires, S., Sterl, A., Bidlot, J.-R., Graham, N., and Swail, V. (2002). Climatological assessment of reanalysis ocean data. In *Proc. 7th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, Banff, Alberta, Canada. U.S. Army Engineer Research and Development Center.
- Caires, S., Swail, V. R., and Wang, X. L. (2006). Projection and analysis of extreme wave climate. *J. Climate*, 19 :5581–5605.
- Camenen, B. (2002). *Modélisation numérique du transport sédimentaire sur une plage sableuse*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.

-
- Camus, P., Mendez, F. J., Medina, R., and Cofiño, A. S. (2011). Analysis of clustering and selection algorithms for the study of multivariate wave climate. *Coastal Engineering*, 58(6) :453–462.
- Cassou, C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps : l’Oscillation Nord-Atlantique. *La Météorologie*, 45 :21–32.
- Cassou, C., Minvielle, M., Terray, L., and Périgaud, C. (2011). A statistical-dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part I : Weather regimes as predictors for ocean surface variables. *Clim. Dynam.*, 36 :19–39.
- Castelle, B. (2004). *Modélisation de l’hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l’action de la houle : application à la côte aquitaine*. PhD thesis, Université Bordeaux1.
- Castelle, B., Bonneton, P., and Butel, R. (2006a). Modélisation du festonnage des barres sableuses d’avant-côte : application à la côte aquitaine, France. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(11) :795–801.
- Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H., and Sénéchal, N. (2007). Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast : A review. *Marine Geology*, 245 :141–159.
- Castelle, B., Bonneton, P., Sénéchal, N., Dupuis, H., Butel, R., and Michel, D. (2006b). Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast, France. *Cont. Shelf Res.*, 26(1) :113–131.
- Castelle, B., Ruessink, B. G., Bonneton, P., Marieu, V., Bruneau, N., and Price, T. D. (2010). Coupling mechanisms in double sandbar systems. Part 1 : Patterns and physical explanation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35 :476–486.
- Catto, J., Shaffrey, L. C., and Hodges, K. I. (2011). Northern Hemisphere extratropical cyclones in a warming climate in the HiGEM high resolution climate model. *J. Climate*, e-view.
- Cavaleri, L. and Malanotte-Rizzoli, P. (1981). Wind wave prediction in shallow water : Theory and applications. *J. Geophys. Res.*, 86(C11) :10961–10973.
- Cayocca, F. (1996). *Modélisation morphodynamique d’une embouchure tidale : application aux passes d’entrée du Bassin d’Arcachon*. PhD thesis, Université Bordeaux1.
- Charles, E., Idier, D., Delecluse, P., Déqué, M., and Cozannet, G. L. (2012a). Climate change impact on waves in the Bay of Biscay, France. *Ocean Dynamics*, 62 :831–848.

- Charles, E., Idier, D., Thiébot, J., Le Cozannet, G., Pedreros, R., Ardhuin, F., and Planton, S. (2012b). Present wave climate in the Bay of Biscay : spatiotemporal variability and trends from 1958 to 2001. *J. Climate*, 25 :2020–2038.
- Christensen, J., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R., Kwon, W.-T., Laprise, R., Rueda, V. M., Mearns, L., Menendez, C., Raisanen, J., Rinke, Sarr, A., and Whetton, P. (2007). Regional climate projections. in : *Climate change 2007 : The physical science basis*. In Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., and Miller, H., editors, *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 847–940. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Debernard, J. B. and Røed, L. P. (2008). Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas : a revisit. *Tellus A*, 60(3) :427–438.
- Debernard, J. B., Sætra, Ø., and Røed, L. P. (2002). Future wind, wave and storm surge climate in the northern North Atlantic. *Climate Research*, 23 :39–49.
- Demirbilek, Z. and Vincent, C. L. (2002). Water wave mechanics. Coastal Engineering Manual Engineer Manual 1110-2-1100, Part II - Chapter 1, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC.
- Déqué, M. (2007). Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values. *Global Planet. Change*, 57(1-2) :16 – 26.
- Déqué, M. (2008). A versatile interpolation tool. Technical note, Météo-France/CNRM, CNRS/GAME.
- Dodet, G., Bertin, X., and Taborda, R. (2010). Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling*, 31 :120–131.
- Dupuis, H., Michel, D., and Sottolichio, A. (2006). Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. *J. Mar. Syst.*, 63 :105–114.
- Eckart, C. (1952). The propagation of gravity waves from deep to shallow water. Circular 521, National Bureau of Standards, Washington, D.C.
- Gain, L. (1918). Sur la prédiction de la houle au Maroc. *Annales du Service Hydrographique*, pages 65–75.

- Gelci, R., Cazalé, H., and Vassal, J. (1957). Prévion de la houle. La méthode des densités spectroangulaires. *Bulletin d'information du Comité d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, 9 :416–435.
- Grabemann, I. and Weisse, R. (2008). Climate change impact on extreme wave conditions in the North Sea : an ensemble study. *Ocean Dynamics*, 58 :199–212.
- Guemas, V., Salas-Mélia, D., Kageyama, M., Giordani, H., Voldoire, A., and Sanchez-Gomez, E. (2010). Summer interactions between weather regimes and surface ocean in the North-Atlantic region. *Clim. Dynam.*, 34 :527–546.
- Hall, A., Hansom, J., Williams, D., and Jarvis, J. (2006). Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits : Examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland. *Marine Geology*, 232(3-4) :131 – 155.
- Hauser, D., Tison, C., Lefèvre, J.-M., Lambin, J., Amiot, T., Aouf, L., Collard, F., and Castillan, P. (2010). Measuring Ocean Waves From Space : Objectives and Characteristics of the China-France Oceanography SATellite (CFOSAT). In *ASME Conference Proceedings*, volume 49125, pages 85–90. ASME.
- Hemer, M., McInnes, K., and Ranasinghe, R. (2011). Climate and variability bias adjustment of climate model-derived winds for a southeast Australian dynamical wave model. *Ocean Dynamics*, pages 1–18.
- Hu, A., Meehl, G. A., Han, W., , and Yin, J. (2009). Transient response of the MOC and climate to potential melting of the Greenland Ice Sheet in the 21st century. *Geophys. Res. Lett.*, 36(L10707).
- Izaguirre, C., Camus, P., Menéndez, M., Méndez, F., and Losada, I. (2011a). Projection of extreme marine climate in coastal areas using statistical downscaling. In *Geophysical Research Abstracts*, volume 13/2011-13682. European Geosciences Union.
- Izaguirre, C., Méndez, F., Menéndez, M., and Losada, I. (2011b). Global extreme wave height variability based on satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, 38(L10607).
- Janssen, P. A. E. M. (1991). Quasi-linear theory of wind wave generation applied to wave forecasting. *J. Phys. Oceanogr.*, 21 :1631–1642.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. R., and Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(3) :437–471.

- Kamphuis, J. W. (1991). Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 117(6) :624–640.
- Kohonen, T. (2000). *Self-organizing Maps*. Springer-Verlag. 3rd ed.
- Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., and Janssen, P. A. E. M. (1994). *Dynamics and modelling of ocean waves*. Cambridge University Press.
- Komen, G. J., Hasselmann, K., and Hasselmann, S. (1984). On the existence of a fully developed windsea spectrum. *J. Phys. Oceanogr.*, 14 :1271–1285.
- Krogstad, H. E. and Barstow, S. F. (1999). Satellite wave measurements for coastal engineering applications. *Coastal Engineering*, 37(3-4) :283–307.
- Kushnir, Y., Cardone, V. J., Greenwood, J. G., and Cane, M. A. (1997). The recent increase in North Atlantic wave heights. *J. Climate*, 10 :2107–2113.
- Lafon, F. and Benoit, M. (2006). Estimation of extreme wave conditions from hindcast simulations with application to the wave climate along French coasts. In *Proc. 30th Int. Conf. on Coastal Eng.*, pages 739–751, San Diego (California, USA). ICCE'2006.
- Lafon, V., Apoluceno, D. D. M., Dupuis, H., Michel, D., Howa, H., and Froidefond, J. (2004). Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (SW France) : I. Mapping beach changes using visible satellite imagery. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61(2) :289–299.
- Lafon, V., Dupuis, H., Butel, R., Castelle, B., Michel, D., Howa, H., and De Melo Apoluceno, D. (2005). Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (SW France) : 2. Physical forcing analysis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65 :449–462.
- LCHF (1979). Etude en nature de la côte aquitaine (entre la Pointe de la Grave et l'embouchure de l'Adour). Rapport établi pour la mission interministérielle pour l'aménagement de la côte aquitaine, Laboratoire Central Hydraulique de France.
- Le Cozannet, G., Lecacheux, S., Delvallée, E., Desramaut, N., Oliveros, C., and Pedreros, R. (2010). Teleconnection pattern influence in the Bay of Biscay. *J. Climate*.
- Le Méhauté, B. (1976). *Introduction to Hydrodynamics and Water Waves*. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.
- Leake, J., Wolf, J., Lowe, J., Stansby, P., Jacoub, G., Nicholls, R., Mokrech, M., Nicholson-Cole, S., Walkden, M., Watkinson, A., and Hanson, S. (2007). Predicted wave climate for the UK : towards an integrated model of coastal impacts of climate change. In *Proceeding of the Tenth*

-
- International Conference on Estuarine and Coastal Modeling Congress 2007*, pages 393–406. ASCE.
- Lionello, P., Cogo, S., Galati, M., and Sanna, A. (2008). The Mediterranean surface wave climate inferred from future scenario simulations. *Global Planet. Change*, 63 :152–162.
- Madsen, O., Poon, Y.-K., and Graber, H. (1988). Spectral wave attenuation by bottom friction. In *Proc. 21th International Conference on Coastal Engineering*, pages 492–504. ASCE.
- Magne, R., Ardhuin, F., and Roland, A. (2010). Waves forecast and hindcast from global ocean to the beach. *European Journal of Environmental and Civil Engineering*, 14 :149–162.
- Masselink, G., Austin, M., Tinker, J., O’Hare, T., and Russell, P. (2008). Cross-shore sediment transport and morphological response on a macrotidal beach with intertidal bar morphology, Truc Vert, France. *Marine Geology*, 251(3-4) :141 – 155.
- Meehl, G., Stocker, T., Collins, W., Friedlingstein, P., Gaye, A., Gregory, J., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J., Noda, A., Raper, S., Watterson, I., Weaver, A., and Zhao, Z.-C. (2007). Global climate projections, Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. In Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., and Miller, H., editors, *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Michelangeli, P., Vautard, R., and Legras, B. (1995). Weather regimes : recurrence and quasi stationarity. *J. Climate*, 52 :1237–1256.
- Miles, J. W. (1957). On the generation of surface waves by shear flows. *J. Fluid Mech.*, 3 :185–204.
- Montagne, R. (1922). Le service de la prédiction des houles au Maroc. *Annales du Service Hydrographique*, pages 157–186.
- Mori, N., Yasuda, T., Mase, H., Tom, T., and Oku, Y. (2010). Projection of extreme wave climate change under global warming. *Hydrological Research Letters*, 4 :15–19.
- Mugica, J. and Mallet, C. (2008). Etude de l’évolution géomorphologique récente de la côte sableuse aquitaine. Rapport BRGM/RP-56874-FR. Avec la participation de Hennequin V.
- Najac, J. (2008). *Impacts du changement climatique sur le potentiel éolien en France : une étude de régionalisation*. PhD thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III, Toulouse, France.
- Nakićenović, N. and Swart, R. (2000). Special report on emissions scenarios. In *A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, page 599. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- NGDC (2006). 2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2). [<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/06mgg01.html>].
- Nicholls, R. J., Wong, P. P., Burkett, V. R., Codignotto, J. O., Hay, J. E., McLean, R. F., Ragoonaden, S., and Woodroffe, C. D. (2007). Coastal systems and low-lying areas, Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. In Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., van der Linden, P. J., and Hanson, C. E., editors, *Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 315–356. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Pedreras, R., Lecacheux, S., Delvallée, E., Balouin, Y., Garcin, M., Krien, Y., Le Cozannet, G., Poisson, B., and Thiebot, J. (2010). Mise en place d’une approche multi-modèles pour évaluer l’exposition du littoral languedocien aux submersions marines dans un contexte de changement climatique (projet MISEEVA). In *Proc. Journées Impacts du Changement Climatique sur les Risques Côtiers*, pages 71–74, Orléans, France. BRGM.
- Phillips, O. (1958). The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. *J. Fluid Mech.*, 4 :426–433.
- Pinto, J., Ulbrich, U., Leckebusch, G., Spanghehl, T., Reyers, M., and Zacharias, S. (2007). Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Clim. Dynam.*, 29 :195–210. 10.1007/s00382-007-0230-4.
- Plant, W. (1982). A relation between wind stress and wave slope. *J. Geophys. Res.*, 87(C4) :1961–1967.
- Rahmstorf, S. (2007). A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science*, 315(5810) :368–370.
- Rosati, J. D., Walton, T. L., and Bodge, K. (2002). Longshore sediment transport. Coastal Engineering Manual Engineer Manual 1110-2-1100, Part III - Chapter 2, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC.
- Ruggiero, P., Komar, P. D., McDougal, W. G., Marra, J. J., and Beach, R. A. (2001). Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. *J. Coastal Res.*, 17(2) :407–419.
- Sanchez-Gomez, E., Somot, S., and Déqué, M. (2009). Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over Europe-Atlantic during the period 1961-2000. *Climate Dynamics*, 33 :723–736.
- Sénéchal, N., Arduin, F., Abadie, S., Almar, R., Arnaud, G., Austin, M., Barnoud, J., Barthélémy, E., Berni, C., Blenkinsopp, C., Bonneton, N. and Bonneton, P., Bouée, F., Bretel, P.,

- Brown, J., Brown, J., Bujan, S., Buscombe, S., Capo, S., Castelle, B., Certain, R., Chassagneux, F., Coco, G., Corman, D., Dallacosta, C., Dehouck, A., Delattre, M., Delvallée, E., de Vries, S., Dewez, T., Dodet, G., Emmanuel, I., Escalier, J., Francois, B., Froidefond, J., Gallagher, E., Ganderton, P., Garcin, M., Garlan, T., Gaunet, J., Gervais, M., Gluard, L., George, I., Gouaud, F., Grandjean, P., Grasso, F., Hampson, R., Hanquiez, V., Henriquez, M., Hibberd, W., Hurther, D., Lafosse, J., Lagauzère, M., Lambert, A., Lecacheux, S., Le Cozannet, G., Le Drezigue, J., Le Gall, F., Lencou, P., Le Roy, R., Lusven, A., Mac Mahan, J., Magne, R., Marieu, V., Markies, H., Marron, P., Martiny, N., Masselink, G., Michallet, H., Mignot, E., Minet, M., Moon, J., Moreau, J., Morichon, D., Morisset, S., Mory, M., Nahon, A., Oman, J., Outré, M., Parisot, J., Payne, G., Pedreros, R., Poate, T., Réjas, A., Reniers, A., Rey, V., Romieu, E., Rouillé, P., Ruiz De Alegria, A., Ruessink, G., Russel, P., Schippers, M., Smit, M., Sotin, C., Sous, D., Stanton, T., Stockel, J., Thiebaut, J., Thornton, E., Tinker, J., Tissier, M., Turner, I., Van Dam, B., Vandromme, R., and Van Maarseveen, M. (2008). ECORS - Truc Vert 2008 : Qualification des modèles de houle et de morphodynamique. *Xèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil*, pages 635–654.
- Sénéchal, N., Dupuis, H., and Bonneton, P. (2004). Preliminary hydrodynamic results of a field experiment on a barred beach, Truc Vert beach on October 2001. *Ocean Dynamics*, 54 :408–414.
- Sénéchal, N., Gouriou, T., Castelle, B., Parisot, J.-P., Capo, S., Bujan, S., and Howa, H. (2009). Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data set. *Geomorphology*, 107(3-4) :263–274.
- Shore Protection Manual (1984). 4th ed., 2 vols. Technical report, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Washington D.C. :U.S. Gov. Printing Office.
- Slott, J. M., Murray, A. B., Ashton, A. D., and Crowley, T. J. (2006). Coastline responses to changing storm patterns. *Geophys. Res. Lett.*, 33(L18404).
- Small, C. and Nicholls, R. J. (2003). A global analysis of human settlement in coastal zones. *J. Coastal Res.*, 19 :584–599.
- Snyder, R. L., Dobson, F. W., Elliot, J. A., and Long, R. B. (1981). Array measurement of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves. *J. Fluid Mech.*, 102 :1–59.
- Suanez, S., Fichaut, B., and Magne, R. (2009). Cliff-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France : Effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean. *Sedimentary Geology*, 220(1-2) :12–28.
- The WASA Group (1998). Changing waves and storms in the Northeast Atlantic? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79 :741–760.

- The WISE Group, Cavaleri, L., Alves, J.-H., Ardhuin, F., Babanin, A., Banner, M., Belibassakis, K., Benoit, M., Donelan, M., Groeneweg, J., Herbers, T., Hwang, P., Janssen, P., Janssen, T., Lavrenov, I., Magne, R., Monbaliu, J., Onorato, M., Polnikov, V., Resio, D., Rogers, W., Sheremet, A., Smith, J. M., Holman, H., van Vledder, G., Wolf, J., and Young, I. (2007). Wave modelling - the state of the art. *Progress in Oceanography*, 75 :603–674.
- Thiébot, J., Idier, D., Garnier, R., Falquès, A., and Ruessink, B. (2011). The influence of wave direction on the morphological response of a double sandbar system. *Cont. Shelf Res.*, 32 :71–85.
- Tolman, H. L. (2002). Validation of WAVEWATCH III version 1.15. Technical Report 213, NOAA / NWS / NCEP / MMAB.
- Tolman, H. L. (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14. Technical Note 276, NOAA / NWS / NCEP / MMAB.
- Uppala, S. M., Kållberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hölm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, L., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 :2961–3012.
- Vautard, R. (1990). Multiple weather regimes over the north atlantic : Analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review*, 118 :2056–2081.
- Vella, C., Demory, F., Canut, V., Dussouillez, P., and Fleury, T. J. (2011). First evidence of accumulation of mega boulders on the Mediterranean rocky coast of Provence (southern France). *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(3) :905–914.
- WAMDI Group (1988). The WAM model - a third generation ocean wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr.*, 185 :1775–1810.
- Wang, X. L. and Swail, V. R. (2001). Changes of extreme wave heights in Northern Hemisphere oceans and related atmospheric circulation regimes. *J. Climate*, 14 :2204–2221.
- Wang, X. L. and Swail, V. R. (2002). Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-Yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields. *J. Climate*, 15 :1020–1035.
- Wang, X. L. and Swail, V. R. (2006). Climate change signal and uncertainty in projections of ocean wave heights. *Clim. Dynam.*, 26 :109–126.

- Wang, X. L., Zwiers, F. W., and Swail, V. R. (2004). North Atlantic Ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *J. Climate*, 17 :2368–2383.
- Westhuysen, A., Zijlema, M., and Battjes, J. A. (2007). Nonlinear saturation-based whitecapping dissipation in SWAN for deep and shallow water. *Coastal Engineering*, 54(2) :151–170.
- Whitman, G. (1974). *Linear and nonlinear waves*. Wiley, New York.
- Woolf, D. K., Challenor, P. G., and Cotton, P. D. (2002). Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *J. Geophys. Res.*, 107(C10) :3145.
- Yan, L. (1987). An improved wind input source term for third generation ocean wave modelling. Scientific Report 87-8, Royal Dutch Meteor. Inst.
- Zacharioudaki, A., Pan, S., Simmonds, D., Magar, V., and Reeve, D. E. (2011). Future wave climate over the west-European shelf seas. *Ocean Dynamics*, 61 :807–827.
- Zijderveld, A. and Verlaan, M. (2004). Towards a new gridded bathymetry for storm surge forecasting in the North Sea. In *EGU 1st General Assembly, 25-30 April 2004, Geophysical Research Abstracts*, volume 6 (EGU04-A-05177), Nice, France.

Table des figures

1	Schéma représentant le système côtier et les différentes contraintes auxquelles il est soumis et qui sont susceptibles d'évoluer dans le cadre du changement climatique. Le système côtier peut se décomposer en deux sous-systèmes, l'un naturel et l'autre sociétal. Les influences peuvent être d'origine marine ou terrestre et sont régies par des variables climatiques susceptibles d'être modifiées par le changement climatique (tempêtes, vagues, niveau marin, température, concentration en CO ₂ , ruissellement). Source : Nicholls et al. (2007).	1
1.1	Représentation d'une onde sinusoïdale et de ses caractéristiques.	7
1.2	Signal d'élévation de la surface de l'eau, découpé selon la méthode <i>zero-down-crossing</i> (gauche) et <i>zero-up-crossing</i> (droite). Source : Demirbilek and Vincent (2002), modifié.	9
1.3	Exemple de spectre de vague à la bouée Gascogne, présentant une houle d'Ouest et une mer de vent de Sud-Est. Source : www.previmier.org	10
1.4	Illustration des processus de (1) réfraction, (2) diffraction et (3) réflexion. Les lignes représentent les lignes de crêtes des vagues.	13
1.5	Schéma en coupe des vagues approchant de la côte, illustrant les phénomènes de gonflement (ou <i>shoaling</i>), de déferlement, de jet de rive (ou <i>swash</i>) et des niveaux de <i>set-down</i> , <i>set-up</i> , <i>run-down</i> et <i>run-down</i> associés. Source : Pedreros et al. (2010), modifié.	14
1.6	Les trois modes de transport sédimentaire : transport par charriage, transport par suspension, transport par <i>sheet flow</i> . Source : Camenen (2002).	14
1.7	Illustration des courants de dérive (gauche) et de retour (droite) induits par les vagues en zone côtière. Source : Castelle (2004).	15
1.8	Fonctionnement de la circulation atmosphérique moyenne montrant, de l'équateur vers le pôle, les cellules de Hadley, de Ferrel et polaires. Source : eduscol.education.fr .	16
1.9	Profil logarithmique d'un vent de 10 m s ⁻¹ à 10 m d'altitude au dessus de l'océan pour une mer calme (hauteur de rugosité z_0 faible) et pour une mer agitée (hauteur de rugosité élevée).	18

1.10	Circulation atmosphérique générale de surface pour les mois d’hiver et d’été. Les principaux centres de basse et haute pression, ainsi que les vents dominants sont schématisés. Source : eduscol.education.fr.	19
1.11	Illustration schématique des scénarios SRES. Chaque famille de scénarios est basée sur des caractéristiques communes de développement. Source : Nakićenović and Swart (2000).	24
1.12	Moyenne multi-modèles de l’évolution de la température globale de surface par rapport à la période 1980-1999 pour les scénarios A2, A1B et B1. Source : Meehl et al. (2007).	26
1.13	Moyenne multi-modèles des changements de la température de l’air en surface (gauche) et des pressions à la surface de la mer (droite) pour l’hiver (DJF, haut) et l’été (JJA, bas) boréaux. Les changements sont donnés pour le scénario A1B, pour la période 2080-2099 relativement à 1980-1999. Les hachures indiquent que la moyenne multi-modèles est plus forte que l’écart-type entre les modèles. Source : Meehl et al. (2007).	27
1.14	Carte simplifiée des projections des hauteurs de vague, synthétisant les résultats des études existantes dans l’Atlantique Nord (tableau 1.3).	28
1.15	Localisation du Golfe de Gascogne et de la côte aquitaine dans l’Atlantique Nord. Source : Géoportail, IGN.	31
2.1	Emprises et bathymétries des domaines utilisés pour modéliser les vagues.	44
2.2	Comparaison au niveau de la bouée Gascogne (a) des vitesses de vent mesurées et issues de la réanalyse ERA-40 et (b) des hauteurs de vague mesurées et simulées avec WW3 forcé par les champs de vent ERA-40 sans calibration sur le rang 1.	47
2.3	Exemple de la modification du profil de vitesse du vent suivant le choix de ZWND, dans le cas d’un vent de 10 m s^{-1} et d’une hauteur de rugosité de 2 mm.	52
2.4	Comparaison des hauteurs significatives de vague mesurées par 9 bouées et simulées avec WW3 pour différentes valeurs de ZWND de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS, (c) coefficient de détermination R^2 , (d) indice de dispersion.	53
2.5	Comparaison des périodes moyennes de vague mesurées par 9 bouées et simulées avec WW3 pour différentes valeurs de ZWND de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS, (c) coefficient de détermination R^2 , (d) indice de dispersion.	54
2.6	Comparaison des directions pic de vague mesurées par 3 bouées et simulées avec WW3 pour différentes valeurs de ZWND de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS.	55

2.7	Hauteurs, périodes et directions simulées et observées du 3 au 26 août 1998 à la bouée Minquiers (haut) et niveaux de marée prédite par rapport au zéro hydrographique au marégraphe de St Malo (bas), source : SHOM.	57
2.8	Histogrammes (gauche) et graphes quantile-quantile (droite) des hauteurs de vague mesurées et simulées avec WW3 aux bouées Gascogne, Biscarrosse et Cap Ferret 1.	58
2.9	Comparaison des directions mesurées aux directions simulées avec WW3 au niveau de la bouée Yeu 2 (gauche) et Cap Ferret 2 (droite). Les directions mesurées se lisent sur le cercle extérieur bleu, comme sur une rose des vents. Les directions simulées se lisent sur les axes noirs et correspondent à la distance par rapport au centre du cercle. Par exemple, une vague mesurée en provenance de 45° est représentée par un point placé sur la médiane du quadrant Nord-Est. Si elle est modélisée comme provenant de 180° , alors le point est placé à mi-distance entre le centre du cercle (0°) et le cercle extérieur (360°). La courbe rouge représente l'égalité entre direction mesurée et simulée.	59
2.10	Evolution des erreurs statistiques à la bouée Biscarrosse de 1980 à 2002. De haut en bas : nombre d'échantillons, biais relatif, erreur RMS normalisée (NRMSE), indice de dispersion (SI) et coefficient de détermination (R^2). Les lignes verticales indiquent les principales étapes d'assimilation des données de vent de juillet 1987, juin 1990 et avril 1992.	62
2.11	Fonction de densité de probabilité cumulée des hauteurs, périodes et directions de vague à la bouée Gascogne pour le jeu de données BoBWA-10kH (trait continu) et le scénario REF non corrigé (trait pointillé), en hiver (haut) et été (bas).	64
2.12	Fonction de densité de probabilité cumulée des hauteurs, périodes et directions de vague à la bouée Gascogne en été pour les scénarios REF (trait continu) et A2 (trait pointillé) non corrigés (haut) et corrigés (bas).	65
3.1	Gauche : Evolution des périodes moyennes de vague annuelles et saisonnières à la bouée Gascogne de 1958 à 2001 (ligne continue) et moyenne mobile sur 10 ans correspondante (ligne pointillée). Les cercles indiquent le minimum et le maximum de la moyenne mobile. Droite : tendances des périodes moyennes de vague annuelles et saisonnières sur des périodes croissantes se terminant en 2001 (ligne noire). Les lignes pointillées indiquent l'intervalle de confiance à 95%.	92

3.2	Carte des tendances linéaires de périodes moyennes de vague pour différents centiles de hauteurs de vague et uniquement sur les périodes présentant une tendance significative à plus de 95%. La période et la saison de la tendance sont indiquées à gauche de chaque ligne et le type de hauteur de vague (moyenne, supérieure aux 90 ^e ou 95 ^e centiles) en haut de chaque colonne. Les zones hachurées indiquent des tendances significatives à plus de 95%.	93
3.3	Gauche : Evolution des directions pic des vagues extrêmes (dont la hauteur est supérieure au 90 ^e centile) annuelles et saisonnières à la bouée Gascogne de 1958 à 2001 (ligne continue) et moyenne mobile sur 10 ans correspondante (ligne pointillée). Les cercles indiquent le minimum et le maximum de la moyenne mobile. Droite : tendances des directions pic des vagues extrêmes (dont la hauteur est supérieure au 90 ^e centile) annuelles et saisonnières sur des périodes croissantes se terminant en 2001 (ligne noire). Les lignes pointillées indiquent l'intervalle de confiance à 95%.	94
3.4	Carte des tendances linéaires des directions pic de vague pour deux types de centiles de hauteur de vague. La période et la saison de la tendance sont indiquées à gauche de chaque ligne et le type de hauteur de vague (supérieure au 90 ^e ou 95 ^e centile) en haut de chaque colonne. Les zones hachurées indiquent des tendances significatives à plus de 95%.	95
3.5	Séries temporelles annuelles de l'occurrence des régimes de temps en hiver (gauche) et en été (droite).	96
3.6	Composites des anomalies de hauteur du géopotential à 500 hPa pour les régimes de temps de l'Atlantique Nord pour l'hiver (gauche) et l'été (droite).	97
3.7	Schématisation du calcul des coefficients de corrélation entre les occurrences des régimes de temps et les anomalies des conditions de vagues.	98
3.8	Superposition des variations annuelles des anomalies de deux paramètres de vague à la bouée Gascogne et de l'occurrence de deux régimes de temps : (gauche) hauteur de vague hivernale et régime de temps ZO/NAO+, (droite) direction pic de vague estivale et régime de temps AR.	98
3.9	Cartes des corrélations entre l'occurrence des régimes de temps de l'Atlantique Nord et les anomalies de hauteur, période et direction des vagues dans le Golfe de Gascogne en hiver. Les zones hachurées indiquent un coefficient de corrélation significatif à plus de 95%.	99
3.10	Cartes des corrélations entre l'occurrence des régimes de temps de l'Atlantique Nord et les anomalies de hauteur, période et direction des vagues dans le Golfe de Gascogne en été. Les zones hachurées indiquent un coefficient de corrélation significatif à plus de 95%.	100

3.11	Cartes des anomalies de hauteurs de géopotential à 500 hPa pour chaque régime de temps de l'Atlantique Nord et changements de vagues associés dans le Golfe de Gascogne, d'après notre étude. La flèche pointillée indique la direction moyenne des vagues pendant la saison spécifiée et la position de la flèche bleue indique les changements de direction de vague (pas à l'échelle), son épaisseur indique les changements de hauteur et sa longueur, les changements de période. (*) : les coefficients de corrélations entre le régime de temps et le changement indiqué sont relativement faibles, bien que significatifs.	101
3.12	Moyennes saisonnières du vent à 10 m issu de la réanalyse ERA-40 sur la période 1958-2001.	102
3.13	Composites des anomalies hivernales du vent à 10 m d'ERA-40 (vecteur) et de son module (contours, intervalles de 0.15 m s^{-1}) pour chaque régime de temps. Extrait de Cassou et al. (2011).	103
3.14	Composites des anomalies estivales de température de l'air à 2 m (contours) et de vent à 10 m (vecteurs) d'ERA-40 pour chaque régime de temps. Extrait de Guemas et al. (2010).	104
4.1	Variations saisonnières des flux de sédiments <i>longshore</i> au niveau de la plage Biscarrosse pour le climat actuel (scénario REF, 1961-2000). Les flux sont calculés à partir de la base de données de vagues BoBWA-10kF à la bouée Biscarrosse et de quatre formulations. Ils sont donnés relativement au flux annuel.	134
4.2	Changements potentiels des flux de sédiments <i>longshore</i> au niveau de la plage Biscarrosse pour le climat futur (scénarios B1, A1B et A2, 2061-2100). Les flux sont calculés à partir de la base de données de vagues BoBWA-10kF à la bouée Biscarrosse et de quatre formulations. Ils sont donnés relativement au flux saisonniers du climat actuel (scénario REF, 1961-2000).	135
4.3	Contribution de l'angle d'incidence dans le calcul du flux sédimentaire pour les quatre formulations (contribution normalisée). La formulation CERC-0 utilise l'angle d'incidence au large tandis que les trois autres formulations utilisent l'angle d'incidence en zone de déferlement.	136
4.4	Répartition des directions et des hauteurs de vague annuelles à la bouée Biscarrosse (gauche), réalisée à partir de la base de données BoBWA-10kH sur la période 1958-2002. Localisation de la bouée Biscarrosse par rapport à la plage de Biscarrosse (droite). Source : Geoportail, IGN.	137
A.1	Emprise et bathymétrie du domaine utilisés pour modéliser les vagues avec SWAN et positionnement par rapport aux domaines utilisés avec WW3.	172

A.2 Comparaison des hauteurs significatives de vague mesurées par 3 bouées et simulées par SWAN pour différentes valeurs de K_N de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS, (c) coefficient de détermination R^2 , (d) indice de dispersion. 174

A.3 Comparaison des périodes moyennes de vague mesurées par 3 bouées et simulées par SWAN pour différentes valeurs de K_N de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS, (c) coefficient de détermination R^2 , (d) indice de dispersion. . . . 175

A.4 Comparaison des directions moyennes de vague mesurées par 1 bouée et simulées par SWAN pour différentes valeurs de K_N de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS. 176

A.5 Comparaison des quantiles des hauteurs et périodes mesurées à Biscarrosse aux quantiles des hauteurs et périodes simulées par WW3 calibré et par SWAN pour différentes valeurs de K_N de juillet 1998 à août 2002. 177

A.6 Histogrammes (gauche) et graphes quantile-quantile (droite) des hauteurs de vague mesurées et simulées avec SWAN aux bouées Biscarrosse et Cap Ferret 1. 179

A.7 Comparaison des directions mesurées aux directions simulées avec SWAN au niveau de la bouée Cap Ferret 2. Les directions mesurées se lisent sur le cercle extérieur bleu, comme sur une rose des vents. Les directions simulées se lisent sur les axes noirs et correspondent à la distance par rapport au centre du cercle. Par exemple, une vague mesurée en provenance de 45° est représentée par un point placé sur la médiane du quadrant Nord-Est. Si elle est modélisée comme provenant de 180° , alors le point est placé à mi-distance entre le centre du cercle (0°) et le cercle extérieur (360°). La courbe rouge représente l'égalité entre direction mesurée et simulée. 179

B.1 Données disponibles sur les domaines R1 (haut) et R2 (bas). Les bouées sauvegardées sont représentées par des losanges, les conditions aux limites pour d'autres boîtes par des ronds, les points couvrant le domaine R3 par des croix et la grille R2 par des points. 183

B.2 Données disponibles sur le domaine R3. Les bouées sauvegardées sont représentées par des losanges, les conditions aux limites sur les profils cross-shore par des ronds, les points sur l'isobathe 20 m et sur l'isobathe 50 m par des croix et la grille R3 par des points. 184

Liste des tableaux

1.1	Modes de téléconnexion de l'hémisphère Nord.	21
1.2	Régimes de temps de l'Atlantique Nord.	22
1.3	Synthèse des projections de vagues existantes couvrant l'ensemble du globe ou l'Atlantique Nord. Seules les résolutions des emboîtements couvrant l'Atlantique Nord-Est sont données.	29
1.4	Climatologies de vagues récentes incluant le Golfe de Gascogne.	33
2.1	Emprise des domaines emboîtés utilisés pour modéliser les vagues et paramètres utilisés pour chaque rang.	45
2.2	Caractéristiques des bouées utilisées pour la calibration et la validation du modèle de vagues.	49
2.3	Calendrier du déploiement des bouées entre 1980 et 2002. La couleur des cellules indique si la bouée est déployée dans le Golfe de Gascogne (bleu) ou en Manche (jaune). A noter que la bouée Gascogne mesure les périodes de vague uniquement à partir de 1989.	50
2.4	Calendrier du déploiement des bouées entre juillet 1998 et août 2002. La couleur des cellules indique si la bouée est déployée dans le Golfe de Gascogne (bleu) ou en Manche (jaune). De plus, si la couleur est atténuée, cela signifie que peu de mesures sont disponibles pour la bouée et le mois correspondants.	51
2.5	Résultat de la comparaison entre les vagues simulées avec WW3 (rangs 1 et 2) et les observations : le biais, la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), le coefficient de détermination (R^2) et l'indice de dispersion (SI) sont calculés pour la hauteur significative et la période moyenne, le biais et la RMSE pour les directions. Les directions pic sont comparées aux bouées Yeu 2 et Minquiers, et les directions moyennes à la bouée Cap Ferret 2.	56

4.1	Hauteur significative et angle d'incidence des vagues (convention nautique par rapport à la normale à la plage de Biscarrosse) au niveau de la bouée Biscarrosse (profondeur 26 m). Moyenne pour le climat actuel (scénario REF, 1961-2000) et changements relatifs pour le climat futur (scénarios B1, A1B et A2, 2061-2100).	138
A.1	Emprise des domaines emboîtés utilisés pour modéliser les vagues avec SWAN et paramètres des modèles utilisés pour chaque rang.	173
A.2	Résultat de la comparaison entre les vagues simulées avec SWAN (rang 3) et les observations : le biais, la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), le coefficient de détermination (R^2) et l'indice de dispersion (SI) sont calculés pour la hauteur significative et la période moyenne, le biais et la RMSE pour les directions moyennes.	178
B.1	Données disponibles pour chaque base de données de vagues. Les tables contiennent les principales caractéristiques des vagues, ainsi que les données de vent. Les tables "HTDf" contiennent uniquement les paramètres de hauteur significative, période moyenne, direction moyenne et fréquence pic. Le nombre de points indiqué pour les grilles correspond au nombre de points immergés. (*) : n'est disponible que pour les bases de données BoBWA-10kF et BoBWA-1kF. (**) : n'est disponible que pour la base de données BoBWA-10kH.	182

Annexes

Annexe A

Modélisation des vagues à la résolution kilométrique sur la côte aquitaine

Cette annexe présente la mise en place, la calibration et la validation du modèle de vagues SWAN sur un domaine resserré sur la côte aquitaine. Cet emboîtement est forcé aux bords par les vagues issues du domaine de rang 2 de WW3 détaillé dans le chapitre 2. Ce dernier emboîtement a pour objectif de fournir des données de vagues à la résolution kilométrique le long de la côte aquitaine. Le modèle mis en place est utilisé pour construire une base de donnée très haute résolution. Sur le modèle des bases de données BoBWA-10kH et BoBWA-10kF, la base de données générée avec SWAN est dénommée BoBWA-1kH pour le climat actuel et BoBWA-1kF pour le climat futur (avec 1k pour la résolution spatiale de 1 km).

Nous allons dans un premier temps détailler la modélisation des vagues sur ce troisième rang, puis les étapes de calibration, validation et de correction quantile-quantile effectuées sur les vagues simulées.

A.1 Modélisation des vagues en milieu côtier

A.1.1 Modèle de vagues SWAN

Le modèle SWAN (Simulating WAVes Nearshore) (Booij et al., 1999) a été développé spécifiquement pour le côtier. Il se distingue de la plupart des autres modèles spectraux en prenant en compte les interactions non linéaires entre triplets de fréquence et les processus de diffraction. De plus, l'équation de conservation de la densité de l'action (2.1) est résolue par un schéma implicite du second ordre. Il est moins efficace que WAM et WW3 à l'échelle océanique (The WISE Group et al., 2007), mais est robuste et très couramment utilisé en zone côtière. L'absence de condition de Courant-Friedrichs-Lewy permet d'utiliser des pas de temps très grands et donc de réduire les temps de calcul.

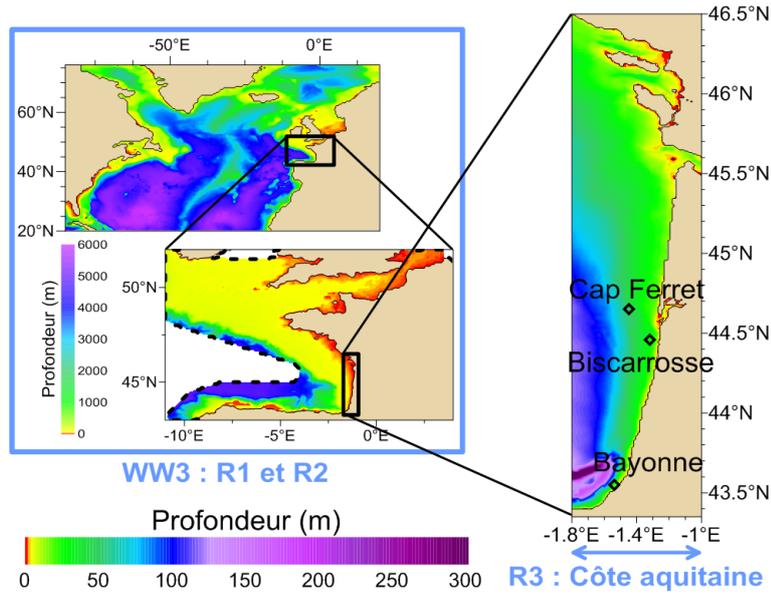


FIGURE A.1 – Emprise et bathymétrie du domaine utilisés pour modéliser les vagues avec SWAN et positionnement par rapport aux domaines utilisés avec WW3.

Dans le modèle SWAN, comme dans le modèle WW3, le terme de croissance linéaire utilisé est basé sur le paramétrage de Cavaleri and Malanotte-Rizzoli (1981). Concernant le terme de croissance exponentielle, on utilise le paramétrage WESTH (Westhuysen et al., 2007) de SWAN, basé sur la formulation de Yan (1987). Il propose une formulation empirique basée sur deux jeux de mesures expérimentales réalisés avec des conditions de vent différentes. Ainsi pour les vents moyens, la croissance des vagues est liée au vent de manière linéaire (mesures expérimentales de Snyder et al. (1981)) et pour les vents forts, de manière quadratique (mesures expérimentales de Plant (1982)).

Concernant le terme de dissipation des vagues au large, il est paramétré comme dans Westhuysen et al. (2007) (saturation du spectre décrite dans Alves et al. (2003)).

A.1.2 Implémentation pour la côte aquitaine

Ce dernier emboîtement augmente la précision bathymétrique en faible profondeur dans le but d'améliorer la reproduction des phénomènes de dissipation par frottement au fond et de réfraction bathymétrique. Le modèle SWAN est donc implémenté sur la côte aquitaine à une résolution de 0.0125° long. par 0.009° lat. (≈ 1 km). L'emprise du domaine et la bathymétrie sont représentées dans la figure A.1. La frontière Ouest du domaine de SWAN est forcée par les vagues issues du domaine de rang 2 de WW3. Afin qu'il n'y ait pas de perte d'information lors du passage d'un modèle à l'autre, les conditions aux limites sont données sous la forme de spectres de vagues.

Différentes discrétisations temporelles, fréquentielles et directionnelles ont été testées dans le modèle SWAN afin de trouver le meilleur compromis entre temps de calcul et précision des champs de vagues simulés. Les discrétisations sélectionnées sont détaillées dans le tableau A.1.

Paramètres	Rang 3
Zone	Côte aquitaine
Limites W-E	1.8°W-1°W
Limites S-N	43.35°N-46.5°N
Discrétisation	
- En espace	$\Delta x \times \Delta y = 0.0125^\circ \times 0.009^\circ$
- En temps	$\Delta t = 30$ min
- En direction	$\Delta \theta = 10^\circ$ ($n_\theta = 36$)
- En fréquence	f=0.0373 à 0.716 Hz ($n_f = 32$)

TABLE A.1 – Emprise des domaines emboîtés utilisés pour modéliser les vagues avec SWAN et paramètres des modèles utilisés pour chaque rang.

L’option sélectionnée pour la génération et dissipation des vagues est WESTH, avec les paramètres par défaut. Puisqu’on s’intéresse aux vagues en profondeur intermédiaire à faible, le déferlement bathymétrique, la diffraction et les interactions non linéaires entre triplets de fréquence sont désactivés. Les valeurs par défaut sont sélectionnées pour l’ensemble des paramètres, sauf pour le coefficient de frottement qui fait l’objet d’une calibration (section A.2.1).

La bathymétrie utilisée pour le rang 3 est construite à partir de relevés bathymétriques haute résolution du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine au niveau des Pertuis charentais et du bassin d’Arcachon et de la bathymétrie GEBCO One Minute Grid (BODC/GDA), à une résolution proche du kilomètre, pour le reste du domaine.

A.1.3 Champs de vent

Les champs de vent utilisés pour forcer le modèle SWAN sont les mêmes que ceux utilisés pour forcer le modèle WW3 (cf. section 2.1.5). Il y a cependant quelques petites différences à noter. Pour le climat actuel, les champs de vent utilisés sont les vents de la réanalyse ERA-40, après correction par le modèle WW3. Afin de forcer le modèle SWAN avec des conditions de vent identiques à celles utilisées dans WW3, on extrait les champs de vent à 10 m du modèle WW3 sur une grille de résolution spatiale de 0.2° couvrant le domaine de SWAN avec un pas de temps de 1 h. Pour le climat futur, les champs de vent des simulations RETIC d’ARPEGE-Climat sont interpolés sur la grille de rang 3.

A.2 Calibration, validation et correction des vagues

De même que pour le modèle WW3, la calibration est réalisée sur la période d'août 1998 à juillet 2002, et la validation est réalisée sur la période maximale commune aux mesures et à la simulation. Les bouées sont détaillées dans les tableaux 2.2, 2.3 et 2.4.

A.2.1 Calibration du modèle SWAN sur la période 1998-2002

Parmi les quatre bouées incluses dans le domaine de SWAN, les bouées Cap Ferret 1 et 2 et Biscarrosse sont utilisées pour calibrer le modèle sur la période juillet 1998 à août 2002. Le coefficient utilisé pour calibrer le modèle est la longueur de rugosité du fond K_N , entrant dans le calcul de la dissipation par frottement avec le fond (modèle de turbulence-viscosité de Madsen et al. (1988)). C'est un paramètre courant de calage du modèle par rapport aux conditions locales. Sa valeur par défaut est de 0.05 m, et en l'augmentant, on augmente la rugosité du fond.

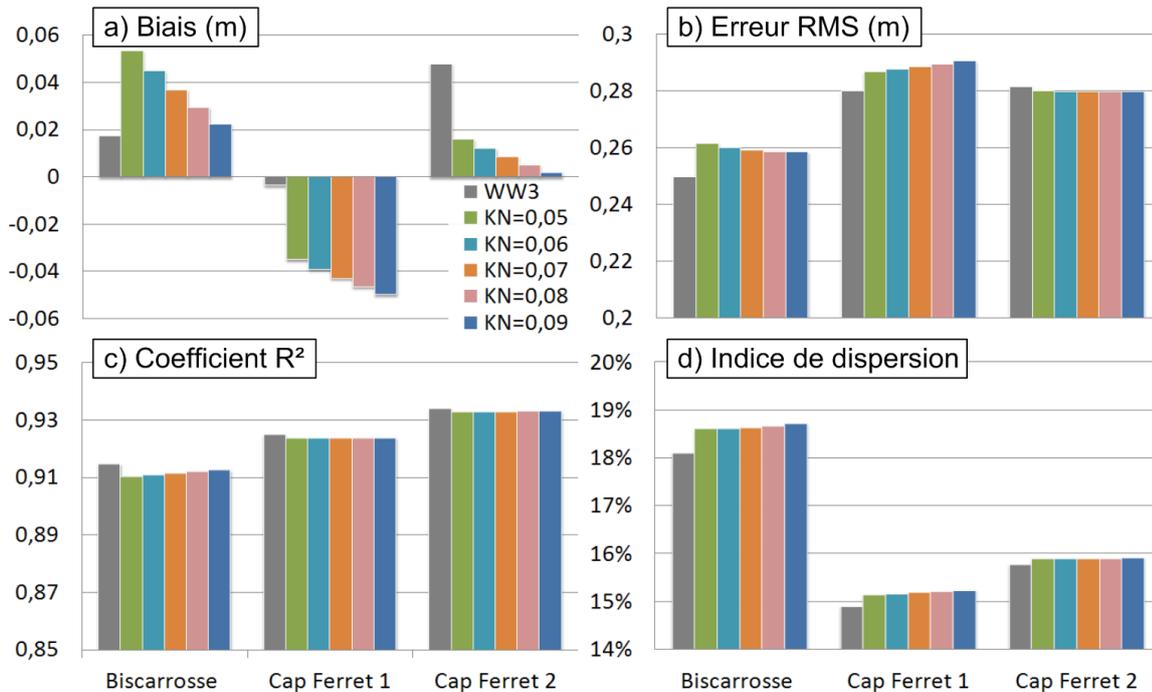


FIGURE A.2 – Comparaison des hauteurs significatives de vague mesurées par 3 bouées et simulées par SWAN pour différentes valeurs de K_N de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS, (c) coefficient de détermination R^2 , (d) indice de dispersion.

Des valeurs de K_N , comprises entre 0.05 et 0.09 m sont testées dans le modèle SWAN. Les résultats obtenus sont donnés dans les figures A.2, A.3 et A.4, ainsi que les résultats de WW3 calibré sur la même période. Concernant les hauteurs de vague (figure A.2), le biais est plus important que celui obtenu avec WW3, mais reste faible (inférieur à 0.05 m). Il est négatif à la bouée Cap Ferret 1 et positif aux bouées Biscarrosse et Cap Ferret 2. L'augmentation de la

rugosité du fond entraîne une diminution des hauteurs, et donc améliore le biais aux bouées Biscarrosse et Cap Ferret 2 et le dégrade à la bouée Cap Ferret 1. Concernant les autres erreurs statistiques sur les hauteurs, elles sont quasiment constantes, quel que soit le choix de K_N et équivalentes ou légèrement moins bonnes que celles obtenues pour WW3 calibré. Les périodes moyennes de vague (figure A.3) sont mieux représentées que dans WW3. Le biais est toujours positif, mais légèrement inférieur à celui de WW3. L'augmentation de la rugosité entraîne la réduction des périodes et donc du biais. Les autres erreurs statistiques sont également légèrement meilleures que pour WW3, et sont à peu près constantes, quelle que soit la valeur de K_N . Enfin, les directions à la bouée Cap Ferret 2 (figure A.4) présentent des erreurs statistiques constantes quel que soit le choix de K_N et très similaires à celles de WW3.

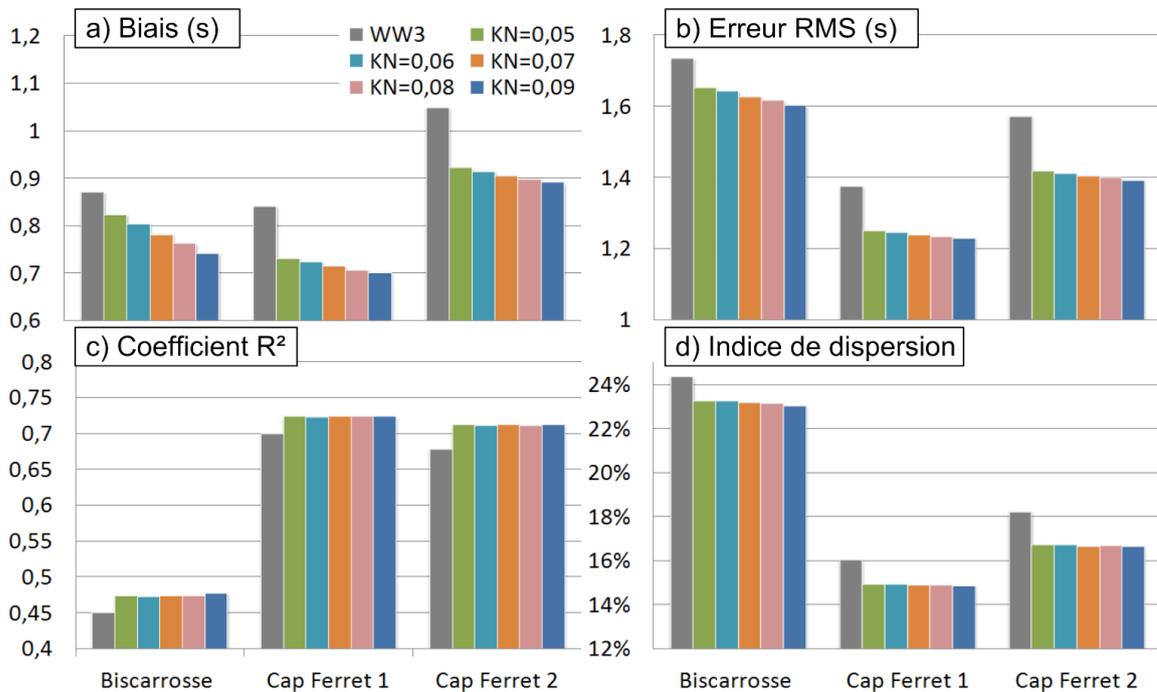


FIGURE A.3 – Comparaison des périodes moyennes de vague mesurées par 3 bouées et simulées par SWAN pour différentes valeurs de K_N de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS, (c) coefficient de détermination R^2 , (d) indice de dispersion.

La modification de la valeur de K_N impacte en particulier le biais des hauteurs de vague. Le choix de 0.07 m pour K_N donne un biais équivalent aux bouées Biscarrosse et Cap Ferret 1 et un biais relativement faible à la bouée Cap Ferret 2. Cependant, il est intéressant de vérifier au préalable quelles sont les vagues impactées, en particulier au niveau de la bouée Biscarrosse, qui se situe à une plus faible profondeur (26 m) que les deux bouées Cap Ferret (≈ 50 m). La figure A.5 compare les quantiles des hauteurs et périodes mesurées aux quantiles des hauteurs et périodes simulées par WW3 calibré et par SWAN pour les valeur de K_N égales à 0.05, 0.07

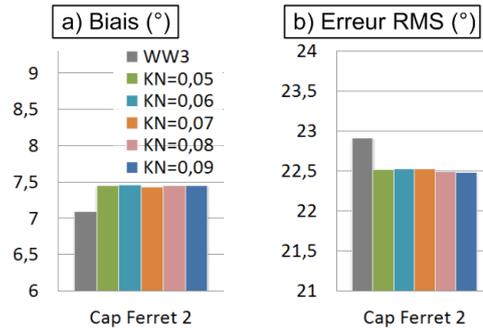


FIGURE A.4 – Comparaison des directions moyennes de vague mesurées par 1 bouée et simulées par SWAN pour différentes valeurs de K_N de juillet 1998 à août 2002 : (a) Biais, (b) erreur RMS.

et 0.09 m. Les vagues dont la hauteur ou la période sont inférieures au 25^e centile de hauteur ou période ne sont pas impactées par l'augmentation de la rugosité. Le choix d'un K_N plus fort améliore les vagues dont la hauteur ou la période sont comprises entre le 26^e et le 75^e percentiles de hauteur ou période. Les vagues plus hautes que le 76^e percentile de hauteur sont sous-estimées par tous les modèles, et le biais négatif augmente quand on augmente la rugosité. Quant aux vagues plus longues que le 76^e percentile de période, le biais positif est réduit quand on augmente la rugosité. L'augmentation de K_N entraîne la diminution des hauteurs et des périodes, d'autant plus que les vagues sont hautes et longues. Le choix de $K_N = 0.07$ m permet d'avoir un biais équivalent aux deux bouées et a priori d'optimiser le biais de 50% des hauteurs de vague et 75% des périodes moyennes à la bouée Biscarrosse. A noter que le biais des plus grandes hauteurs se dégrade légèrement avec ce choix.

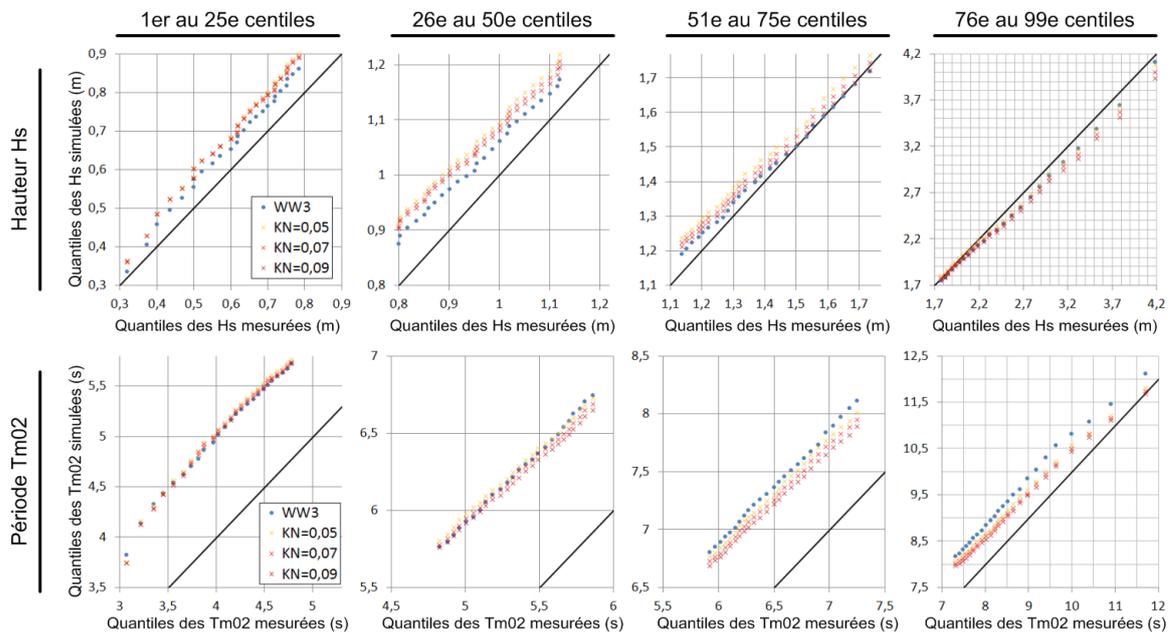


FIGURE A.5 – Comparaison des quantiles des hauteurs et périodes mesurées à Biscarrosse aux quantiles des hauteurs et périodes simulées par WW3 calibré et par SWAN pour différentes valeurs de K_N de juillet 1998 à août 2002.

A.2.2 Validation du modèle SWAN sur la période 1980-2002

La validation du modèle est basée sur les mesures des bouées Biscarrosse, Cap Ferret 1 et 2 sur leur période complète, ainsi que sur les mesures de la bouée Bayonne. Les résultats de la validation du modèle SWAN sont donnés dans le tableau A.2.

Bouée	Hauteur significative				Période moyenne Tm02				Direction	
	Biais	RMSE	R^2	SI	Biais	RMSE	R^2	SI	Biais	RMSE
Bayonne	-9 cm	39 cm	0.87	23%	1.20 s	1.75 s	0.68	18%	-	-
Biscarrosse	12 cm	35 cm	0.86	24%	0.78 s	1.58 s	0.59	21%	-	-
Cap Ferret 1	-4 cm	29 cm	0.92	15%	0.72 s	1.24 s	0.72	15%	-	-
Cap Ferret 2	1 cm	28 cm	0.93	16%	0.91 s	1.41 s	0.71	17%	7°	23°

TABLE A.2 – Résultat de la comparaison entre les vagues simulées avec SWAN (rang 3) et les observations : le biais, la racine de l’erreur quadratique moyenne (RMSE), le coefficient de détermination (R^2) et l’indice de dispersion (SI) sont calculés pour la hauteur significative et la période moyenne, le biais et la RMSE pour les directions moyennes.

Pour les hauteurs de vague, le biais obtenu est compris entre -9 et 12 cm, l’erreur RMS est inférieure 39 cm, le coefficient de détermination est compris entre 0.86 et 0.93 et l’indice de dispersion est compris entre 15 et 23%. Les histogrammes ainsi que les diagrammes quantile-quantiles sont donnés dans la figure A.6. La comparaison de ces erreurs statistiques avec celles obtenues avec WW3 sur le domaine de rang 2, n’indique pas d’amélioration notable de la modélisation des hauteurs.

Concernant les périodes moyennes de vague, on note une très légère amélioration par rapport aux erreurs obtenues avec WW3 : le biais est compris entre 0.72 et 1.20 s (réduction d’environ 0.1 s par rapport à WW3), l’erreur RMS est inférieure à 1.75 s (réduction d’environ 0.15 s par rapport à WW3), le coefficient de détermination est compris entre 0.59 et 0.72 (augmentation d’environ 0.3 par rapport à WW3) et l’indice de dispersion est compris entre 15 et 21% (réduction d’environ 1% par rapport à WW3).

Pour les directions des vagues à la bouée Cap Ferret, on ne note pas d’amélioration des directions en général ni de la mer de vent en particulier (voir figure A.7). L’utilisation du modèle SWAN, doté d’une résolution spatiale et directionnelle plus forte que WW3, n’apporte aucune amélioration à la modélisation des directions. Cela peut s’expliquer par la résolution des champs de vent qui reste inchangée entre WW3 et SWAN et qui ne permet pas de bien représenter la mer de vent.

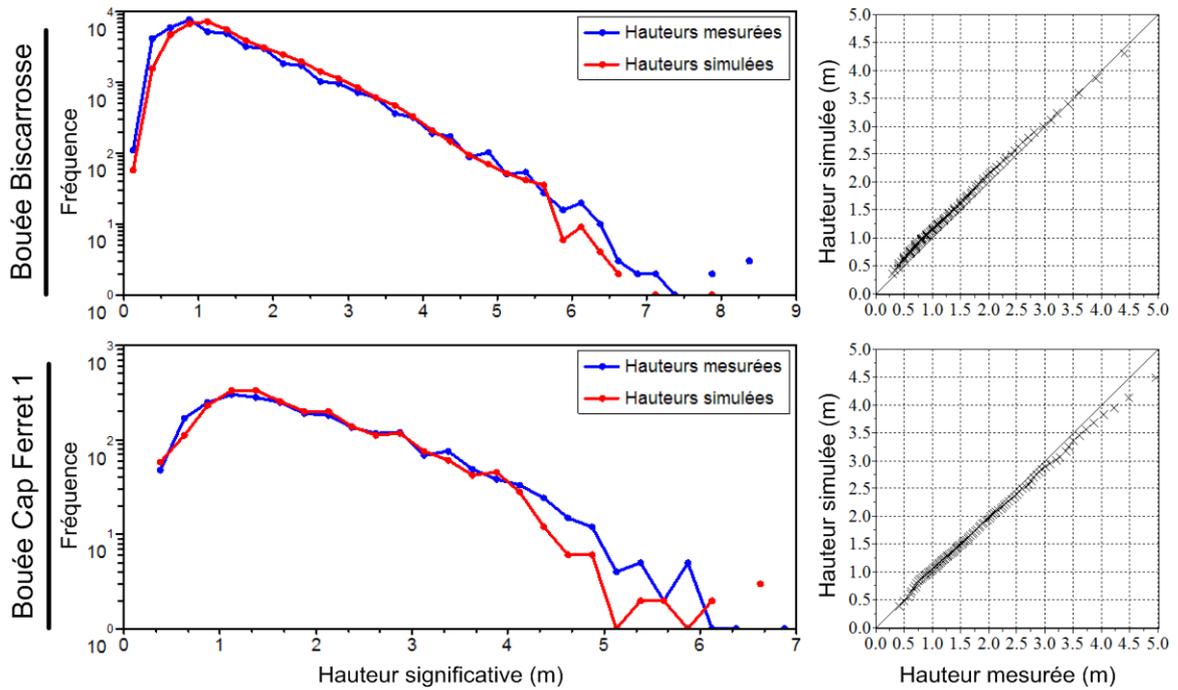


FIGURE A.6 – Histogrammes (gauche) et graphes quantile-quantile (droite) des hauteurs de vague mesurées et simulées avec SWAN aux bouées Biscarrosse et Cap Ferret 1.

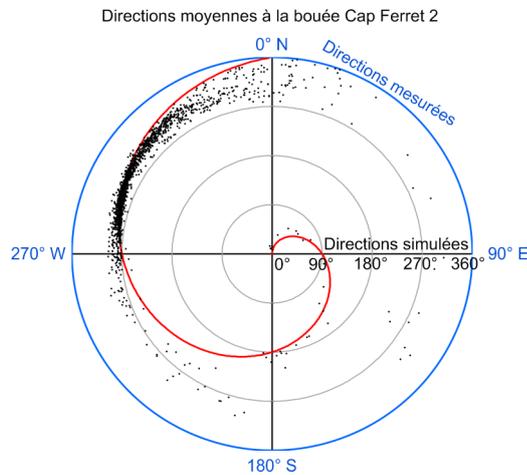


FIGURE A.7 – Comparaison des directions mesurées aux directions simulées avec SWAN au niveau de la bouée Cap Ferret 2. Les directions mesurées se lisent sur le cercle extérieur bleu, comme sur une rose des vents. Les directions simulées se lisent sur les axes noirs et correspondent à la distance par rapport au centre du cercle. Par exemple, une vague mesurée en provenance de 45° est représentée par un point placé sur la médiane du quadrant Nord-Est. Si elle est modélisée comme provenant de 180° , alors le point est placé à mi-distance entre le centre du cercle (0°) et le cercle extérieur (360°). La courbe rouge représente l'égalité entre direction mesurée et simulée.

A.2.3 Correction quantile-quantile des vagues projetées avec le modèle SWAN

La correction quantile-quantile, détaillée dans la section 2.3, est appliquée de la même façon aux sorties du modèle SWAN que pour les sorties du modèle WW3.

En conclusion, les hauteurs et directions de vague modélisées par SWAN ne sont a priori pas de meilleure qualité que celles modélisées par WW3. Seules les erreurs statistiques pour les périodes de vague sont réduites. Les bouées utilisées pour valider les deux modèles ne permettent pas de mettre en évidence un apport majeur de cette troisième boîte SWAN. Cependant, la résolution kilométrique de la boîte SWAN permet d'augmenter la précision bathymétrique et donc de mieux représenter certaines zones de profondeur intermédiaire dans lesquelles les vagues sont dissipées par frottement au fond.

Annexe B

Bases de données BoBWA

Cette annexe présente les bases de données construites dans le cadre de cette étude et détaille les sorties disponibles.

Les bases de données de vagues dans le Golfe de Gascogne sont dénommées *Bay of Biscay Wave Atlas* ou BoBWA et sont suivies d'un suffixe précisant la résolution spatiale (10k pour la résolution de 10 km des vagues modélisées avec WW3, et 1k pour la résolution de 1 km des vagues modélisées avec SWAN) et si c'est une reconstruction (H pour *hindcast*) ou une projection (F pour *forecast*). Quatre bases de données ont ainsi été créées :

- BoBWA-10kH : vagues modélisées avec le modèle WW3 sur les domaines de rangs 1 et 2, forcé par les champs de vent issus de la réanalyse ERA-40 pour la période 1958-2002, avec une résolution spatiale maximale de 10 km ;
- BoBWA-10kF : vagues modélisées avec le modèle WW3 sur les domaines de rangs 1 et 2, forcé par les champs de vent issus des simulations RETIC du modèle ARPEGE-Climat, pour un scénario de contrôle REF sur la période 1961-2000 ainsi que pour trois scénarios futurs d'émissions de GES (A2, A1B et B1) sur la période 2061-2100, avec une résolution spatiale maximale de 10 km ;
- BoBWA-1kH : vagues modélisées avec le modèle SWAN sur le domaine de rang 3, forcé par les champs de vent issus de la réanalyse ERA-40, avec une résolution spatiale de 1 km ;
- BoBWA-1kF : vagues modélisées avec le modèle SWAN sur le domaine de rang 3, forcé par les champs de vent issus des simulations RETIC du modèle ARPEGE-Climat, pour un scénario de contrôle REF sur la période 1961-2000 ainsi que pour trois scénarios futurs d'émissions de GES (A2, A1B et B1) sur la période 2061-2100, avec une résolution spatiale de 1 km.

Les bases de données de projections de vagues BoBWA-10kF et BoBWA-1kF contiennent les champs de vagues bruts (tables des principaux paramètres de vague et de vent et spectres non corrigés en sortie du modèle) ainsi que les paramètres de vague corrigés par la technique quantile-quantile ("HTDf" : hauteur significative, période moyenne, fréquence pic et direction moyenne).

BoBWA-10kH & F	Rang	Nbre		Brut		Corrigé*
		de pts	Δt	Spectre	Table	HTDf
Bouées	R1	16	1 h	×	×	×
Grille R2, $\Delta x, y = 0.1^\circ$	R2	6281	6 h		×	×
Bouées	R2	36	1 h	×	×	×
Conditions limites pour R3, $\Delta y = 0.1^\circ$	R2	30	1 h	×	×	×
Autres conditions limites, $\Delta x, y = 0.2^\circ$	R2	55	1 h	×	×	×
Points couvrant R3**, $\Delta x, y = 0.2^\circ$	R2	31	1 h	×	×	×

BoBWA-1kH & F	Rang	Nbre		Brut		Corrigé*
		de pts	Δt	Spectre	Table	HTDf
Grille R3, $\Delta x, y = 2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$	R3	3530	3 h		×	×
Bouées	R3	5	1 h	×	×	×
Isobathe 20 m, dx=1 km	R3	261	1 h	×	×	×
Isobathe 50 m, dx=10 km	R3	27	3 h	×	×	×
Profils cross-shore (Gironde & Landes)	R3	11	3 h	×	×	×

TABLE B.1 – Données disponibles pour chaque base de données de vagues. Les tables contiennent les principales caractéristiques des vagues, ainsi que les données de vent. Les tables “HTDf” contiennent uniquement les paramètres de hauteur significative, période moyenne, direction moyenne et fréquence pic. Le nombre de points indiqué pour les grilles correspond au nombre de points immergés. (*) : n’est disponible que pour les bases de données BoBWA-10kF et BoBWA-1kF. (**) : n’est disponible que pour la base de données BoBWA-10kH.

Le tableau B.1 résume les données disponibles pour chaque base de données. Les champs de vagues sont sauvegardés sur les grilles des rangs 2 et 3 et au niveau des bouées. Les champs de vagues sont également extraits en plusieurs points sélectionnés pour servir de conditions aux limites à l’emboîtement SWAN et à de potentiels emboîtements futurs. Enfin, les champs de vagues modélisés par SWAN sont sauvegardés le long des isobathes 20 m et 50 m pour une étude plus fine de la variabilité spatiale des conditions de vagues le long de la côte aquitaine. Les figures B.1 et B.2 illustrent, respectivement, les sorties disponibles sur les domaines de rang 1, 2 et 3.

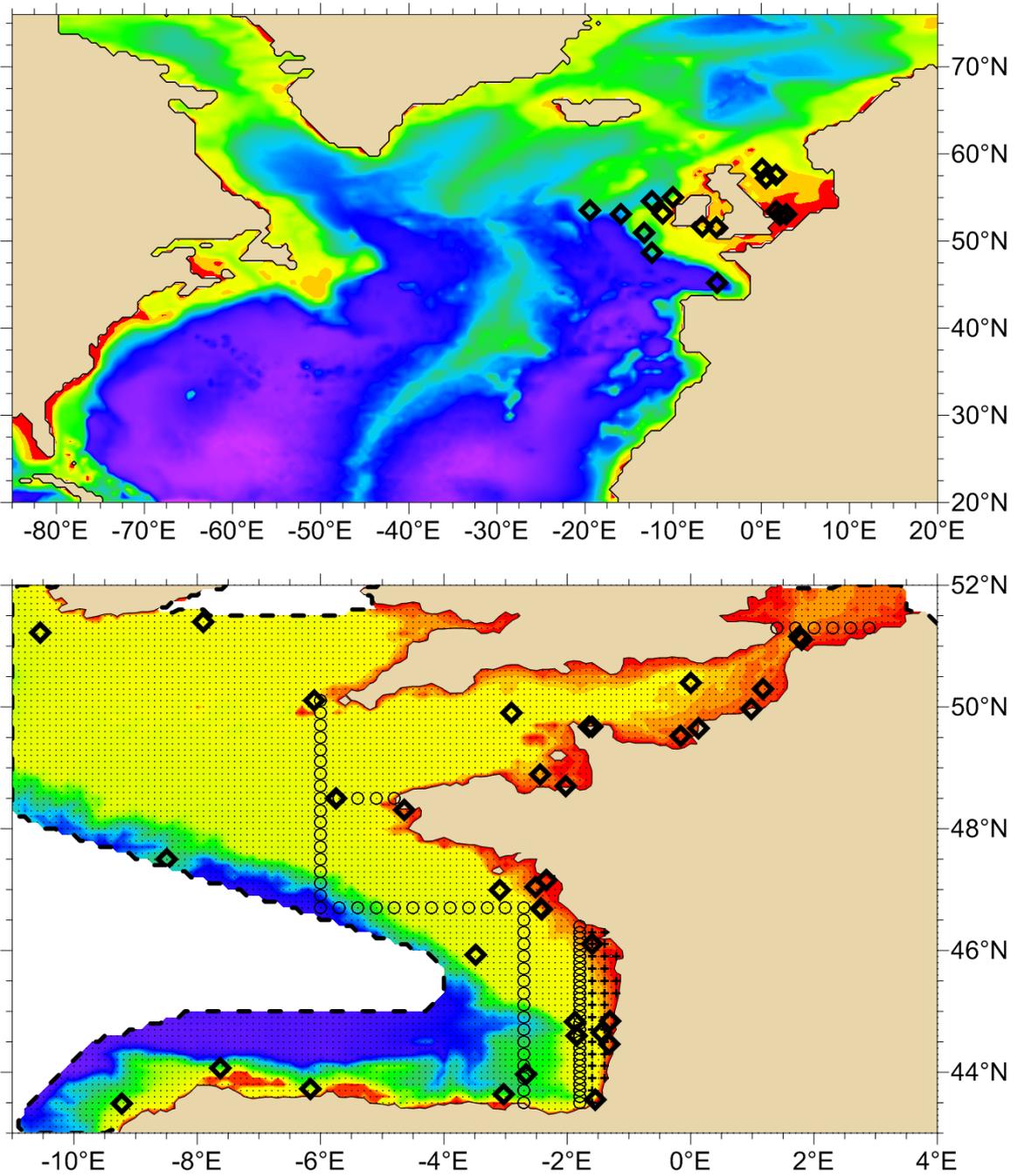


FIGURE B.1 – Données disponibles sur les domaines R1 (haut) et R2 (bas). Les bouées sauvegardées sont représentées par des losanges, les conditions aux limites pour d'autres boîtes par des ronds, les points couvrant le domaine R3 par des croix et la grille R2 par des points.

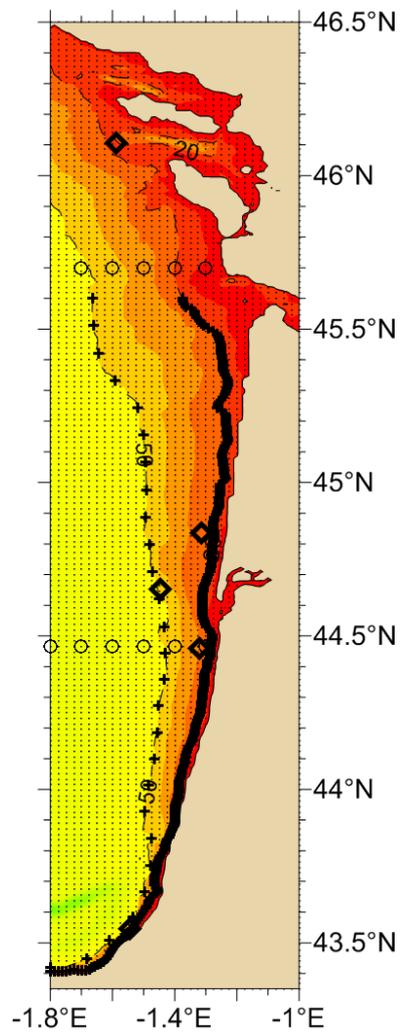


FIGURE B.2 – Données disponibles sur le domaine R3. Les bouées sauvgardées sont représentées par des losanges, les conditions aux limites sur les profils cross-shore par des ronds, les points sur l'isobathe 20 m et sur l'isobathe 50 m par des croix et la grille R3 par des points.