



Dossier de l'état de connaissance initiale de la zone d'implantation du parc éolien en mer Méditerranée – Zone B

Volet « Houle »

Lot 2 – référence T2.H

Auteurs : Guiomar LOPEZ, Laurent LEBALLEUR, Héroïse MICHAUD

Référence : convention Shom/MTES [DGEC], SHOM n°79/2019, relative à la réalisation des études de reconnaissance environnementale de site en vue d'appels d'offres pour l'implantation d'éoliennes en mer au large des côtes françaises

1 Introduction

Le présent document constitue une étude préliminaire des états de mer en Méditerranée. L'étude s'appuie sur un rejeu d'état de mer couvrant toute la Méditerranée qui a pour objectif de fournir les conditions aux limites pour une grille à haute résolution couvrant la côte française méditerranéenne. Les résultats de cette dernière seront utilisés pour mener une étude statistique plus approfondie qui sera fournie pour le lot 4.

1.1 Description de la zone

La présente étude s'intéresse aux états de mer sur une zone d'étude EMR (Energie Marine Renouvelable) située en Méditerranée, dans le Golfe du Lion (Figure 1). La Méditerranée est une mer intérieure qui communique avec l'Océan Atlantique par le détroit de Gibraltar. Sur sa partie occidentale, la présence des reliefs importants (Alpes, Massif Central, Pyrénées) canalise le vent, induisant son accélération. Cela conduit à une production fréquente (environ 2/3 du temps) de vents de terre pouvant atteindre de grandes intensités (jusqu'à des rafales de 60 m/s). A l'ouest, les Pyrénées bloquent le vent de nord, qui s'oriente donc au nord-ouest engendrant la Tramontane. Entre les Alpes et le Massif Central, ce vent de nord canalisé dans la vallée du Rhône donne naissance au Mistral. La présence de hautes pressions sur l'Espagne et le sud-ouest de la France et de basses pressions sur le Golfe de Gênes favorise le déclenchement de la Tramontane et du Mistral (Le Cam et Baraer, 2012). Ceux-ci permettent le développement de mers de vents énergétiques en provenance des secteurs ouest à nord et relativement jeunes en raison d'un fetch¹ court. La zone est également exposée à de plus rares (moins de 12 % du temps) mais violentes tempêtes, en provenance du large (du sud à l'est) pendant la période hivernale accompagnées de fortes vagues. Enfin, de par sa localisation, la zone est soumise à de faibles houles d'est à sud-ouest provenant de la Méditerranée. Les états de mer sur la zone d'étude sont donc principalement dus au vent local.

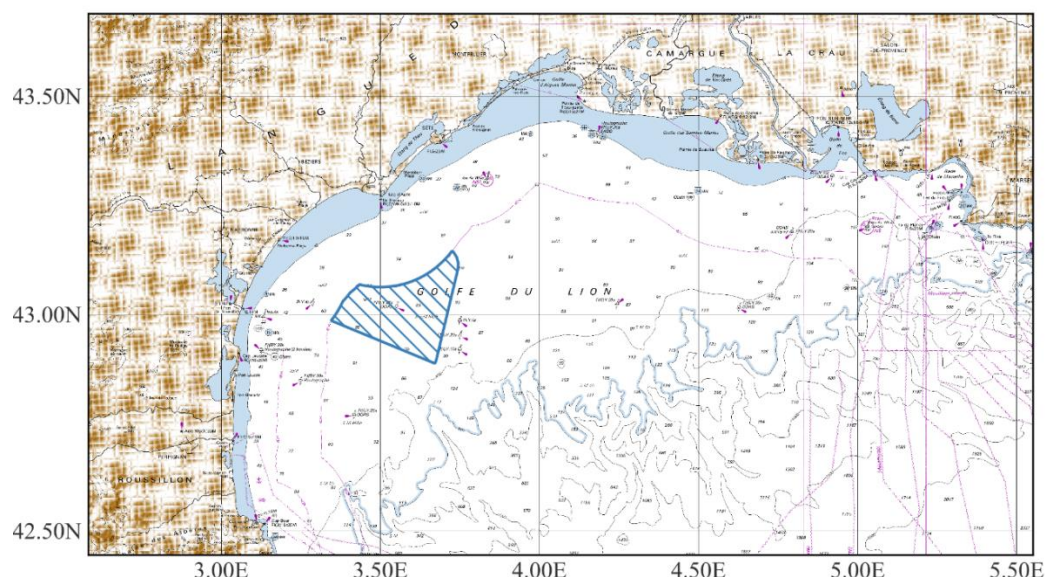


Figure 1 : Représentation de la zone d'étude EMR (bleu hachuré) sur l'emprise de la carte marine Shom 7203 – des Îles Baléares à Marseille.

¹ Fetch : distance sur laquelle le vent est susceptible de faire croître les vagues

1.2 Principaux processus affectant les vagues

En zone côtière, les principales caractéristiques des vagues (amplitude, longueur d'onde et direction) sont affectées par la profondeur d'eau limitée. Les principaux processus physiques qui entrent en jeu sur la zone sont donc :

- le levage : modification de l'amplitude des vagues associée à la variation de leur vitesse de groupe ;
- la réfraction : modification de la direction (et de l'amplitude) des vagues due à des variations de vitesse de phase le long des crêtes de vagues ;
- la dissipation par déferlement bathymétrique ;
- la dissipation par frottement sur le fond ;

1.2.1 Le levage (shoaling)

Les vagues monochromatiques (dites vagues d'Airy) se propageant au-dessus d'un fond avec des pentes faibles, en l'absence de courant, conservent leur fréquence f (ou leur pulsation ω). Leur longueur d'onde va quant à elle s'adapter à la profondeur en respectant la relation de dispersion donnée par la théorie linéaire (Airy, 1841) :

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \quad (1)$$

avec g , l'accélération de la pesanteur ; k , le nombre d'onde des vagues et d , la profondeur. La longueur d'onde des vagues décroît donc avec la profondeur, et leur vitesse de phase C_p (c.-à-d. vitesse des crêtes) va diminuer donc elle aussi, suivant :

$$C_p = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kd)} \quad (2)$$

De même, avec la diminution de la profondeur, la vitesse de groupe C_g augmente légèrement avant de chuter, suivant :

$$C_g = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right) C_p \quad (3)$$

Ces variations de la vitesse de groupe, qui correspond à la vitesse de propagation de l'énergie des vagues, ont des conséquences importantes sur l'énergie locale E et donc sur l'amplitude a , qui, dans le cas d'une onde monochromatique, sont reliées par la relation :

$$a = \sqrt{\frac{2E}{\rho g}} \quad (4)$$

avec ρ , la masse volumique de l'eau et g , l'accélération de la pesanteur. En négligeant les termes de dissipation et d'interactions non-linéaires, on a conservation du flux d'énergie des vagues. Dans le cas d'une vague d'Airy se propageant perpendiculairement aux isobathes sur une plage linéaire, la conservation du flux d'énergie donne :

$$C_{g,1} E_1 = C_{g,2} E_2 \quad (5)$$

avec $C_{g,1}$, $C_{g,2}$ les vitesses de groupes et E_1 , E_2 l'énergie de la vague d'Airy, respectivement en deux points P1 et P2 le long du rayon de propagation de la vague. Ainsi, en combinant les équations 4 et 5, on obtient le levage d'une onde d'Airy se propageant perpendiculairement aux isobathes sur une plage linéaire telle que :

$$a_2 = a_1 \sqrt{\frac{C_{g,2}}{C_{g,1}}} \quad (6)$$

avec a_1 et a_2 les amplitudes, respectivement aux points P1 et P2. Ainsi, la conservation du flux d'énergie des vagues implique une diminution de l'énergie locale des vagues et donc de leur amplitude (Eq. 4) lorsque la vitesse de groupe augmente. Inversement, une augmentation de l'énergie locale des vagues et donc de leur amplitude se produit lorsque la vitesse de groupe diminue.

Cette modification porte le nom de levage ou shoaling, du mot shoal qui signifie haut-fond. Dans le cas d'une plage linéaire, le levage entraînera donc d'abord une légère diminution de l'amplitude avant de l'augmenter fortement. Évidemment, en réalité, de nombreux phénomènes limitent l'effet du levage comme le déferlement, la friction sur le fond, ou encore la réfraction (voir paragraphe 1.2.2) si l'on considère une topographie complexe.

1.2.2 La réfraction

La réfraction désigne un changement de direction de propagation des vagues dû à des variations de la vitesse de crête le long de la crête elle-même. Cette variation peut être due à des gradients de profondeur ou de courants le long de la crête. En effet, la vitesse de phase est dépendante de la profondeur (Eq. 2). Lorsque la profondeur sous une crête de vague varie, la vitesse de la crête va donc elle aussi varier. Les crêtes se propageant plus vite en eau profonde qu'en eau peu profonde, la crête tend donc à s'enrouler autour des régions les moins profondes.

Si l'on se place dans le cas d'une plage linéaire, toute vague se propageant avec un angle non nul par rapport à l'axe de la plage change lentement de direction, et les crêtes des vagues s'alignent avec les isobathes de la plage.

L'effet de la réfraction ne se limite pas à la direction des vagues, la réfraction affecte aussi leur amplitude. L'énergie contenue entre deux rayons est conservée en l'absence de processus dissipatifs. Par conséquent, la convergence des rayons des vagues entraîne une augmentation de l'énergie locale des vagues, et à l'inverse, la divergence des rayons entraîne une diminution de l'énergie locale des vagues. Ainsi, un dôme sous-marin se comporte comme une lentille convergente, avec une forte augmentation de l'amplitude de l'onde derrière le dôme.

1.2.3 Le déferlement

Le principal puits d'énergie des vagues est le déferlement. L'énergie des vagues est alors transférée vers l'océan principalement sous forme de turbulence. On séparera le déferlement bathymétrique dû à la diminution de la profondeur et le déferlement par moutonnement, ayant lieu en eau profonde sous l'action du vent. Dans ces deux cas, le déferlement apparaît lorsque les vitesses orbitales des particules d'eau à la crête des vagues atteignent ou dépassent la vitesse de phase $u_c / C_p \geq 1$. Miche (1944) a montré que la cambrure maximale de vagues régulières (cambrure atteinte lorsque $u_c / C_p = 1$) était donnée par :

$$\frac{H}{\lambda} = 0.14 \tanh(kd) \quad (7)$$

avec H la hauteur crête à creux de l'onde et λ la longueur d'onde. Les observations de Rapp and Melville (1990) et Stansell and MacFarlane (2002) suggèrent que ce critère $u_c / C_p \geq 1$ est

également applicable aux vagues irrégulières. Ce critère signifie simplement que lorsque la cambrure d'une vague devient trop importante, la vague devient instable et déferle.

En eau profonde, les vagues croissent sous l'effet du vent. Une partie de l'énergie est redistribuée dans le spectre par interactions résonantes non-linéaires vers les vagues de plus grande longueur d'onde. La majeure partie va cependant faire croître la taille H des vagues et ainsi augmenter leur cambrure jusqu'au déferlement.

Lorsque les vagues entrent en zone peu profonde, leur amplitude augmente (levage) tandis que leur longueur d'onde diminue. Cela entraîne une forte augmentation de la cambrure de l'onde et mène à son déferlement. Ainsi en faible profondeur, la hauteur des vagues est contrôlée par la profondeur d :

$$H = \gamma d \quad (8)$$

avec γ une constante qui varie de 0.2 à 1, suivant la pente de la bathymétrie et la profondeur adimensionnelle kd .

1.3 Les modèles spectraux d'état de mer

Les modèles spectraux sont très appropriés pour la modélisation des vagues à grande échelle et sur de longues périodes. Ils ont initialement été développés pour des échelles de variation du champ de vagues très grandes devant la longueur d'onde (Gelci et al., 1957). Cependant, cette modélisation s'avère également pertinente à plus petite échelle (Magne et al., 2007 ; Michaud et al., 2012), tant que les phases des différentes composantes du champ de vagues peuvent être considérées comme indépendantes. Le spectre des vagues contient l'ensemble des statistiques d'élévations de surface. Cependant, les modèles spectraux dits à phases moyennées ne considèrent pas la phase des vagues et sont donc incapables de reproduire l'évolution de l'élévation de surface de manière absolue. Néanmoins, l'application de phases aléatoires permet de retrouver une élévation de surface statistiquement identique.

Les modèles spectraux d'état de mer calculent donc en chaque point (x, y) de la grille de calcul et à chaque temps t , le spectre des vagues. Ce spectre correspond à la répartition de la variance de l'élévation de surface (i.e. l'énergie des vagues) sur les nombres d'ondes k (ou sur les fréquences f) et les directions θ . L'évolution de la densité spectrale d'énergie F est résolue selon la formulation proposée par Gelci et al. (1957) :

$$\frac{dF}{dt} = S_{atm} + S_{nl} + S_{oc} + S_{bt} + \dots \quad (9)$$

où la dérivé lagrangienne de la densité spectrale dF/dt (terme de gauche) est égale à la somme des termes sources (termes de droite). La dérivé lagrangienne représente la somme de l'évolution temporelle locale $\partial F/\partial t$ et de l'advection dans les espaces physique $\nabla_{x,y}$ et spectral $\nabla_{k,\theta}$. L'advection de l'énergie des vagues dans les domaines physique et spectral s'appuie sur la théorie linéaire des vagues proposée par Airy (1841). Cette théorie considère la propagation d'ondes planes progressives (dites vagues d'Airy) telle que :

$$\eta(\mathbf{x}, t) = a \sin(\omega t - \mathbf{k} \cdot \mathbf{x}) \quad (10)$$

respectant la relation de dispersion (équation 1) et avec :

- $\mathbf{x} = (x, y)$, le vecteur position,
- t , l'instant,
- a , l'amplitude de l'onde plane progressive,

- ω , la fréquence angulaire (pulsation),
- $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$, le vecteur d'onde,
- et d , la profondeur.

L'advection spatiale correspond à la propagation de l'énergie des vagues dans l'espace physique (x, y) à la vitesse de groupe des vagues C_g , telle que :

$$C_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right) C_p \quad (11)$$

où C_p est la vitesse de phase de l'onde telle que :

$$C_p = \left| \mathbf{C}_p \right| = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kd)} \quad (12)$$

Ainsi, le modèle permet d'implémenter des termes sources/puits qui modélisent l'apport, le retrait et/ou la redistribution de l'énergie dans le spectre des vagues dus à divers processus. Les termes sources peuvent être classés en deux grandes familles. Tout d'abord, les termes S_{atm} , S_{nl4} et S_{oc} qui correspondent aux termes de développement de l'état de mer :

- S_{atm} est le terme de transfert d'énergie du vent vers les vagues. Ce terme source est responsable de la croissance des vagues ;
- S_{nl4} est le terme de transfert d'énergie à l'intérieur du spectre par interaction entre quadruplet de vagues. Ce terme est responsable du transfert d'énergie vers les vagues de plus grandes longueurs d'ondes (i.e. vers les basses fréquences) ;
- S_{oc} est le terme de transfert d'énergie des vagues vers l'océan. Ce terme représente principalement le déferlement en eau profonde (moutonnement) qui dissipe l'énergie des vagues, transférée à l'océan sous forme de turbulence.

Le modèle propose également divers autres termes sources correspondant aux différents processus en eau peu profonde. De nombreux termes sources sont disponibles dans le modèle et peuvent être activés ou désactivés selon les besoins et la pertinence pour l'étude réalisée.

2 Description du jeu d'états de mer utilisé

Le jeu d'états de mer utilisé pour cette étude de connaissance initiale est issu de l'implémentation du modèle spectral d'état de mer WAVEWATCH III® v-6.07.1 (The WAVEWATCH III® Development Group, 2019) sur une grille rectangulaire à 6' de résolution (environ 10 km) couvrant toute la Méditerranée. Ce jeu a été créé au Shom à l'occasion de ce projet et a pour objectif de fournir les conditions aux limites pour une grille non structurée à plus haute résolution qui est en cours développement et qui sera utilisée pour l'analyse statistique du Lot 4.

Le jeu s'étend sur une période de 18 ans (2003-2021). Comme mentionné au paragraphe précédent, le jeu s'appuie sur le modèle spectral d'état de mer WAVEWATCH III®, un modèle d'état de mer à phase moyennée de troisième génération, développé et maintenu par la NOAA/NCEP/NWS. Ces dernières années, le modèle a profité de développements majeurs, notamment par les équipes françaises du Shom et de l'IFREMER, qui en font un modèle de choix pour l'étude des états de mer à différentes échelles. En effet, le modèle intègre à la fois les dernières paramétrisations en termes de processus hauturiers de croissance des vagues mais prend également en compte les processus côtiers d'interactions avec la bathymétrie.

2.1 La grille de calcul

Le rejeu d'état de mer proposé est issu de l'implémentation du modèle sur une grille de calcul rectangulaire à 6' de résolution (environ 10 km) couvrant toute la Méditerranée.

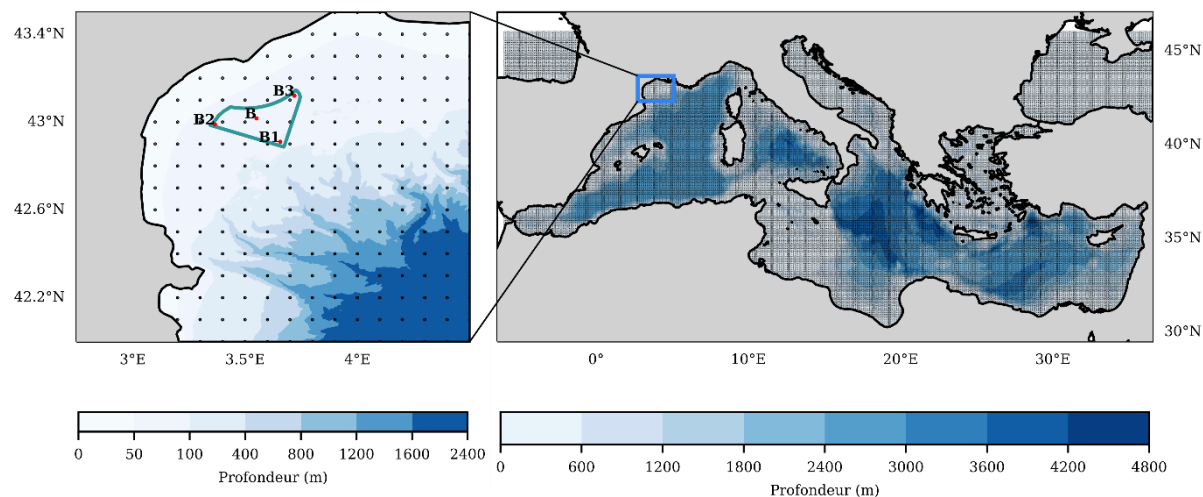


Figure 2 : Maillage du modèle. A droite : couverture complète du maillage, à gauche : zoom sur le Golfe du Lion (polygone bleu sur la figure à droite). Le tracé vert représente la zone d'étude, et les points sélectionnés pour l'analyse statistique (B à B3) sont indiqués par des points rouges.

2.2 Discrétisation spectrale du modèle

Comme précisé dans le paragraphe 1.3, les modèles spectraux d'état de mer résolvent l'évolution du spectre des vagues, F (Eq. 9). Dans le modèle WAVEWATCH III®, le spectre des vagues est discrétisé en fréquences f et directions θ , tel que $F = F(f, \theta)$. Le spectre est ainsi discrétisé en 24 directions, θ_i , linéairement réparties sur le cercle (soit une résolution de 15°) et en 30 fréquences, f_i , exponentiellement réparties de $f_{\min} = 0.05$ Hz ($T_{\max} = 20$ s) à $f_{\max} = 0.7932$ Hz ($T_{\min} \approx 1.261$ s), telles que :

$$\forall i \in [1, 30], f_i = 1.1^{i-1} f_{\min} \quad (13)$$

2.3 Paramétrisations physiques du modèle

Ce paragraphe précise les paramétrisations physiques utilisées dans le modèle pour la création du rejeu de vagues. Le choix de l'implémentation des différents termes et de leur paramétrisation conditionne la capacité du modèle à reproduire l'état de mer observé.

Le package de termes source connu comme ST6 (Rogers et al. 2012 ; Zieger et al. 2015) a été utilisé pour cette étude. Il s'agit d'un ensemble de paramétrisations basées sur des mesures réalisées au Lac George, Australie (Young et al. 2005 ; Donelan et al. 2005), ainsi que dans un canal à houle. Les termes source contenus dans ST6 ont démontré une bonne capacité pour la simulation de vagues de développement rapide générées par vent fort à fetch court (Valiente et al., 2021). Cette spécificité peut être avantageuse en Méditerranée, où les vents provenant de la terre tels que le Mistral ou la Tramontane sont responsables du développement de tempêtes à fetch court.

Une des principales nouveautés des paramétrisations ST6 est que le terme source de vent est une fonction non-linéaire du spectre des vagues, où le taux de croissance dépend de la

cambrure des vagues et donc du spectre lui-même. Les autres nouveautés incluent une croissance des vagues qui diminue en conditions de vent très fort à cause du décollement de l'écoulement atmosphérique à l'interface avec l'océan, et un terme source de vent qui augmente sur des vagues déferlantes. Pour la dissipation, en plus de celle générée par déferlement, ST6 inclut un terme de dissipation cumulatif et un terme lié à la génération de la turbulence par les vagues qui est consistant avec le taux de décroissance de la houle.

La paramétrisation des processus de croissance des vagues utilisée (Donelan et al., 2006 ; Rogers et al., 2012) a été adaptée pour cette étude via une optimisation du coefficient de croissance des vagues de vent (*CDFAC*). Cette adaptation permet de diminuer le biais existant dans le modèle atmosphérique pour la vitesse du vent, avec les mesures (e.g. Stopa et al, 2019). Il a ainsi été choisi égal à 1.42 afin de représenter au mieux les paramètres des vagues sur la côte française méditerranéenne.

En grande et moyenne profondeurs d'eau, les transferts d'énergie s'effectuent principalement sous l'effet d'interactions résonnantes entre quadruplets de vagues respectant les conditions suivantes, nécessaires à la résonance,

$$\begin{aligned} k_1 + k_2 &= k_3 + k_4 \\ \omega_1 + \omega_2 &= \omega_3 + \omega_4 \end{aligned} \tag{14}$$

Ces interactions résonnantes entre quadruplets de vagues redistribuent l'énergie sur le spectre et sont notamment responsables du transfert d'énergie vers les vagues de plus basses fréquences. S'il existe une équation exacte, établie indépendamment par Hasselmann (1962) et Zakharov (1968), son évaluation est extrêmement coûteuse en temps de calcul, ce qui le rend peu adéquat pour faire des rejeux sur de grandes périodes. Ainsi, la paramétrisation des interactions entre quadruplets de vagues implémentée ici est celle proposée par Hasselmann et al. (1985) utilisant l'approximation des interactions discrètes (Discrete Interaction Approximation, DIA). Cette paramétrisation propose une approximation acceptable des interactions entre quadruplets de vagues avec un coût de calcul limité.

2.4 Le forçage atmosphérique

Les champs de vent utilisés pour le forçage du modèle sont issus des réanalyses ERA5² (Hersbach and Dee, 2016) produites par le CEPMMT³. ERA5 est une réanalyse de la dernière génération. Les données couvrant la période comprise entre 2003 et 2021 ont été utilisées pour produire le rejeu de 18 ans utilisé dans cette étude. Cette réanalyse a été développée en utilisant l'assimilation 4D-Var du modèle IFS (Integrated Forecast System) cycle 41r2. Le nombre d'observations assimilées varie de 0.75 million par jour en 1979 jusqu'à 24 millions en 2018. Les résolutions spatiales horizontales et temporelles sont égales à 31 km et 1 h.

La réanalyse ERA5 est connue pour sous-estimer les vents très forts (Ardhuin et al., 2011 ; Hanafin et al., 2012). Le biais de la réanalyse par rapport aux vents mesurés par satellite ASCAT peut atteindre 5 m/s pour les vents au-dessus de 20 m/s (Pineau-Guillou et al., 2018). Bien qu'une partie de cette sous-estimation des vents forts soit partiellement corrigée par la paramétrisation du terme de croissance des vagues (Leckler et al., 2013), une augmentation très importante de ce paramètre peut induire une surestimation des états de mer modaux.

² The ERA5 Global Reanalysis: Hersbach, H. et al. May 2020. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society

³ CEPMMT : Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme

Pour cette raison, dans cette étude, nous avons calibré les vents les plus forts par rapport aux mesures de la bouée Lion de Météo France, située au large du Golfe de Lion. La correction appliquée est celle proposée par Alday et al. (2021). Elle est définie par un facteur multiplicatif (x_c) qui est appliqué aux vents supérieurs à 19 m/s,

$$U_{10,corr} = U_{10,org} + x_c \max\{U_{10,org} - U_c, 0\} \quad (15)$$

avec x_c égal à 1.1 et $U_c = 19$ m/s.

Alday et al., 2021 ont trouvé que les vents de la réanalyse ERA5, une fois calibrés selon l'équation 15 pour corriger le biais des vents les plus forts, donnent des meilleurs résultats que les vents provenant des réanalyses CFSR. Du fait de ce constat, et d'une résolution plus grossière de la réanalyse CFSR par rapport à ERA5, cette dernière a été choisie pour le forçage atmosphérique du modèle.

2.5 Les dates rejouées

Un rejeu a été créé sur la période allant de 2003 à 2021. Les sorties du modèle sont faites à une fréquence horaire pour chacun des nœuds de la grille de calcul. Le super ordinateur DATARMOR⁴ a été utilisé pour les simulations numériques. Celui-ci permet le lancement du modèle en mode parallélisé sur plusieurs cœurs de calcul simultanément, la parallélisation du modèle étant assurée par la norme MPI (Message Passing Interface).

2.6 Les paramètres intégrés

Dans cette étude, divers paramètres intégrés de vagues sont utilisés pour qualifier les états de mer. Leurs calculs à partir du spectre de vagues $E(f, \theta)$ (en $m^2/Hz/rad$) sont rappelés ici. La hauteur significative des vagues H_{sig} est calculée selon la formule suivante :

$$H_{sig} = 4 \sqrt{E} \quad (16)$$

avec E la variance de l'élévation de surface (en m^2) telle que :

$$E = \int_{f_{min}}^{f_{max}} \int_1^{2\pi} E(f, \theta) df d\theta \quad (17)$$

La période moyenne des vagues $T_{m(0,2)}$ est calculée selon la formule suivante :

$$T_{m(0,2)} = \left(\frac{\int_{f_{min}}^{f_{max}} f^2 E(f, \theta) df d\theta}{\int_{f_{min}}^{f_{max}} E(f) df} \right)^{-0.5} \quad (18)$$

avec

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta \quad (19)$$

La direction moyenne des vagues θ_m est calculée selon la formule suivante :

⁴ <https://wwwz.ifremer.fr/Recherche/Infrastructures-de-recherche/Infrastructures-numeriques/Pole-de-Calcul-et-de-Donnees-pour-la-Mer>

$$\theta_m = \arctan\left(\frac{b}{a}\right) \quad (20)$$

avec

$$a = \int_{f_{min}}^{f_{max}} \int_0^{2\pi} \cos(\theta) E(f, \theta) df d\theta \quad (21)$$

$$b = \int_{f_{min}}^{f_{max}} \int_0^{2\pi} \sin(\theta) E(f, \theta) df d\theta \quad (22)$$

La convention utilisée pour les directions est la convention nautique : par rapport au Nord. La direction θ indique la direction de provenance des vagues.

2.7 Validation du modèle

Ce paragraphe présente la validation du modèle par rapport aux observations satellites issues des altimètres et par rapport aux observations in situ des bouées houlographes du réseau CANDHIS⁵ du CEREMA⁶.

La validation proposée ici s'appuie sur divers indicateurs statistiques dont les formules mathématiques sont décrites par la suite. Pour un paramètre X , les résultats du modèle sont notés X_{mod} et les observations sont notées X_{obs} , N représente le nombre de valeurs colocalisées disponibles (i.e. le nombre de correspondance en un même lieu (x, y) pour un même instant t de valeurs modélisées $X_{mod}(x, y, t)$ et de valeurs observées $X_{obs}(x, y, t)$).

Les valeurs moyennes, MEAN, sont calculées selon la formule suivante :

$$MEAN(X) = \frac{1}{N} \sum_1^N X \quad (23)$$

et les valeurs moyennes quadratiques, RMS (*Root Mean Square*), sont calculées selon la formule suivante :

$$RMS(X) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_1^N X^2} \quad (24)$$

Les biais, BIAS, entre les résultats du modèle X_{mod} et les observations X_{obs} sont calculés selon la formule suivante :

$$BIAS(X) = \frac{1}{N} \sum_1^N (X_{mod} - X_{obs}) \quad (25)$$

et les biais normalisés, NBIAS (*Normalized Bias*), selon la formule suivante :

$$NBIAS(X) = \frac{BIAS(X)}{MEAN(X_{obs})} \quad (26)$$

⁵ <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr>

⁶ CEREMA: Centre d'Etudes et d'Expertise sur les Risques, l'Environnement et la Mobilité et l'Aménagement

Les erreurs quadratiques moyennes, RMSE (*Root Mean Square Error*), entre les résultats du modèle X_{mod} et les observations X_{obs} sont calculées selon la formule suivante :

$$RMSE(X) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{mod} - X_{obs})^2} \quad (27)$$

et les erreurs quadratiques moyennes normalisées, NRMSE (*Normalized Root Mean Square Error*), selon la formule suivante :

$$NRMSE(X) = \frac{RMSE(X)}{RMS(X_{obs})} \quad (28)$$

Les indices de dispersion, SI (*Scatter Index*), sont calculés selon la formule suivante :

$$SI(X) = 100 \left(\frac{RMSE}{MEAN(X_{obs})} \right) \quad (29)$$

Les régressions linéaires ($X_{mod} = a * X_{obs} + b$) sont calculées par la méthode des moindres carrés :

$$a = \frac{\hat{\sigma} X_{obs} X_{mod}}{(\hat{\sigma} X_{obs})^2} \quad (30)$$

$$b = \widehat{X_{mod}} - a \widehat{X_{obs}} \quad (31)$$

et les coefficients de corrélations R sont calculés selon la formule suivante :

$$R = \left(\frac{\hat{\sigma} X_{mod} X_{obs}}{\hat{\sigma} X_{mod} \hat{\sigma} X_{obs}} \right) \quad (32)$$

avec

$$\hat{\sigma} X_{obs} X_{mod} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{obs}(i) - \overline{X_{obs}}) \times (X_{mod}(i) - \overline{X_{mod}}) \quad (33)$$

$$\hat{\sigma} X_{obs} = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{obs}(i) - \overline{X_{obs}})^2 \right)} \quad (34)$$

$$\hat{\sigma} X_{mod} = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{mod}(i) - \overline{X_{mod}})^2 \right)} \quad (35)$$

qui sont respectivement les estimateurs de la covariance (Eq. 33) et les écarts-types des observations (Eq. 34) et des résultats du modèle (Eq. 35).

2.7.1 Validation avec les satellites

Les mesures altimétriques par satellite fournissent une information sur les hauteurs significatives de vagues. En effet, elles proposent des observations denses sur l'ensemble des océans, offrant ainsi un outil de validation des modèles de vagues à grande échelle. Notons cependant que le calcul des hauteurs significatives à partir de l'observation altimétrique s'appuie sur la forme d'onde rétrodiffusée par la surface de la mer sur une empreinte de l'ordre du kilomètre. Ainsi, les mesures altimétriques sont particulièrement adaptées aux zones hauturières, lorsque le champ de vagues peut être considéré comme homogène sous l'empreinte du satellite. En zone côtière, la valeur de hauteur significative calculée à partir du signal rétrodiffusé est susceptible de combiner des hauteurs significatives localement très différentes. Les comparaisons des hauteurs significatives calculées à partir des altimètres avec les valeurs issues du modèle doivent donc être interprétées avec précaution à proximité des côtes, dans des baies semi-fermées ou en présence d'îles (Gomez-Enri et al., 2010 ; Quartly et Kurekin, 2020).

Pour la validation présentée, la base de données altimétrique de l'ESA, Sea State CCI⁷ version 3 (Dodet et al., 2021), a été utilisée. Cette base de données constitue une modernisation de la version 1.1 décrite en Piollé et al. (2020). Elle contient les observations de hauteurs significatives issues des altimètres ENVISAT, SENTINEL-3, POSEIDON, CRYOSAT-2, JASON-1, JASON-2, JASON-3 et Saral. Pour la comparaison au modèle, nous avons utilisé des données couvrant la période comprise entre janvier 2003 et juin 2021. Ces données ont fait l'objet d'une inter-calibration et d'un dé-bruitage basé sur une technique développée par Quilfen et Chapron (2020). Pour chaque valeur de $H_{sig,obs}$ donnée par chacun des altimètres, la valeur de $H_{sig,mod}$ colocalisée sous la trace du satellite au même instant est extraite des résultats du modèle. Afin de minimiser le bruit présent dans les valeurs observées une moyenne est ensuite faite en latitude et longitude, tous les 0.5 degrés. Ces valeurs moyennes sont ensuite utilisées pour le calcul des scores.

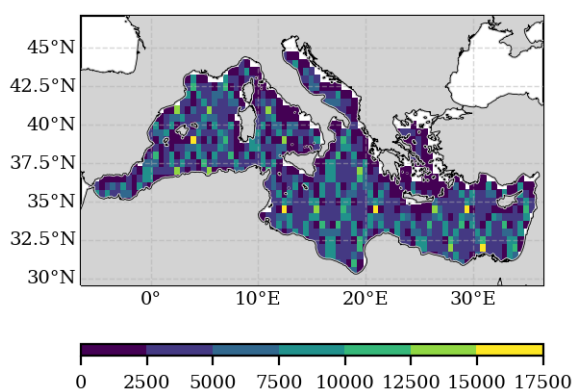


Figure 3 : Nombre d'observations réalisées par les altimètres pour l'ensemble de la période 2003-2021 avec une résolution de 0.5 degré.

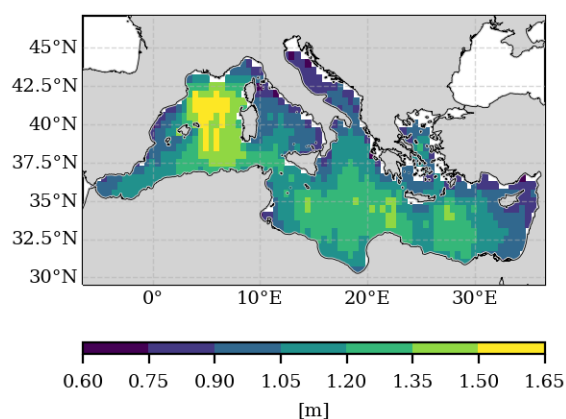


Figure 4 : Carte des hauteurs significatives moyennes observées par altimètre pour l'ensemble de la période 2003-2021 avec une résolution de 0.5 degré.

⁷ <https://climate.esa.int/en/projects/sea-state/>

Le présent paragraphe concerne la validation du modèle sur la période 2003-2021. La Figure 3 et la Figure 4 montrent respectivement le nombre d'observations réalisées par les altimètres et les hauteurs significatives moyennes $MEAN_{(H_{sig,obs})}$ observées sur l'ensemble de la grille avec une résolution de 0.5 degré. La Figure 5 montre la couverture spatiale des biais normalisés $NBIAS_{(H_{sig})}$. On observe un biais généralement positif sur toute la Méditerranée, qui est plus important dans la partie orientale et sur des zones insulaires. Dans le Golfe du Lion, le biais ne dépasse pas le 16 % et il est en dessous de 8 % dans la zone d'étude pour l'implantation du parc éolien.

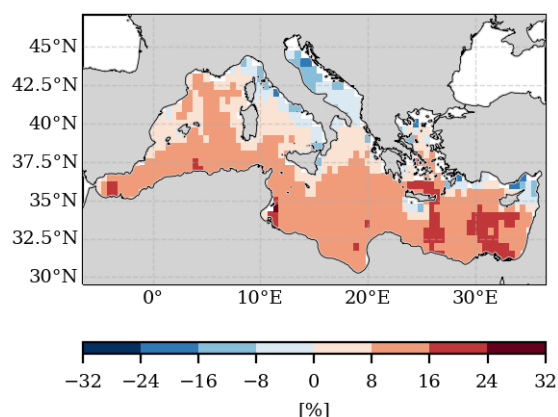


Figure 5 : Carte des biais normalisés $NBIAS_{(H_{sig})}$ pour l'ensemble de la période 2003-2021 avec une résolution de 0.5 degré.

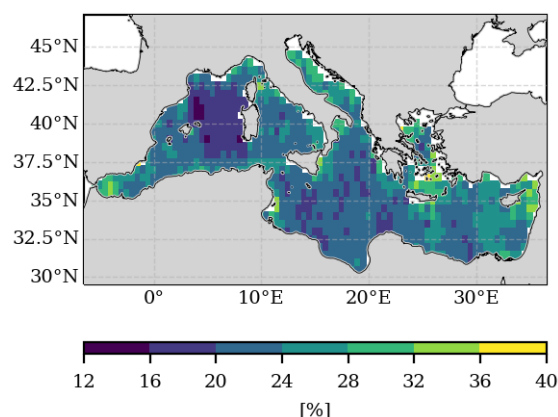


Figure 6 : Carte des erreurs quadratiques moyennes normalisées $NRMSE_{(H_{sig})}$ pour l'ensemble de la période 2003-2021 avec une résolution de 0.5 degré.

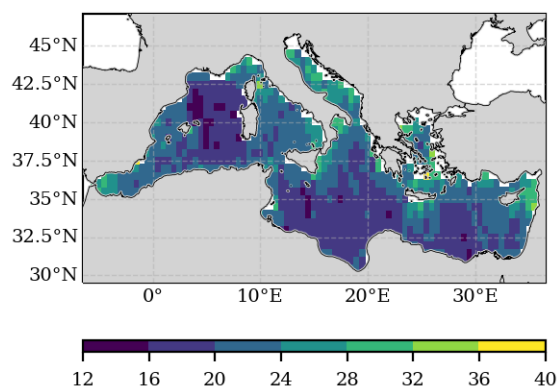


Figure 7 : Carte des indices de dispersion (%) pour l'ensemble de la période 2003-2021 avec une résolution de 0.5 degré.

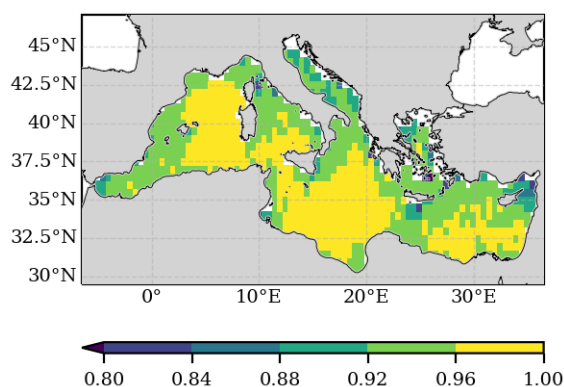


Figure 8 : Carte des coefficients de corrélation Pearson entre le rejeu et les altimètres pour l'ensemble de la période 2003-2021 avec une résolution de 0.5 degré.

Les erreurs quadratiques moyennes normalisées $NRMSE_{(H_{sig})}$ (Figure 6) et les indices de dispersion (Figure 7) montrent elles aussi des valeurs plus importantes dans les zones côtières et insulaires. Dans le Golfe du Lion, les valeurs de $NRMSE$ restent entre 20 et 28 %, et l'indice de dispersion est en dessous de 24 %. La corrélation entre les hauteurs significatives observées

par les altimètres et celles calculées par le modèle est supérieure à 0.96 pour la plupart des zones localisées au large et entre 0.92 et 0.96 sur les zones côtières. Ces scores correspondent bien avec les résultats obtenus de la comparaison entre les altimètres et la réanalyse CMEMS (Korres et al. 2021), même si cette dernière a une meilleure résolution ($1/24^\circ$) et utilise une technique d'assimilation des données altimétriques.

La Figure 9 montre les résultats de la comparaison entre le modèle et les altimètres sur une région réduite comprise entre 41.5°N - 43.5°N et 3°E - 9°E . Sur la Figure 9a, on observe un léger biais positif du modèle qui ne dépasse pas le 12 %, des RMSE autour de 0.5 m et un indice de dispersion inférieur à 20 % pour les H_{sig} supérieures à 2 m et qui augmente pour les états de mer moins énergétiques. Le panneau supérieur droit (Figure 9b) montre le diagramme de dispersion des H_{sig} modélisées et observées par les altimètres. La corrélation est en général très satisfaisante, avec des H_{sig} légèrement plus fortes simulées par le modèle. Les points qui présentent les différences les plus significatives sont ceux entourés par une ellipse sur la Figure 9b, et correspondent aux mesures réalisées par l'altimètre Saral sur sa trajectoire du 5 Mars 2015, pendant la tempête Anton. La comparaison des vents ERA5 avec ceux mesurés par la bouée Lion indique que la durée de la tempête est plus courte dans la réanalyse qu'en réalité (les vents soutenus ne durent pas assez longtemps), ce qui semble être à l'origine de la sous-estimation de la hauteur significative par le modèle. Finalement, la Figure 9c représente les distributions des hauteurs significatives simulées par le modèle et mesurées par les altimètres. Les deux montrent une forte similitude à partir de 1 m de hauteur significative. En dessous de 1 m, les altimètres mesurent plus fréquemment des H_{sig} comprises entre 0.5 m et 1 m que le modèle, et vice versa pour l'échelle entre 0 m et 0.5 m.

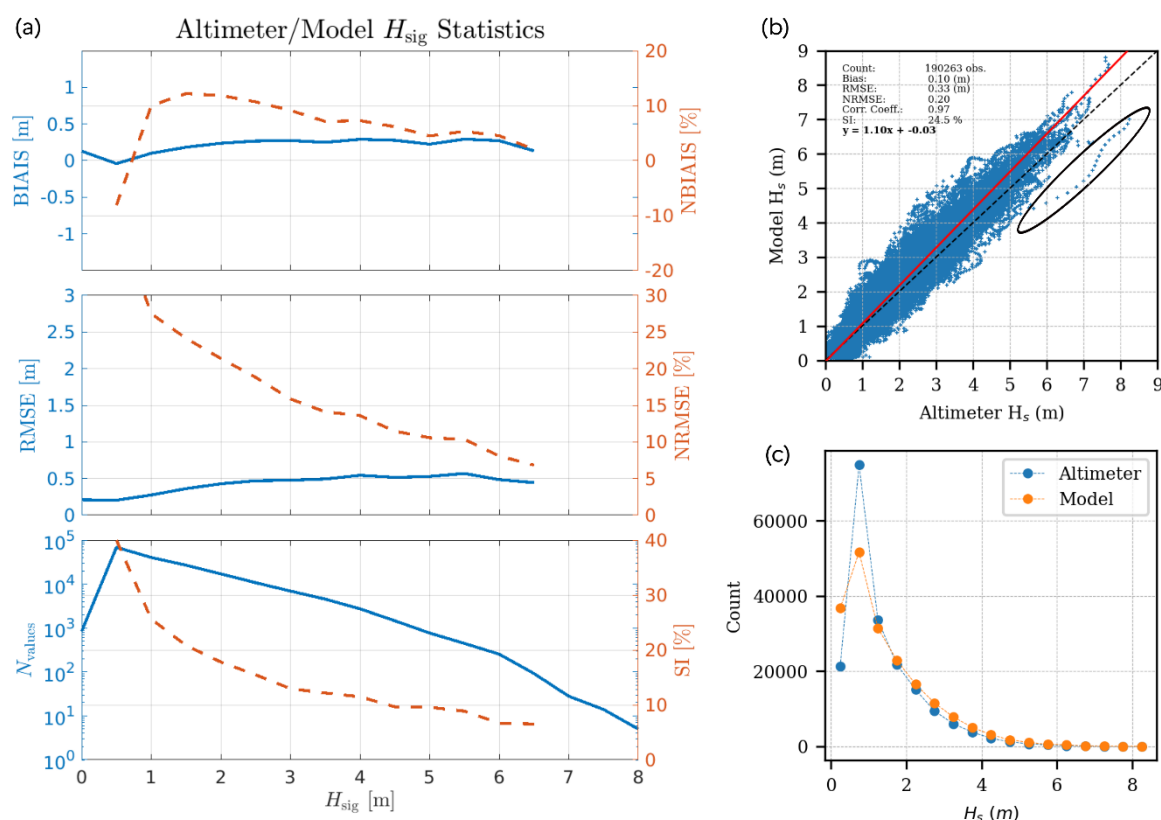


Figure 9 : Résultats statistiques de la comparaison entre le rejeu et les altimètres pour l'ensemble de la période 2003-2021 sur la région comprise entre 41.5°N – 43.5°N et 3°E – 9°E . (a) Qualification des erreurs

(BIAS, NBIAIS, RMSE, NRMSE, SI, $N_{valeurs}$) de H_{sig} en fonction des valeurs de H_{sig} (b) Corrélation des valeurs de H_{sig} observées et modélisées, (c) Distribution des H_{sig} observées et modélisées pour des intervalles de 0.5 m.

2.7.2 Validation avec des bouées houlographes

L'observation in situ par les bouées houlographes permet une validation du modèle plus fine que les altimètres, notamment près de la côte. Il s'agit cependant de validations ponctuelles susceptibles d'être soumises à des erreurs de représentativité. Pour cette validation, les observations des bouées houlographes du réseau CANDHIS, ainsi que celles de deux bouées maintenues par Météo France ont été utilisées (Figure 10).

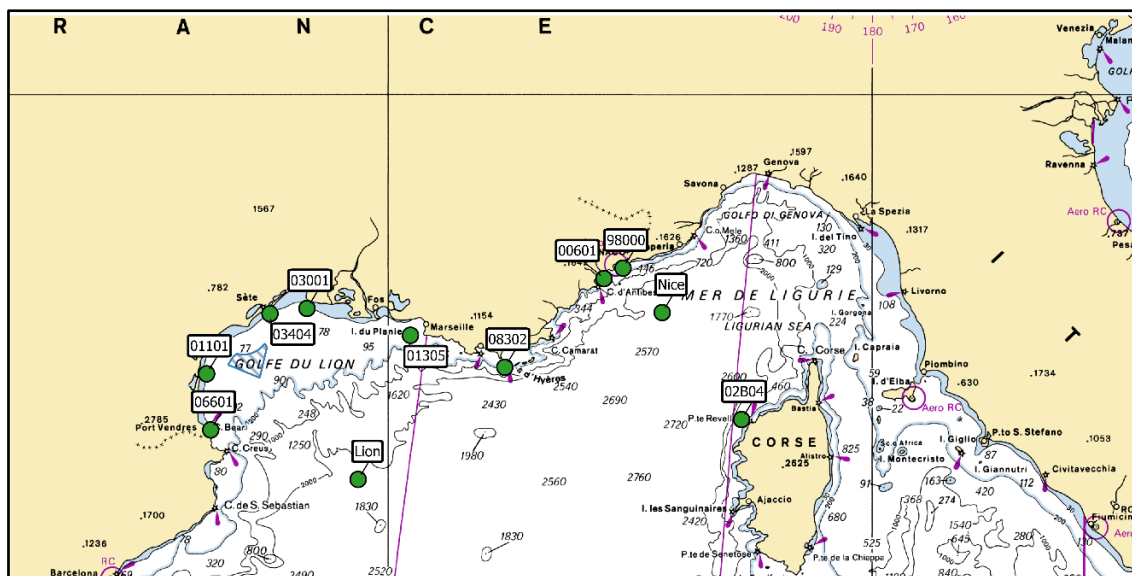


Figure 10 : Carte des positions des campagnes CANDHIS utilisées pour la validation du rejeu.

Code	Nom campagne	Latitude	Longitude	Prof. (m)	Dist. côte (mill)	Obs	Date début jj/mm/aaaa	Date fin jj/mm/aaaa
06601	Banyuls	42°29,370'N	3°10,060'E	50	0.90	207423	28/11/2007	31/10/2021
01101	Leucate	42°55,000'N	3°07,500'E	40	2.90	232911	15/12/2006	31/10/2021
03404	Sète	43°22,261'N	3°46,777'E	30	2.70	238963	16/02/2006	31/10/2021
03001	Espiguette	43°24,660'N	4°09,750'E	32	3.60	173232	11/08/2008	31/10/2021
01305	Le Planier	43°12,500'N	5°13,800'E	70	4.50	150220	18/01/2011	31/10/2021
08302	Porquerolles	42°58,000'N	6°12,290'E	90	1.00	80870	09/12/2013	31/10/2021
00601	Nice	43°38,095'N	7°13,745'E	270	0.90	103174	01/01/2003	07/03/2016
98000	Monaco	43°42,815'N	7°25,570'E	92	0.75	97705	29/10/2014	31/10/2021
02804	La Revellata	42°34,150'N	8°39,000'E	130	2.54	103275	02/05/2013	31/10/2021
61001	Nice	43°22,800'N	7°49,800'E	2346	36,6	121220	01/01/2003	31/12/2021
61002	Lion	42°6,600'N	4°41,400'E	2379	71,4	100168	01/01/2003	31/12/2021

Tableau 1 : Informations relatives aux différentes campagnes CANDHIS utilisées pour cette étude.

Code campagne	X_{obs} (m)	X_{mod} (m)	Bias (m)	RMSE (m)	NRMSE	SI (%)	a	b (m)	R
06601	0.69	0.78	0.09	0.28	0.32	40.65	1.06	0.05	0.91
01101	0.66	0.63	-0.04	0.20	0.23	29.46	0.91	0.02	0.93
03404	0.61	0.71	0.10	0.23	0.28	36.80	1.00	0.10	0.93
03001	0.69	0.79	0.11	0.23	0.26	33.26	1.01	0.10	0.94
01305	0.90	0.90	-0.00	0.21	0.19	22.89	1.02	-0.02	0.95
08302	1.03	0.88	-0.14	0.28	0.23	27.66	0.86	-0.00	0.94
00601	0.58	0.58	-0.01	0.21	0.30	35.85	1.06	-0.04	0.89
98000	0.67	0.58	-0.09	0.21	0.26	32.15	0.92	-0.04	0.91
02B04	1.10	0.98	-0.12	0.26	0.18	23.28	0.91	-0.02	0.97
Nice	1.05	1.00	-0.05	0.28	0.22	26.92	1.11	-0.17	0.95
Lion	1.61	1.57	-0.04	0.31	0.15	19.19	0.97	0.01	0.97

Tableau 2 : Scores du rejeu pour la hauteur significative H_{sig} sur la période 2003-2021 : comparaison avec les bouées du réseau CANDHIS. Les colonnes sont respectivement le numéro de la campagne, la valeur moyenne des observations (X_{obs}), la valeur moyenne des simulations (X_{mod}), le biais (BIAS), le biais normalisé (NBIAS), l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE), le Scatter Index (SI), la pente (a) et l'ordonnée à l'origine (b) de la régression linéaire, et enfin le coefficient de corrélation R.

Code campagne	X_{obs} (s)	X_{mod} (s)	Bias (s)	RMSE (s)	NRMSE	SI (%)	a	b (s)	R
06601	3.84	3.73	-0.11	0.56	0.14	14.61	0.91	0.23	0.81
01101	3.58	3.59	0.01	0.67	0.18	18.70	1.01	-0.02	0.80
03404	3.61	3.57	-0.05	0.60	0.16	16.73	0.90	0.32	0.80
03001	3.73	3.65	-0.09	0.56	0.15	14.94	0.93	0.17	0.80
01305	3.98	3.91	-0.06	0.48	0.12	12.19	1.01	-0.12	0.83
08302	4.44	4.23	-0.21	0.53	0.12	11.91	0.94	0.04	0.88
00601	4.24	3.94	-0.30	0.74	0.17	17.43	0.85	0.34	0.71
98000	4.22	3.93	-0.28	0.69	0.16	16.40	0.94	-0.01	0.76
02B04	4.41	4.35	-0.06	0.56	0.12	12.59	1.14	-0.66	0.92
Nice	4.42	4.88	0.47	0.71	0.16	15.97	1.10	0.02	0.86
Lion	4.70	5.04	0.35	0.50	0.10	10.66	0.92	0.73	0.94

Tableau 3 : Scores du rejeu pour la période moyenne $T_{m(0,2)}$ sur la période 2003-2021 : comparaison avec les bouées du réseau CANDHIS. Les colonnes sont respectivement le numéro de la campagne, la valeur moyenne des observations (X_{obs}), la valeur moyenne des simulations (X_{mod}), le biais (BIAS), le biais normalisé (NBIAS), l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE), le Scatter Index (SI), la pente (a) et l'ordonnée à l'origine (b) de la régression linéaire, et enfin le coefficient de corrélation R.

Les résultats des comparaisons aux observations des bouées hauturières de Météo France (Lion et Nice) montrent une très bonne capacité du modèle à reproduire les caractéristiques des états de mer au large de la Méditerranée (Tableau 2, Tableau 3, Tableau 4, et Annexe A). Les résultats de la comparaison entre le modèle et la bouée Lion sont excellents, et les seules différences notables entre les deux (voir Figure A30 en annexe) ont été identifiées comme étant le résultat des inexactitudes dans les vents ERA5, notamment pendant une tempête en janvier 2015 qui est très mal représentée dans la réanalyse. La comparaison entre le rejeu et la bouée Nice, aussi mouillée en eaux profondes mais plus proche de la côte que la bouée Lion, est aussi très satisfaisante. Pourtant, une légère réduction des valeurs de corrélation et des indices de dispersion plus importants démontrent la plus grande complexité de la modélisation de vagues dans des zones entourées par une orographie complexe.

Les résultats des comparaisons aux observations des bouées du réseau CANDHIS montrent une bonne capacité du modèle à reproduire les caractéristiques des états de mer dans la zone côtière. Seules les bouées qui sont mouillées très près de la côte montrent des scores légèrement moins favorables, notamment pour la direction des vagues. Cela est le cas des bouées Nice (00601) et Monaco (98000), mouillées à moins de 1400 m de la côte. Or, avec une résolution spatiale d'approximativement 10 km, le maillage ne résout pas suffisamment la bathymétrie et les processus importants proche de la côte. De plus, des structures topographiques non résolus dans la réanalyse ERA5 induisent des erreurs dans le champ de vent qui ont pour conséquence une représentation inexacte des états de mer générés par ces vents. Néanmoins, même à ces endroits les scores pour la hauteur significative des vagues restent très satisfaisants.

Code campagne	X _{obs} (deg)	X _{mod} (deg)	Bias (deg)	RMSE (deg)	NRMSE	SI	a	b (deg)	R
06601	59.90	62.38	2.48	31.36	0.52	52.35	0.49	90.23	0.86
01101	57.53	99.16	41.63	40.88	0.71	71.06	0.67	63.11	0.75
03404	178.95	193.68	14.73	40.35	0.23	22.55	0.98	20.60	0.87
03001	199.57	213.79	14.22	36.43	0.18	18.25	0.83	42.71	0.90
01305	221.04	229.70	8.66	26.88	0.12	12.16	0.82	48.95	0.91
08302	223.69	220.56	-3.13	28.06	0.13	12.54	0.88	22.19	0.89
00601	153.18	160.28	7.10	28.31	0.18	18.48	0.95	12.65	0.73
98000	164.32	162.80	-1.52	37.63	0.23	22.90	0.52	76.59	0.75
02B04	281.03	278.12	-2.92	27.48	0.10	9.78	0.45	134.18	0.85

Tableau 4 : Scores du rejeu pour la direction moyenne D_m sur la période 2003-2021 : comparaison avec les bouées du réseau CANDHIS. Les colonnes sont respectivement le numéro de la campagne, la valeur moyenne des observations (X_{obs}), la valeur moyenne des simulations (X_{mod}), le biais (BIAS), l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE), le Scatter Index (SI), la pente (a) et l'ordonnée à l'origine (b) de la régression linéaire, et enfin le coefficient de corrélation R.

Pour la bouée de Leucate (01101), la plus proche de la zone d'étude, les résultats du modèle montrent de très bons scores pour la hauteur significative, qui présente un biais négligeable par rapport à la bouée (-4 cm), une corrélation de 0.93, un RMSE de 0.23 m, et un indice de dispersion du 29.6 %. Ces résultats sont très similaires à ceux obtenus avec la réanalyse CMEMS⁸, pour laquelle Korres et al. (2021) ont obtenu une corrélation de 0.94, un indice de

⁸ Copernicus Marine Environment Monitoring Service

dispersion de 29 % et un RMSE de 0.24 m, avec un modèle plus fin et en assimilant des observations. Pourtant, les résultats présentés dans ce document démontrent une amélioration du biais de la hauteur significative qui est réduit de 6 cm par rapport à la réanalyse CMEMS (-10 cm). Les comparaisons de la période moyenne sont aussi satisfaisantes et montrent également un biais négligeable, et une corrélation de 0.79. Néanmoins, on observe une fréquente surestimation des périodes comprises entre 2 et 4 seconds (Figure A5). Par rapport à la réanalyse CMEMS, ces résultats démontrent une amélioration du biais qui est réduit de 0.3 s. Quant aux comparaisons de la direction moyenne des vagues, malgré une grande dispersion des résultats (Figure A6), elles démontrent une bonne capacité du modèle à reproduire les deux directions de provenance des vagues les plus fréquentes, qui sont nord-ouest et sud-est.

Ces scores sont conformes à l'état de l'art actuel en modélisation spectrale des états de mer et démontrent une très bonne capacité du modèle à reproduire les hauteurs significatives observées, des résultats satisfaisants en termes de périodes moyennes des vagues et une dispersion plus importante en termes de directions moyennes des vagues. Les régressions linéaires et les coefficients de corrélation sont eux aussi tout à fait satisfaisants.

3 Analyse des états de mer sur la zone EMR MEDITERRANEE B

3.1 Répartition spatiale des hauteurs significatives

Cette partie s'intéresse dans un premier temps à l'évaluation de la répartition spatiale des hauteurs significatives des vagues sur la zone d'étude. La Figure 11 montre les hauteurs significatives moyennes des vagues sur l'ensemble de la période rejouée (2003-2021). La hauteur significative moyenne des vagues dans la zone d'étude pour l'implantation du parc est comprise entre 0.9 m et 1.2 m. De manière générale, on observe une répartition spatiale quasi homogène sur la zone avec un faible gradient dans le même sens que celui de la bathymétrie (nord-ouest / sud-est). Les hauteurs significatives maximales atteignent quant à elles 9 m dans la zone d'étude.

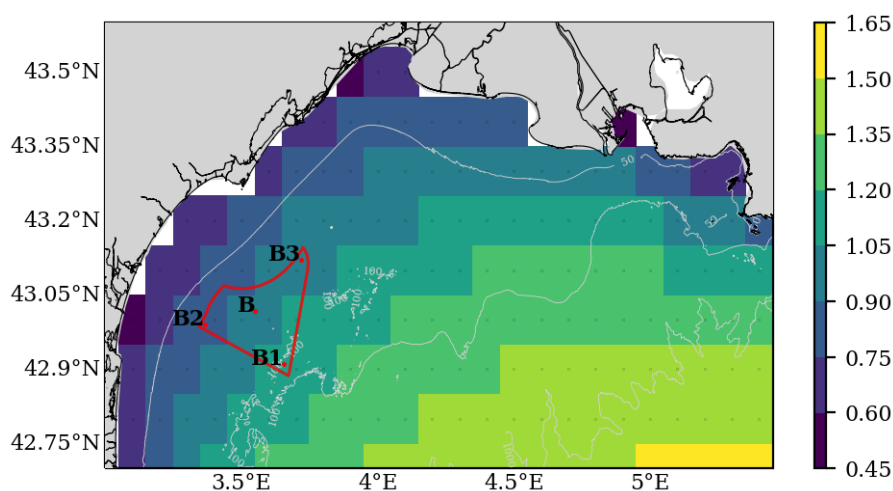


Figure 11 : Carte des hauteurs significatives moyennes (en mètres) modélisées sur la période 2003 – 2021 avec le rejeu de vagues. Le polygone rouge représente la zone d'étude pour l'implantation du parc éolien. Les points utilisés pour l'analyse statistique sont également représentés. Les isobathes 50, 100 et 1000 m sont illustrés par des lignes grises.

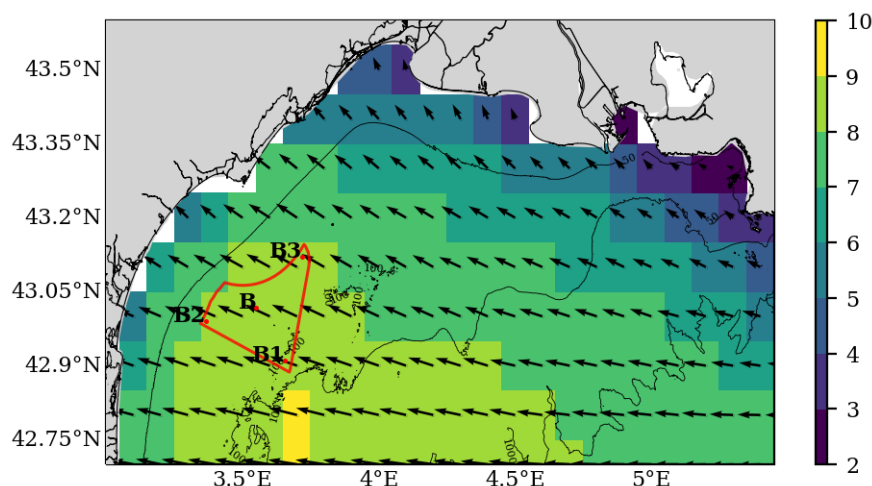


Figure 12 : Carte des hauteurs significatives (en mètres) modélisées pour le 21-02-2004 (04 : 00 UTC). Cet évènement correspond à la hauteur significative maximale modélisée dans la zone d'étude sur la période 2003 – 2021. Les flèches montrent la direction de pic des vagues (se propageant vers). Le polygone rouge représente la zone d'étude pour l'implantation du parc éolien. Les points utilisés pour l'analyse statistique sont également représentés. Les isobathes 50, 100 et 1000 m sont illustrés par des lignes grises.

3.2 Analyse statistique

En complément de la description spatiale des hauteurs de vagues présentée au paragraphe précédent, une étude statistique plus détaillée est présentée ici pour 4 points localisés dans la zone d'étude pour l'implantation du parc éolien (voir Figure 2). Pour ces 4 points, la Figure 13, Figure 14 et Figure 15 montrent respectivement la distribution de la hauteur significative (H_s) des vagues supérieures à 25 cm, de la période moyenne ($T_{m(0,2)}$) des vagues comprises entre 1.5 s et 20 s, et de la direction moyenne des vagues (θ_m). Le Tableau 5 donne les statistiques de valeur moyenne, maximale, médiane et les percentiles 90 % et 99 % de hauteur significative et de période moyenne pour ces 4 mêmes points.

Sur la Figure 13, on observe une distribution dominée pour des hauteurs significatives comprise entre 0.25 m et 1.25 m. Les vagues les plus fortes se trouvent au point B1, où la densité de probabilité des hauteurs significatives de l'intervalle centré en 2.5 m est 2 fois plus importante que sur le point B2, le plus proche à la côte.

Point	H_s (m)					$T_{m(0,2)}$ (s)				
	mean	max	median	90% prc	99%prc	mean	max	median	90% prc	99%prc
B	0.97	8.49	0.81	1.84	3.40	4.4	11.1	4.2	6.2	8.3
B1	1.10	8.88	0.93	2.12	3.52	4.5	11.3	4.4	6.1	8.2
B2	0.86	8.14	0.70	1.62	3.19	4.4	12.1	4.1	6.3	8.5
B3	0.99	8.20	0.82	1.89	3.47	4.5	11.1	4.3	6.2	8.3

Tableau 5 : Statistiques de hauteur significative et de période moyenne des vagues aux points B à B3.

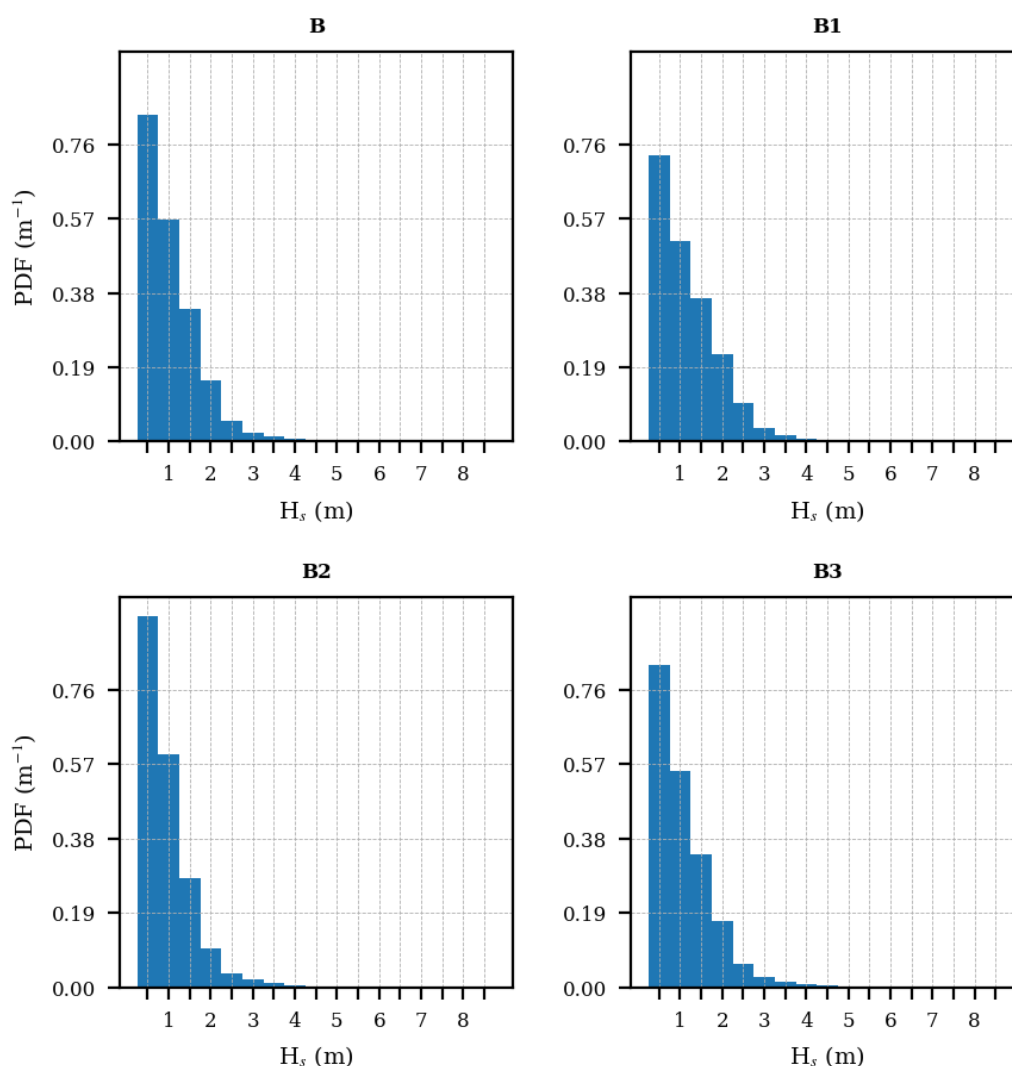


Figure 13 : Fonction de densité de probabilité des hauteurs significatives H_s aux points B à B3, situés dans la zone d'étude pour l'implantation du parc éolien. Les intervalles utilisés pour le calcul de la fonction de densité de probabilité sont de 0.5 m, dont chacun inclut la borne inférieure et exclut la borne supérieure (ex : [0.25, 0.75)). Les marques sur l'axe horizontal correspondent au centre des intervalles.

La période moyenne des vagues (Figure 14) est relativement homogène dans la zone d'étude et généralement comprise entre 3.5 et 5.5 secondes, ce qui correspond à des vagues relativement courtes sur la zone d'étude.

La Figure 15 montre que les vagues proviennent majoritairement de deux secteurs. Le premier est compris entre nord-est et sud et il représente les vagues arrivant du large. Le deuxième secteur est compris entre ouest et nord-ouest et il englobe les vagues générées par vent de terre. La répartition des directions des vagues est similaire entre les quatre points. Cependant, aux points situés plus proche de la côte (B et B2) on constate une diminution de la densité de probabilité des vagues provenant du secteur sud et l'augmentation de la probabilité des

systèmes de vagues provenant du sud-sud-est, induite par induite par la morphologie de la côte et les effets de réfraction bathymétrique.

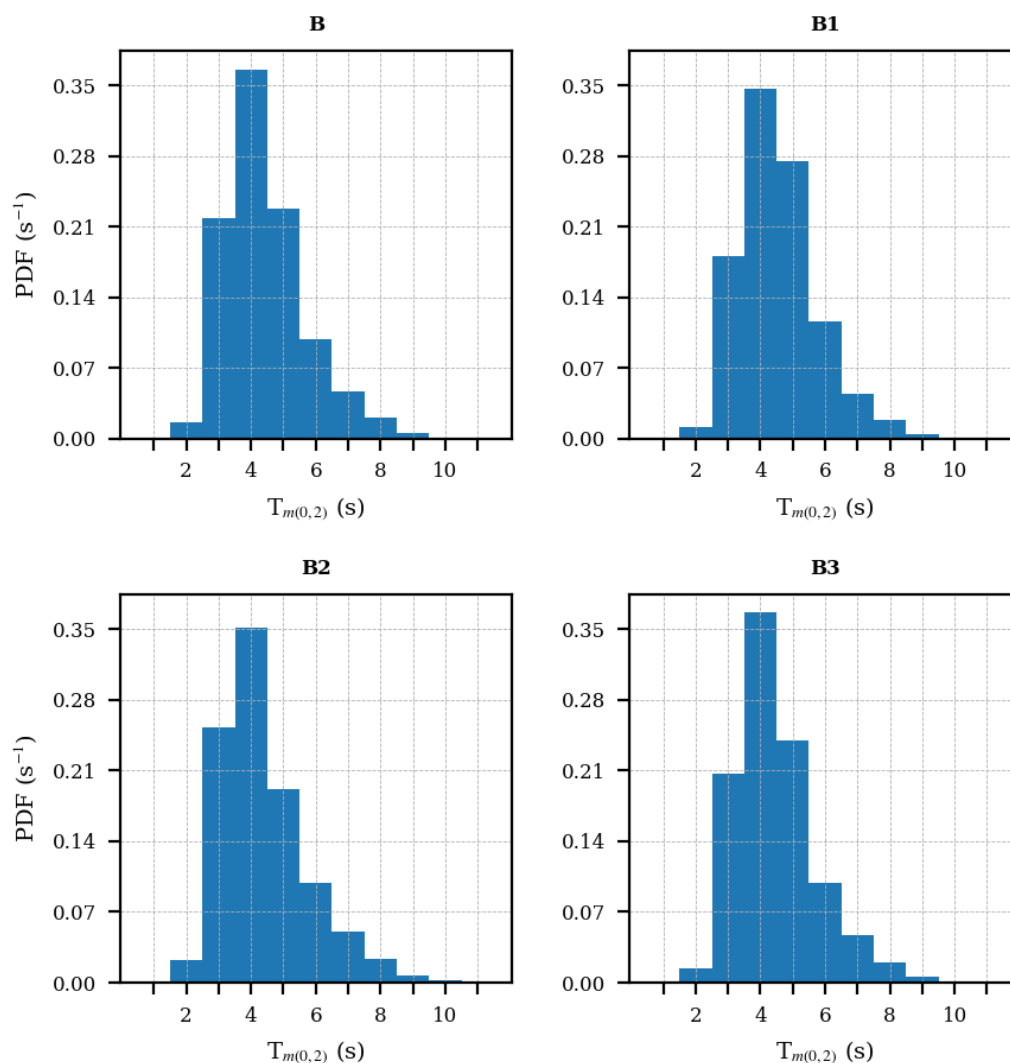


Figure 14 : Fonction de densité de probabilité de la période moyenne ($T_{m(0,2)}$) aux points B à B3, situés dans la zone d'étude pour l'implantation du parc éolien. Les intervalles utilisés pour le calcul de la fonction de densité de probabilité sont d'une seconde, dont chacun inclut la borne inférieure et exclut la borne supérieure (ex : [1.5, 2.5)). Les marques sur l'axe horizontal correspondent au centre des intervalles.

La Figure 16 montre les corrélogrammes entre la hauteur significative des vagues et leur période moyenne, pour chacun des 4 points. Globalement, le climat d'état de mer est homogène sur l'ensemble de la zone : il est principalement constitué de vagues avec des périodes moyennes généralement comprises entre 2 et 6 secondes et des hauteurs significatives inférieures à 2-3 mètres. Les états de mer plus énergétiques apparaissent au point B1 et sont représentés par

des vagues pouvant dépasser les 8.5 m de hauteur significative associée à des périodes moyennes de 9 à 11 secondes. Ces événements restent cependant statistiquement assez rares.

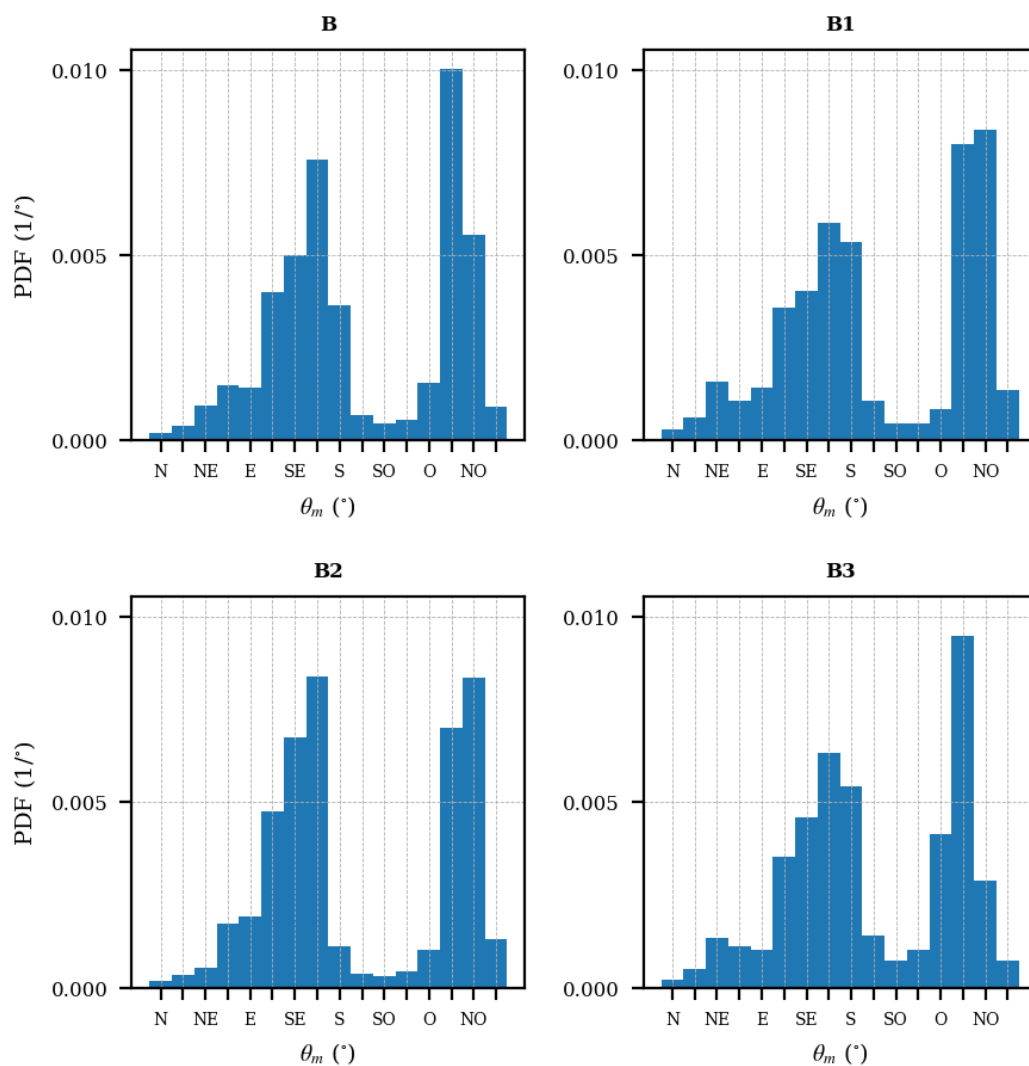


Figure 15 : Fonction de densité de probabilité des directions moyennes (θ_m) aux points B à B3, situés dans la zone d'étude pour l'implantation du parc éolien. Les intervalles utilisés pour le calcul de la fonction de densité de probabilité sont de 22.5 degrés, dont chacun inclut la borne inférieure et exclut la borne supérieure (ex : [348.75, 11.25)). Les marques sur l'axe horizontal correspondent au centre des intervalles.

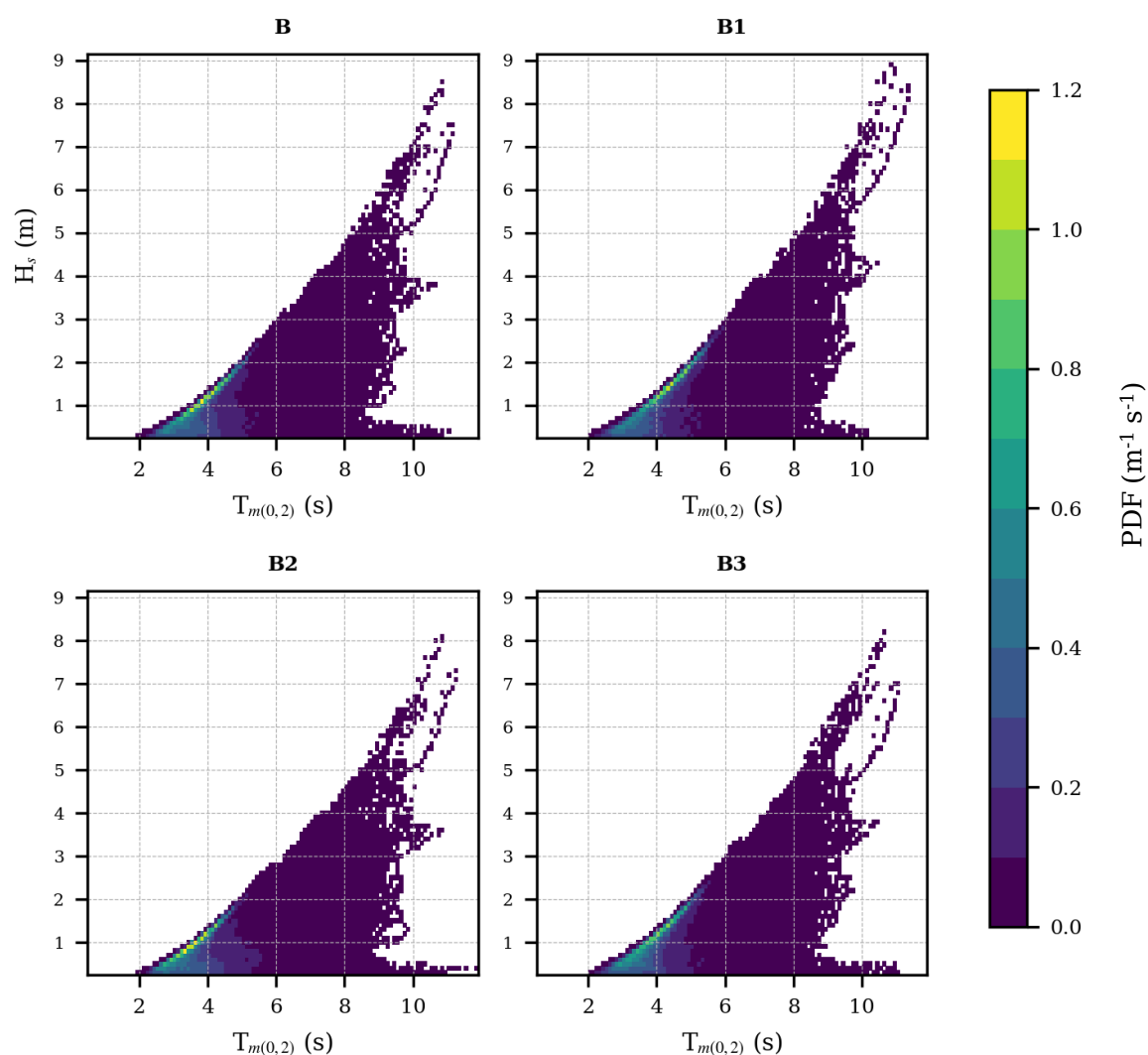


Figure 16 : Corrélogrammes hauteur significative (H_s) / période moyenne ($T_{m(0,2)}$) pour les 4 points du modèle analysés, dont les positions sont données sur la carte en Figure 2.

4 CONCLUSION

Un jeu d'états de mer réalisé à l'aide du modèle numérique spectral WAVEWATCH III® sur la période 2003-2021, a été utilisé pour caractériser les conditions d'états de mer sur la zone d'implantation envisagée pour un parc éolien en mer Méditerranée. Une validation des résultats a été réalisée en utilisant différentes sources d'observation des vagues : satellites altimétriques et bouées houlographes. Les résultats de la validation démontrent une bonne capacité du modèle à reproduire les propriétés statistiques des états de mer sur la zone d'étude, avec d'excellents résultats en termes de hauteurs significatives, et des résultats satisfaisants en termes de périodes et de directions.

Une étude statistique a donc pu être réalisée à partir de ce jeu afin de caractériser les états de mer sur la zone d'étude EMR Méditerranée (zone B). Ceux-ci sont principalement représentés par des hauteurs significatives moyennes comprises entre 0.85 m et 1.10 m. La hauteur significative maximale modélisée dans la zone EMR durant la période 2003-2021 est inférieure à 9 m. Les vagues proviennent majoritairement de deux secteurs. Le premier est compris entre nord-est et sud et représente les vagues arrivant du large. Le deuxième secteur englobe les vagues provenant d'ouest à nord-ouest et représente les vagues générées par vent de terre. En général, les caractéristiques des vagues montrent un léger gradient sur la zone, résultant des faibles variations bathymétriques, mais restent cependant relativement homogènes dans la zone d'étude pour l'implantation du parc éolien.

Les résultats du modèle présentés dans ce rapport ont permis une première description statistique des états de mer sur la zone. De plus, des observations altimétriques et *in situ* (bouées houlographes) ont permis de démontrer le réalisme des simulations. Cependant, la résolution de modèle n'est pas optimale pour bien décrire les états de mer dans la zone d'étude. Un jeu à plus haute résolution sera utilisé lors de prochains travaux pour réaliser une analyse statistique plus approfondie qui comportera, entre autres, un examen des valeurs extrêmes, une analyse du champ de vagues par système (mer de vent, houles primaire/secondaire), ainsi qu'en fonction de leur direction de provenance. De plus, les mesures acquises dans la zone d'étude EMR lors de la campagne océanographique en cours contribueront à mieux caractériser les états de mer dans la zone et à confirmer la validité des résultats développés dans ce rapport.

Remerciements

Cette étude a utilisé de nombreuses données d'observation ; les auteurs tiennent à remercier les différents organismes qui les ont collectées et mises à disposition : le CEREMA pour les données du réseau d'observation de la houle CANDHIS, Météo France pour les données des bouées Lion et Nice, le CERSAT pour les données altimétriques et le CEPMMT pour les données atmosphériques.

5 BIBLIOGRAPHIE

Airy, G. B., 1841: Tides and waves. *Encyclopedia metropolitana (1817–1845)*, H. J. R. et al., ed., London.

Ardhuin, F., W. C. O'Reilly, T. H. C. Herbers, and P. F. Jessen, 2003: Swell transformation across the continental shelf. Part I : Attenuation and directional broadening. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 1921–1939.

Ardhuin, F., E. Rogers, A. Babanin, J.-F. Filipot, R. Magne, A. Roland, A. van der Westhuysen, P. Queffeulou, J.-M. Lefevre, L. Aouf, and F. Collard, 2010: Semi-empirical dissipation source functions for wind-wave models: part I, definition, calibration and validation. *Journal of Physical Oceanography*, 40, 1917–1941.

Baraille, R. and N. Filatoff, 1995 : Modele shallow-water multicouches isopycnal de miami.

Barnston, A. G. and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115, 1083–1126.

Biscara, L., T. Schmitt, S. Corréard, and R. Creach, 2014 : Modèles numériques de bathymétrie pour la prévision hydrodynamique du dispositif vigilance vagues-submersions. *Actes des XIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie*, 155, 2–4.

Biscara, L., 2015: MNT bathymétrique de façade atlantique (projet homonim). SHOM.

Bleck, R., 2002: An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-cartesian coordinates. *Ocean modelling*, 4, 55–88.

Boutet, M., 2015: *Estimation du frottement sur le fond pour la modélisation de la marée barotrope*. Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale.

Dodet, G., Piolle, J.-F., Passaro, M., Quartly G., Quilfen, V., Ardhuin, F., 2021: Recent developments in multi-mission altimeter sea state products: the ESA CCI dataset v2. Sea State CCI 2nd User Consultation Meeting - March 23-25 2021.
https://climate.esa.int/media/documents/UCM2_poster_Dodet_CCIv2.pdf

Gelci, R., H. Cazalé, and J. Vassal, 1957: Prévision de la houle. La méthode des densités spectroangulaires. *Bulletin d'information du Comité d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, 9, 416–435.

Gomez-Enri, J., Vignudelli, S., Quartly, G.D., Gommenginger, C.P., Cipollini, P., Challenor, P.G., Benveniste, J., 2010 : Modeling Envisat RA-2 Waveforms in the Coastal Zone: Case Study of Calm Water Contamination. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 7, no. 3, pp. 474–478. doi: 10.1109/LGRS.2009.2039193.

Korres, G., Ravdas, M., Zacharioudaki, A., Denaxa, D., & Sotiropoulou, M., 2021 : Mediterranean Sea Waves Reanalysis (CMEMS Med-Waves, MedWAM3 system) (Version 1) set. Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS).
https://doi.org/10.25423/CMCC/MEDSEA_MULTIYEAR_WAV_006_012

Leckler, F., F. Ardhuin, J.-F. Filipot, and A. Mironov, 2013: Dissipation source terms and whitecap statistics. *Ocean Modelling*, 70, 62–74.

Leckler, F., Lathuilière, C., Michaud, H., Pasquet, A., Le Bec, N., Duporte, E., 2017 : Modélisation et étude des états de mer sur la zone EMR de Dunkerque. Convention SHOM/MEEM [DGEC], SHOM n°51/2016. Rapport interne Shom.

Leckler, F., Osinski, R., Michaud, H., Lathuilière, C., Pasquet, A., Le Bec, N., Tychensky, A., 2018 : Modélisation et étude des états de mer sur la zone EMR d'Oléron. Convention SHOM/DGEC n°2201103478, SHOM n°52/2017. Rapport interne Shom.

Letortu P., Costa S., Cantat O., 2012: Les submersions marines en manche orientale: approche inductive et naturaliste pour la caractérisation des facteurs responsables des inondations par la mer. *Climatologie*, vol 9, 30-57.

Le Cam H., Baraer F., 2012 : Climatologie marine. Sous-région marine Manche – Mer du Nord. Évaluation initiale DCSMM. MEDDE, AAMP, Ifremer, Réf. DCSMM/EI/EE/MMN/01/2012, 11p.

Maisondieu C., 2017 : Caractérisation statistique des conditions d'états de mer multimodales dans le golfe de Gascogne pour le dimensionnement des structures en mer. *La Houille Blanche*, 2017:6, 40-48.

Magne, R., K. Belibassakis, T. H. C. Herbers, F. Ardhuin, W. C. O'Reilly, and V. Rey, 2007: Evolution of surface gravity waves over a submarine canyon. *Journal of Geophysical Research*, 112, C01002.

Mei, C. C., 1984: The applied dynamics of ocean surface waves. *Ocean Engineering*, 11, 321.

Michaud, H., P. Marsaleix, Y. Leredde, C. Estournel, F. Bourrin, F. Lyard, C. Mayet, and F. Ardhuin, 2012: Three-dimensional modelling of wave-induced current from the surf zone to the inner shelf. *Ocean Science*, 8, 657.

Michaud, H., A. Pasquet, R. Baraille, F. Leckler, L. Aouf, A. Dalphiné, M. Huchet, A. Roland, M. DutourSikiric, F. Ardhuin, et al., 2015: Implementation of the new french operational coastal wave forecasting system and application to a wave-current interaction study. *14th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, and 5 Coastal Hazard Symposium*.

Michaud, H. and A. Pasquet, 2016 : Impact du courant de marée et des variations de niveau sur la configuration atlantique ww3 pendant les tempêtes de l'hiver 2013-2014 – version v3. Projet HOMONIM. Rapport interne Shom.

Miche, A., 1944 : Mouvements ondulatoires de la mer en profondeur croissante ou décroissante. Forme limite de la houle lors de son déferlement. Application aux digues maritimes. Exposé préliminaire. *Annales des Ponts et Chaussées*, Tome 114, 25–42.

Pasquet, A., 2016 : Homonim – Phase II. Version v4 du système de prévision des surcotes. Configuration ATL. Rapport interne Shom.

Piollé, J.-F., G. Dodet, and Quilfen Y., 2020 : ESA Sea State Climate Change Initiative (Sea_state_cci): Global remote sensing multi-mission along-track significant wave height, L2P product, version 1.1. Centre for Environmental Data Analysis, doi: doi:10.5285/ f91cd3ee7b6243d5b7d41b9beaf397e1.

Quilfen, Y., and B. Chapron, 2020: On denoising satellite altimeter measurements for high resolution geophysical signal analysis. *Advances in Space Research*, doi:10.1016/j.asr.2020.01.005, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117720300235>.

Quartly, G. D.; Kurekin, A. A., 2020. "Sensitivity of Altimeter Wave Height Assessment to Data Selection" *Remote Sens.* 12, no. 16: 2608. <https://doi.org/10.3390/rs12162608>

Rapp, R. J. and W. Melville, 1990: Laboratory measurements of deep-water breaking waves. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 331, 735–800.

Rogers, W. E., A. V. Babanin, and D. W. Wang (2012), Observation-consistent input and whitecapping dissipation in a model for wind-generated surface waves: Description and simple calculations, *J. Atmos. Oceanic Techn.*, 29, 1,329–1,346

Stopa, J. E., Ardhuin, F., Stutzmann, E., & Lecocq, T., 2019: Sea state trends and variability: Consistency between models, altimeters, buoys, and seismic data (1979–2016). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 3923–3940. <https://doi.org/10.1029/2018JC014607>

Tolman, H. L., 1994: Wind waves and moveable-bed bottom friction. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 994–1,009.

Tolman, H. L. and the WAVEWATCH III® Development Group, 2019: User manual and system documentation of wavewatch iii® version 6.07. Technical report.

Valiente, N.G. ; Saulter, A. ; Edwards, J.M. ; Lewis, H.W.; Castillo Sanchez, J.M.; Bruciaferri, D.; Bunney, C.; Siddorn, J., 2021 : The Impact of Wave Model Source Terms and Coupling Strategies to Rapidly Developing Waves across the North-West European Shelf during Extreme Events. *J. Mar. Sci. Eng.*, 9, 403. <https://doi.org/10.3390/jmse9040403>

Whitham, G. B., 1974: *Linear and nonlinear waves*. Wiley, New York, 636 p.

Zieger, S., A. V. Babanin, W. E. Rogers, and I. R. Young (2015), Observation-based source terms in the third-generation wave model WAVEWATCH, *Ocean Mod.*, 96, 2–25.

ANNEXE A : Validation modèle/bouées (CANDHIS)

A.1 Bouée 06601 : Banulys

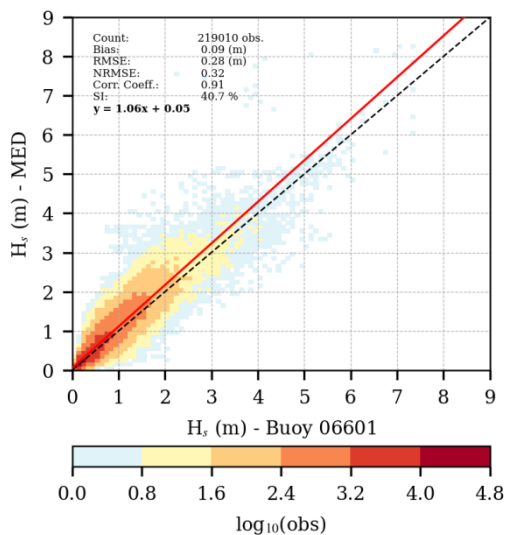


Figure A1 : Diagramme de dispersion pour la variable H_s , pour la bouée CANDHIS 06601.

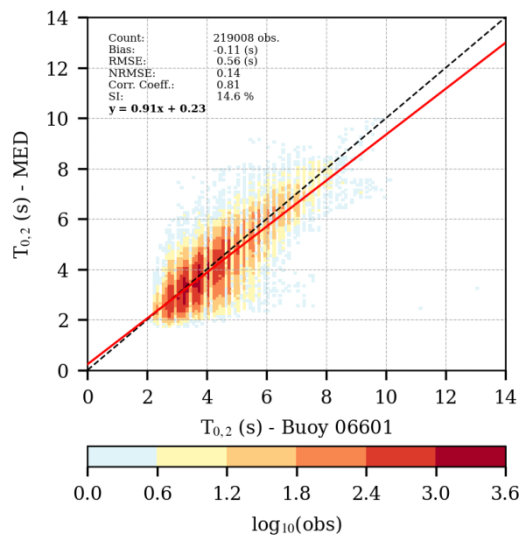


Figure A2 : Diagramme de dispersion pour la variable $T_{m(0,2)}$, pour la bouée CANDHIS 06601.

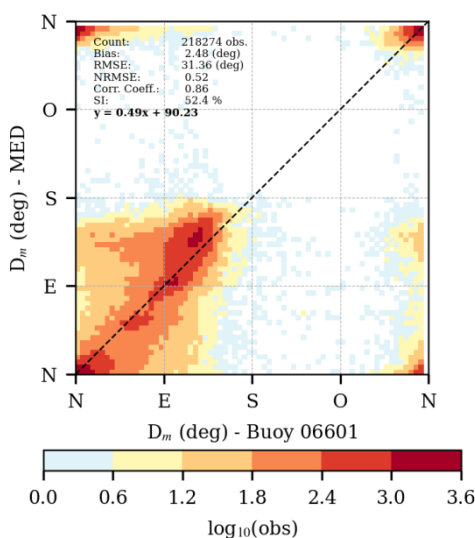


Figure A3 : Diagramme de dispersion pour la variable θ_m , pour la bouée CANDHIS 06601.

A.2 Bouée 01101 : Leucate

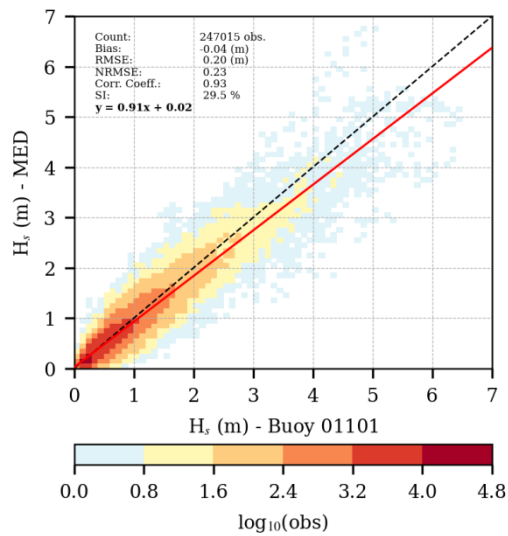


Figure A4 : Diagramme de dispersion pour la variable H_{sig} , pour la bouée CANDHIS 01101.

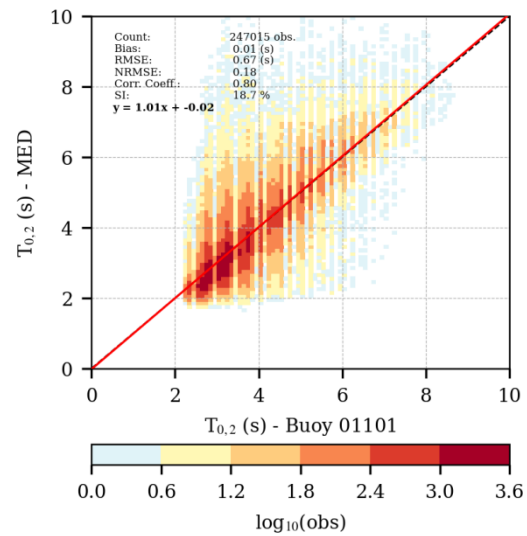


Figure A5 : Diagramme de dispersion pour la variable $T_{m(0,2)}$, pour la bouée CANDHIS 01101.

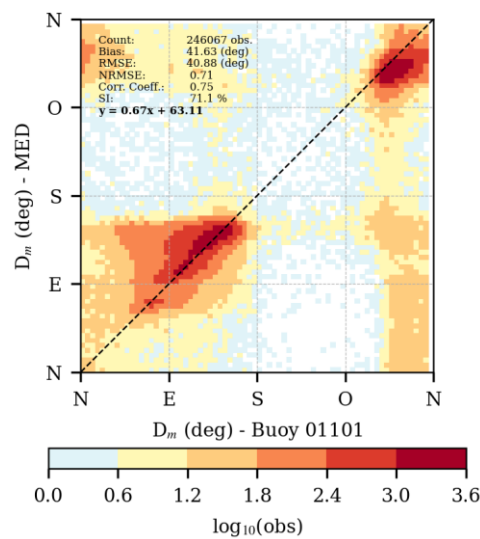


Figure A6 : Diagramme de dispersion pour la variable θ_m , pour la bouée CANDHIS 01101.

A.3 Bouée 03404 : Sète

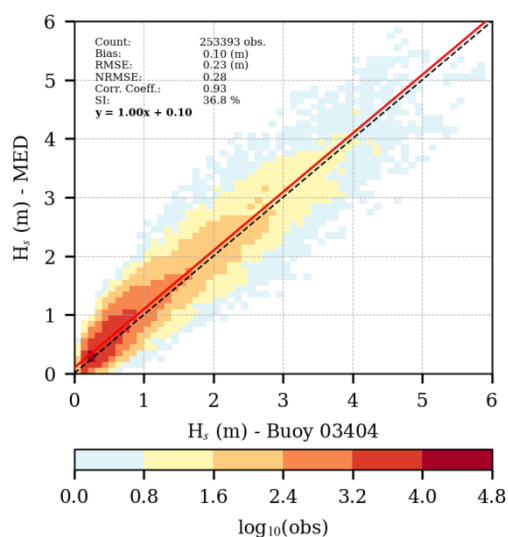


Figure A7 : Diagramme de dispersion pour la variable H_{sig} , pour la bouée CANDHIS 03404.

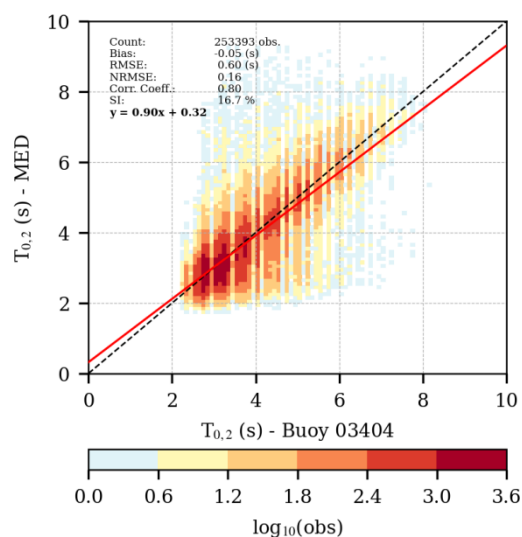


Figure A8 : Diagramme de dispersion pour la variable $T_{m(0,2)}$, pour la bouée CANDHIS 03404.

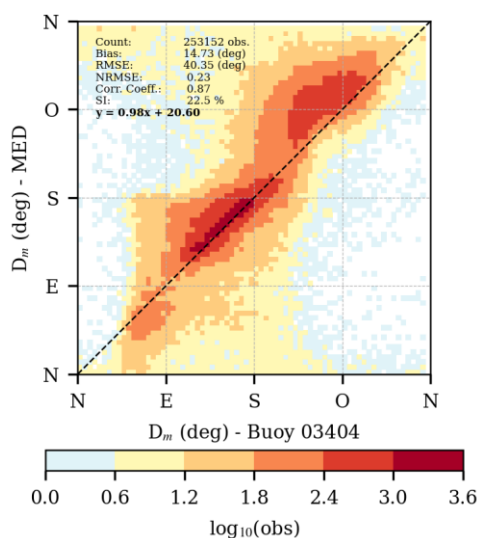


Figure A9 : Diagramme de dispersion pour la variable θ_m , pour la bouée CANDHIS 03404.

A.4 Bouée 03001 : Espiguette

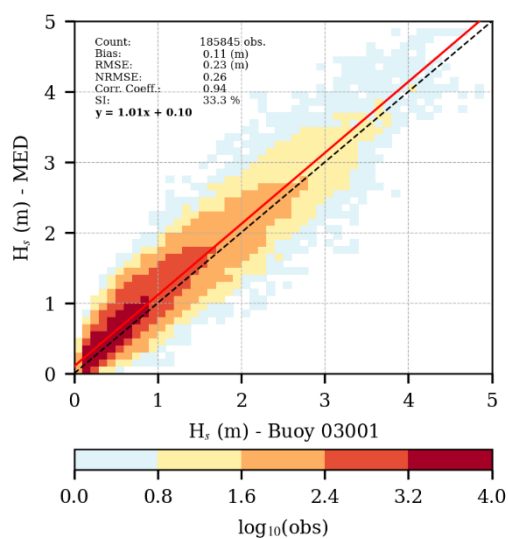


Figure A10 : Diagramme de dispersion pour la variable H_{sig} , pour la bouée CANDHIS 03001.

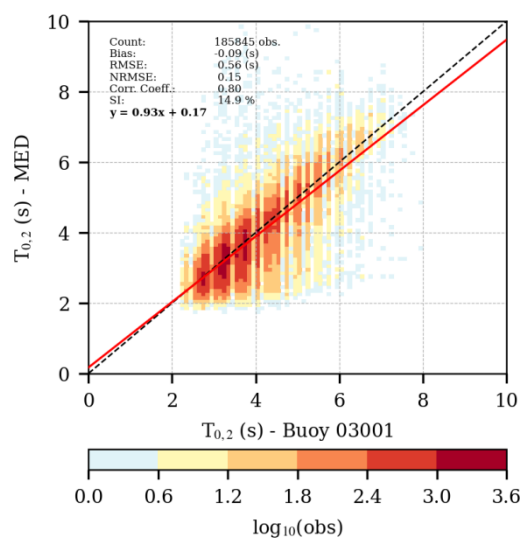


Figure A11 : Diagramme de dispersion pour la variable $T_{m(0,2)}$, pour la bouée CANDHIS 03001.

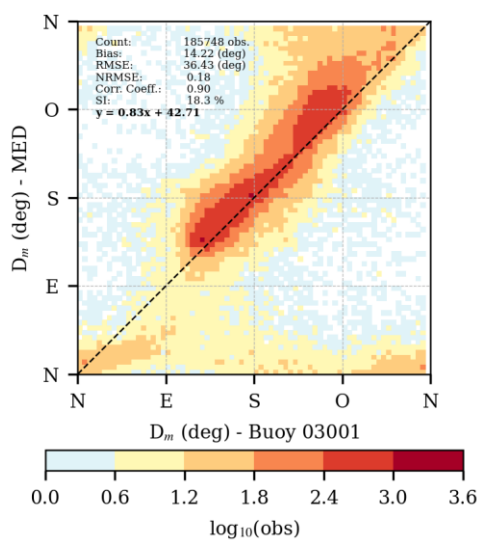


Figure A12 : Diagramme de dispersion pour la variable θ_m , pour la bouée CANDHIS 03001.

A.5 Bouée 01305 : Le Planier

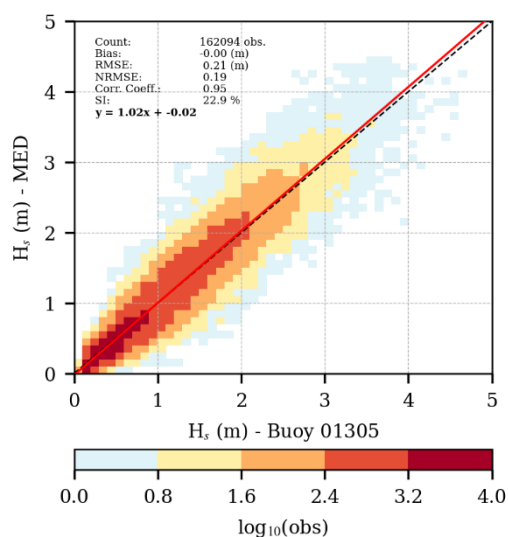


Figure A13 : Diagramme de dispersion pour la variable H_{sig} , pour la bouée CANDHIS 01305.

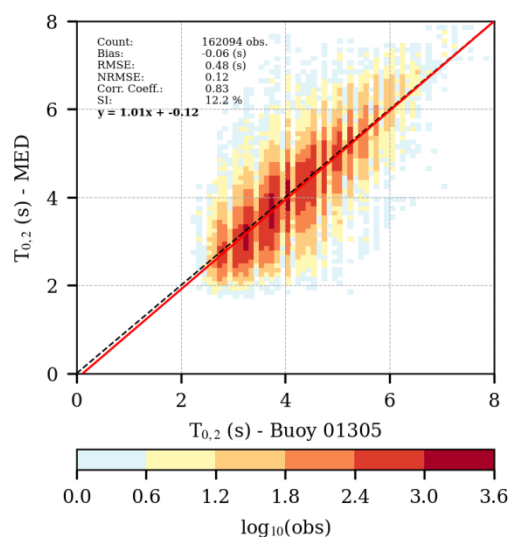


Figure A14 : Diagramme de dispersion pour la variable $T_{m(0,2)}$, pour la bouée CANDHIS 01305.

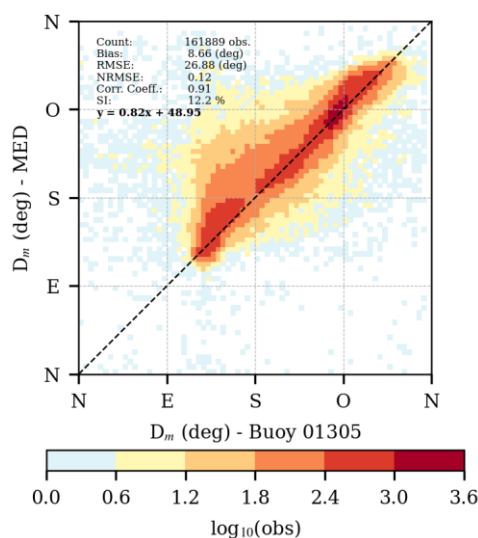


Figure A15 : Diagramme de dispersion pour la variable θ_m , pour la bouée CANDHIS 01305.

A.6 Bouée 08302 : Porquerolles

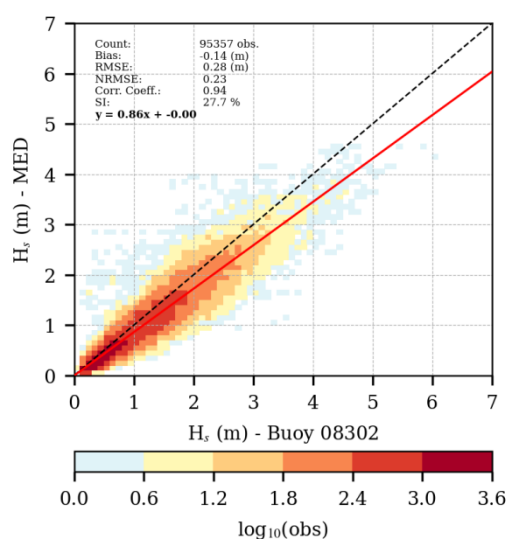


Figure A16 : Diagramme de dispersion pour la variable H_{sig} , pour la bouée CANDHIS 08302.

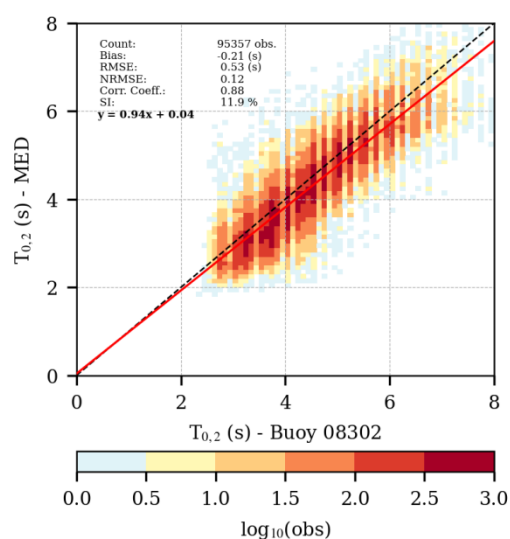


Figure A17 : Diagramme de dispersion pour la variable $T_{m(0,2)}$, pour la bouée CANDHIS 08302.

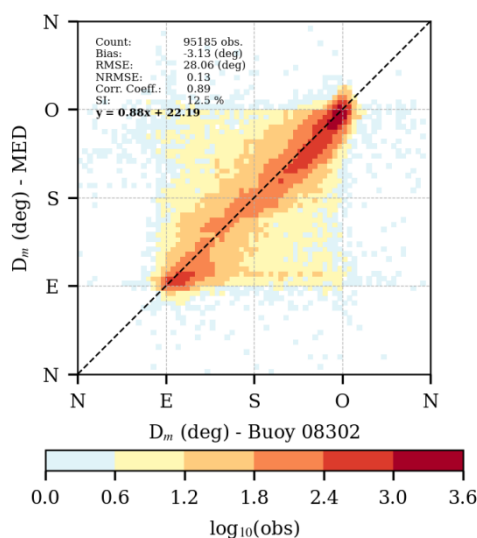


Figure A18 : Diagramme de dispersion pour la variable θ_m , pour la bouée CANDHIS 08302.

A.7 Bouée 00601 : Nice

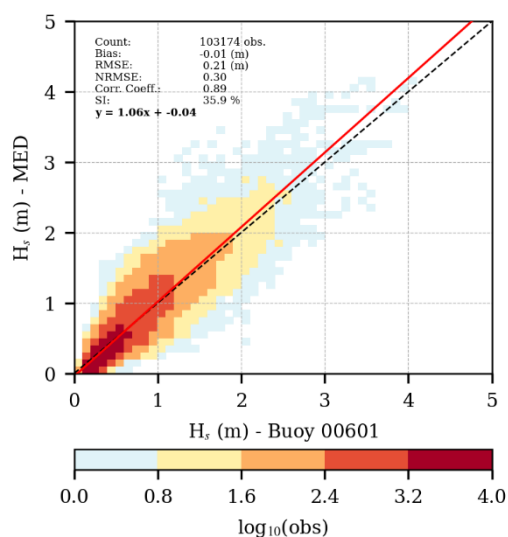


Figure A19 : Diagramme de dispersion pour la variable H_{sig} , pour la bouée CANDHIS 00601.

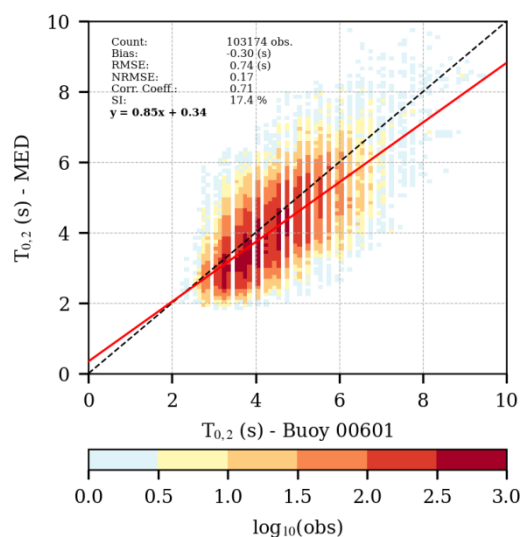


Figure A20 : Diagramme de dispersion pour la variable $T_{m(0,2)}$, pour la bouée CANDHIS 00601.

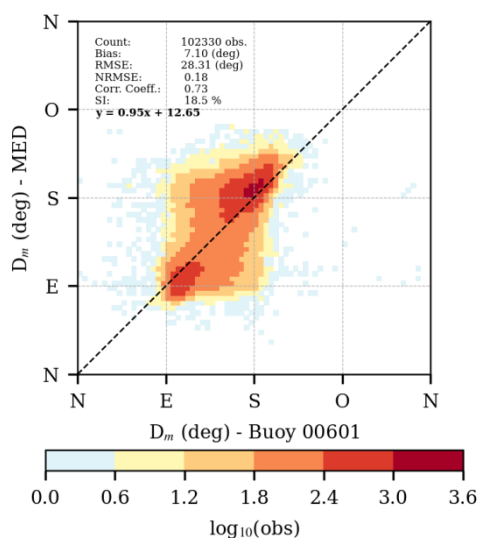


Figure A21 : Diagramme de dispersion pour la variable θ_m , pour la bouée CANDHIS 00601.

Vi

A.8 Bouée 98000 : Monaco

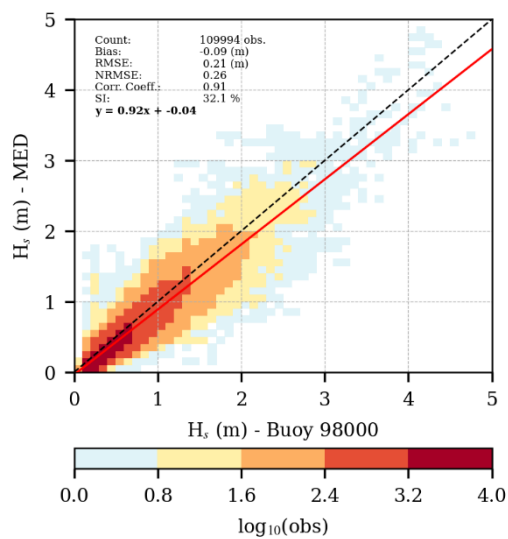


Figure A22 : Diagramme de dispersion pour la variable H_{sig} , pour la bouée CANDHIS 98000.

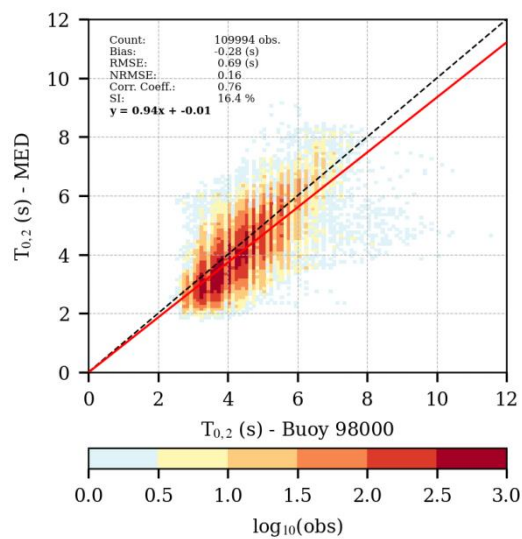


Figure A23 : Diagramme de dispersion pour la variable $T_{m(0,2)}$, pour la bouée CANDHIS 98000.

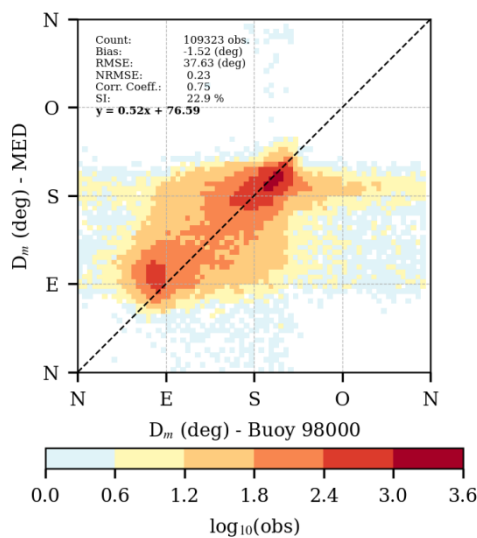


Figure A24 : Diagramme de dispersion pour la variable θ_m , pour la bouée CANDHIS 98000.

A.9 Bouée 02B04 : La Revellata

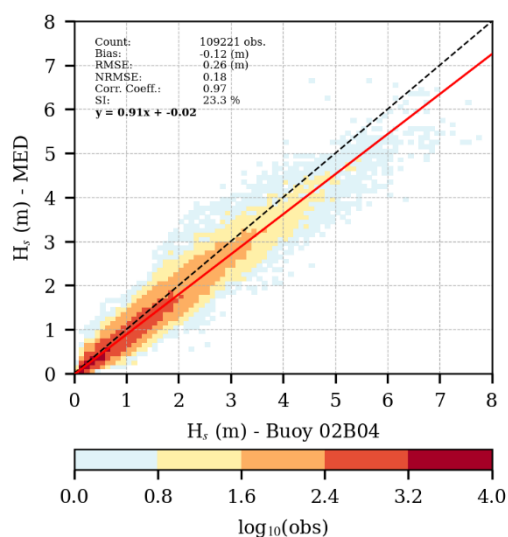


Figure A25 : Diagramme de dispersion pour la variable H_{sig} , pour la bouée CANDHIS 02B04.

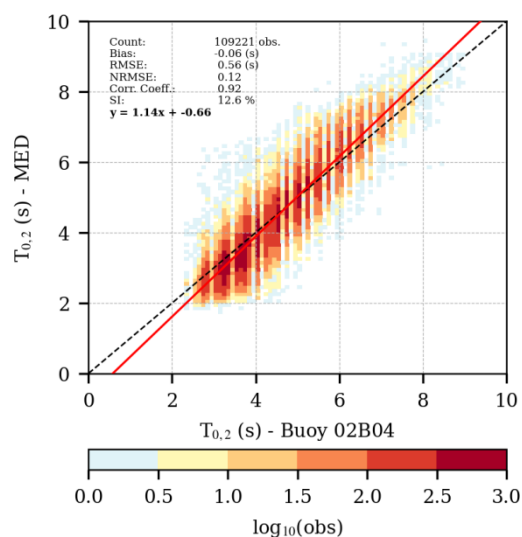


Figure A26 : Diagramme de dispersion pour la variable $T_{m(0,2)}$, pour la bouée CANDHIS 02B04.

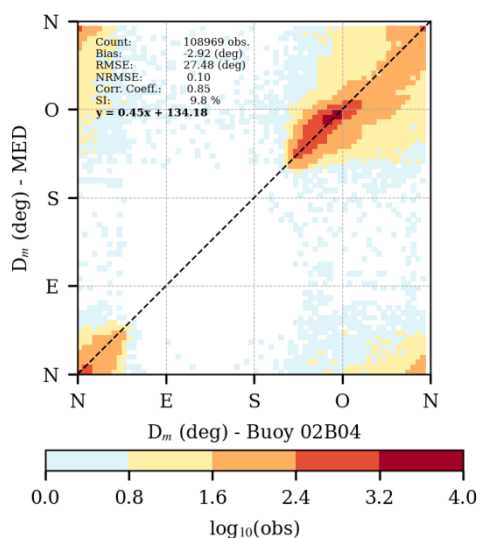


Figure A27 : Diagramme de dispersion pour la variable θ_m , pour la bouée CANDHIS 02B04.

A.10 Bouée 061001 : Nice

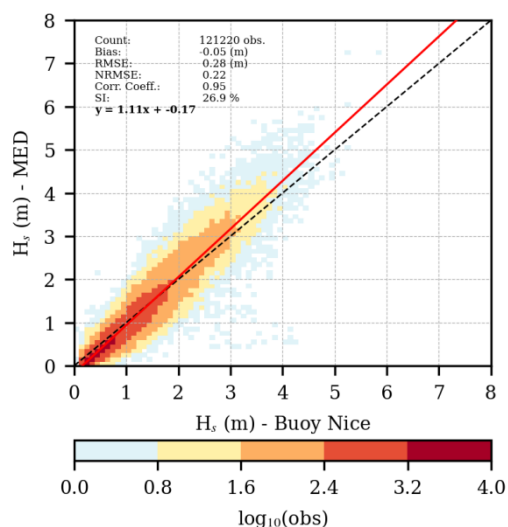


Figure A28 : Diagramme de dispersion pour la variable H_{sig} , pour la bouée 061001.

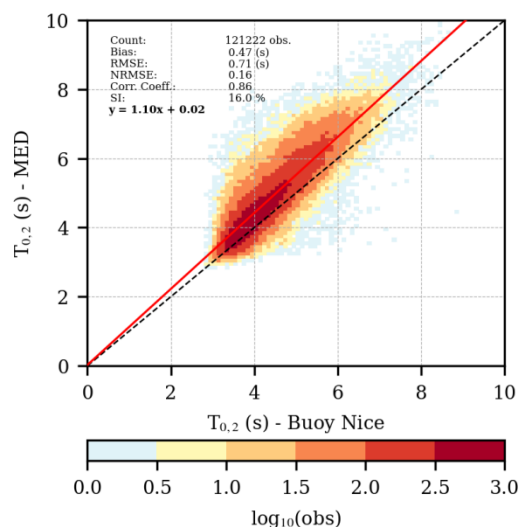


Figure A29 : Diagramme de dispersion pour la variable $T_{m(0,2)}$, pour la bouée 061001.

A.11 Bouée 061002 : Lion

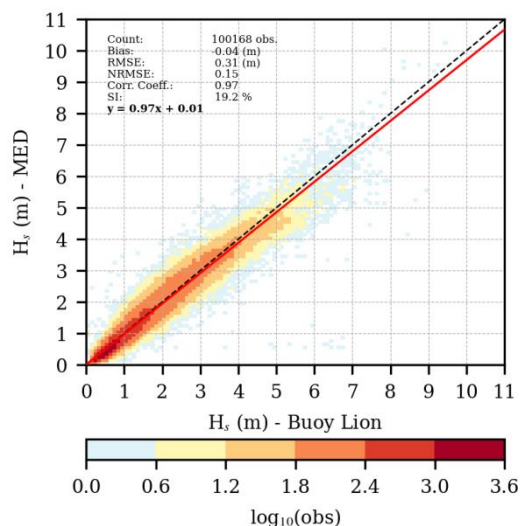


Figure A30 : Diagramme de dispersion pour la variable H_{sig} , pour la bouée 061002.

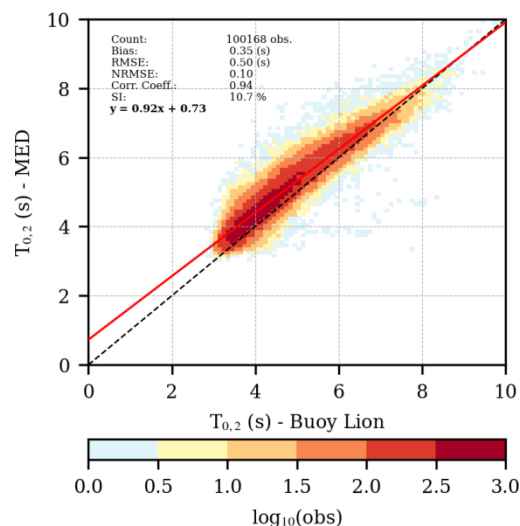


Figure A31 : Diagramme de dispersion pour la variable $T_{m(0,2)}$, pour la bouée 061002.