



Propagation des vagues sur les fonds rocheux d’Ars-en-Ré : campagne *in situ* et modélisation à phase résolue

Héloïse MICHAUD ¹, Patrick MARSALEIX ^{2,5}, Damien SOUS ^{3,4,5},
Emile GUELARD ANCILOTTI ³, Xavier BERTIN ⁶, Frédéric BOUCHETTE ^{5,7},
Solène DEALBERA ³, Antoine ECEIZA ³, Claude ESTOURNEL ²,
Yann KRIEN ², Laura LAVAUD ⁶, Laurent LEBALLEUR ¹,
Loës LE GOFF LE GOURRIEREC ⁶, Justine LOUIS ¹, Samuel MEULÉ ^{5,8},
Audrey PASQUET ¹, Marc PEZERAT ¹, Léo SEYFRIED ¹

1. Shom, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31100 Toulouse, France.
heloise.michaud@shom.fr
2. Université de Toulouse, LEGOS (CNES/CNRS/IRD/UT3), 31400 Toulouse, France.
3. Université de Pau et des Pays de l’Adour, E2S UPPA, SIAME, Anglet, France.
4. Université de Toulon, Aix Marseille Université, CNRS, IRD, MIO, La Garde, France.
5. GLADYS, Route de Carnon, 30200 Le Grau-du Roi, France.
6. UMR7266 LIENSs, CNRS/La Rochelle Université, 2 Rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France.
7. Géosciences-M, Université de Montpellier, CNRS, Montpellier, France.
8. Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, CEREGE, Aix-en-Provence, France.

Résumé :

L'amélioration de la connaissance des processus à l'origine des submersions marines est une question clé à l'ère du changement climatique, en particulier pour l'aide à la décision des politiques publiques et la prévision opérationnelle de la vigilance Vague Submersion. De l'échelle régionale à l'échelle locale, différents processus dépendant de multiples paramètres tels que la bathymétrie, la sédimentologie et les forçages externes, interagissent. Alors que les plages de sable ont fait l'objet de nombreuses études, les plages rocheuses restent relativement moins étudiées, malgré leur forte représentation sur les littoraux. Si des études récentes en laboratoire ont amorcé des travaux pour relier la friction de fond avec la microtopographie (expérience LEGOLAS, DEALBERA *et al.*, 2024), l'expérience *in-situ* reste nécessaire pour vérifier, calibrer et étendre les relations mises au point sur des cas réalistes. L'objectif de cette étude est ainsi d'étudier finement la transformation de la houle sur une plage rocheuse de l'île de Ré à l'aide de la campagne *in-situ* RiCoRé (hiver 2020-2021) et d'un modèle de circulation non-hydrostatique 3D Symphonie NH (MARSALEIX *et al.*, 2019). Même si les tests de sensibilité et des comparaisons aux mesures ne font que débuter, les premières comparaisons avec les jeux de mesures sur les hauteurs significatives montrent une assez bonne représentation de la hauteur significative des vagues dans le modèle non hydrostatique. Les paramétrisations

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

mises au point seront ensuite adaptées aux modèles barotropes et spectraux utilisés pour la prévision opérationnelle des vagues et surcotes.

Mots-clés : Vague, Fonds rocheux, Modélisation non hydrostatique 3D, Mesures in-situ, Dissipation.

1. Introduction

Malgré leur importance mondiale, la compréhension des processus de transformation des vagues et des submersions marines a été beaucoup moins étudiée sur les plages rocheuses que sur les plages de sable. Ainsi, la représentation de la dissipation du fond sur ce type d'environnement est généralement basée sur une paramétrisation spécifique au site dans les modèles opérationnels de vagues, avec des performances mitigées. La modélisation 3D à phase résolue, qui modélise explicitement la déformation de la surface libre et donc les vagues et leurs interactions sur ces surfaces hautement rugueuses, peut être vu comme un outil permettant d'améliorer la compréhension des processus et ainsi les paramétrisations des modèles spectraux qui sont à l'heure actuelle toujours utilisés pour la prévision opérationnelle des vagues. Par ailleurs, avec la hausse continue des performances des moyens de calcul, les systèmes de modélisation basés sur les modèles spectraux seront à terme remplacés par des modèles à phase résolue pour les prévisions des submersions marines, il est donc nécessaire d'améliorer leur représentativité sur ces régions rocheuses. Si des travaux théoriques et d'implémentation de nouvelles paramétrisations sont menés (GUELARD ANCILOTTI *et al.*, 2024) grâce aux comparaisons avec les mesures en bassin de l'expérience LEGOLAS (DEALBERA *et al.*, 2024), très peu d'études ont pu être menées sur ces environnements à des échelles spatiales et temporelles réalistes. En effet, représenter avec précision la fine rugosité et ses effets dans ces modèles 3D reste un défi car cela nécessite une résolution métrique pour représenter les données topo-bathymétriques haute résolution. Enfin, les équations non hydrostatiques adoptées dans le modèle 3D à résolution de phase Symphonie (MARSALEIX *et al.*, 2019) pour résoudre l'équation de Poisson permettent de limiter ces coûts prohibitifs, rendant ce modèle adapté à ce type d'étude.

L'objectif principal de cette étude est ainsi d'étudier et d'améliorer les performances du modèle sur la plage rocheuse réaliste d'Ars-en-Ré, en utilisant les données *in situ*, obtenues pendant la campagne in-situ RiCoRé (MICHAUD *et al.*, 2023).

2. Méthodes

2.1 Zone d'étude et campagne RiCoRé

Une campagne de terrain océanographique et bathymétrique a été déployée la plage rocheuse (pente : 3/1000) d'Ars-en-Ré, exposée au nord-ouest de l'île de Ré pendant l'hiver 2020-2021 (Figure 1). Cette plage d'une longueur de 8 km est soumise à un régime

de marée semi-diurne avec un marnage maximal autour de 5.7 m le long de la côte. Des données de vagues, courants et niveaux d'eau ont été acquises pendant au moins 4 mois à l'aide d'un réseau de 30 capteurs (2 houlographes, 2 marégraphes, 8 courantomètres, 18 capteurs de pression) depuis la zone pré littorale (25 m) jusqu'au haut de plage. Ce réseau a été organisé en deux transects cross-shore. Un troisième transect (T3) est venu renforcer le réseau pendant une semaine début janvier 2021, au sud de la plage, avec 16 capteurs de pression haute fréquence (8 et 10 Hz) espacés d'environ 20 m, 3 courantomètres ponctuels, 2 profileurs de courants et une station de mesure du vent. Des mesures microtopographiques ont également été réalisées (LE GOFF LE GOURRIEREC *et al.*, 2022). Toutes les données collectées ont été traitées à l'aide des différentes méthodes qui représentent l'état de l'art en matière de traitement des données océanographiques. Ici, la reconstruction de la surface libre a été faite selon la théorie linéaire. L'analyse spectrale a défini une fréquence de coupure haute de 0,4 Hz et une séparation des ondes infragravitaire et gravitaire à la valeur de la moitié de la fréquence pic ($f_{p,offshore}$) mesurée au large (en T2-7). Le calcul des paramètres des ondes a ensuite été effectué pour permettre les comparaisons avec le modèle.

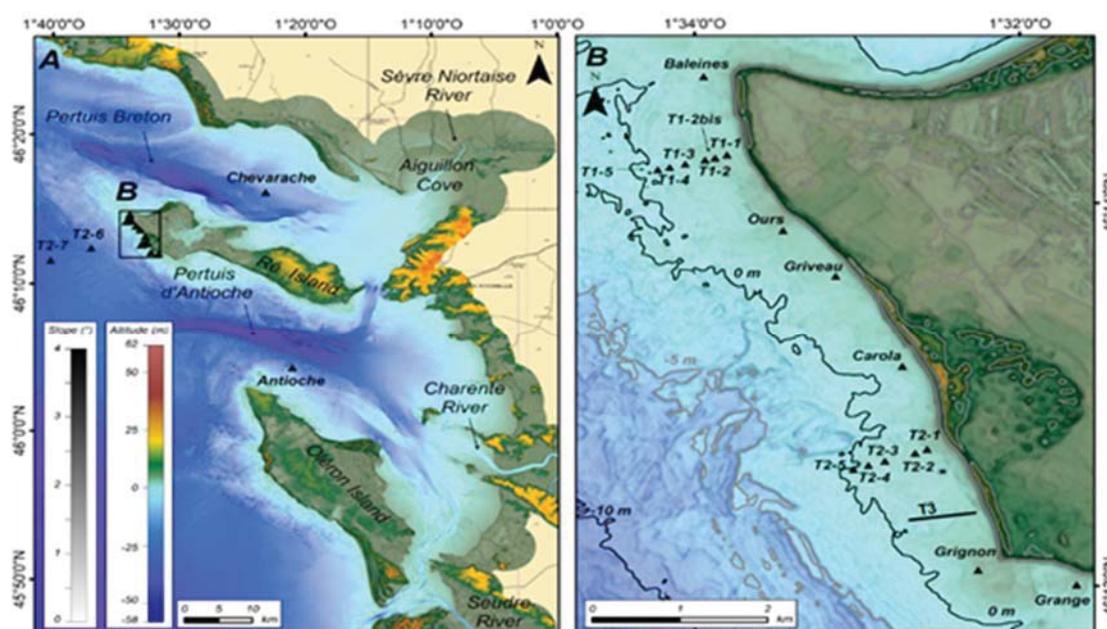


Figure 1. Localisation de la zone d'étude (bathymétrie en couleur) et positions des instruments pendant la campagne RiCoRé (triangle noir).

Cette campagne a bénéficié de mesures hydrographiques et topographiques via des acquisitions par lidar sur l'estran et par sondeurs multifaisceaux au large permettant la génération de 2 MNT à haute résolution (20 m et 5 m).

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

2.2 Modèle numérique

Le modèle non hydrostatique Symphonie (MARSALEIX *et al.*, 2019) par ses récents développements sur ces environnements rocheux (GUELARD ANCILOTTI *et al.*, 2024) a été utilisé dans cette étude. Ce modèle a été adapté du modèle de circulation hydrostatique Symphonie, en implémentant la pression non hydrostatique dans les équations du moment. Afin de réduire les coûts de calcul, les équations de Poisson ne sont pas résolues via un solveur de système, mais par une méthode de compression artificielle (ACM, LEE *et al.*, 2006). En pratique, le problème de l'équation de Poisson est transformé en une équation de propagation de la pression. La solution est itérative, locale et ne nécessite pas de solveur. L'équation dépend d'une constante alpha comparable à une vitesse de propagation, qui détermine le taux d'ajustement de la pression non hydrostatique aux variations des termes hydrostatiques des équations de moment. La précision du comportement non hydrostatique dépend de la rapidité de cet ajustement par rapport aux variations des autres termes. Cette résolution des équations permet d'avoir un coût de calcul raisonnable bien que 5 fois plus fort que le temps de calcul d'un modèle hydrostatique.

Parmi les récents développements, on peut citer l'implémentation de deux approches de modélisation de la dissipation induite par la rugosité (par friction sur le fond et par traînée de canopée via l'introduction du concept de porosité). Par ailleurs, d'autres développements ont été menés sur les conditions aux limites en vue d'adapter le modèle à l'emprise de la plage d'Ars-en-Ré. Le réalisme des conditions aux limites compte en effet pour beaucoup dans ce type d'application. Compte tenu de l'émergence relativement récente de la modélisation à phase résolue 3D réaliste à ces échelles, elles continuent de représenter un enjeu de développement et ce d'autant plus que la mise au point d'un schéma numérique à la fois précis et robuste reste en soi une difficulté à l'heure actuelle. Des conditions périodiques (CHEN *et al.*, 2003) ont d'ailleurs été souvent la réponse la plus satisfaisante à ce dilemme jusqu'à présent. Cependant d'une part la configuration bathymétrique s'y prête mal dans notre cas et d'autre part les conditions aux limites périodique imposent l'égalité des champs sur les 2 frontières latérales opposées, ce qui entraîne une contrainte sur les longueurs d'onde dans la direction perpendiculaire (Oy) à savoir que la distance entre les 2 frontières, D, doit correspondre à un nombre entier de longueurs d'ondes, c.a.d. $D = n \frac{2\pi}{k_y}$ avec $n = 1, 2, 3, \dots$ ce qui revient à limiter la valeur du vecteur d'onde à un ensemble de valeurs discrètes $k_y = n \frac{2\pi}{D}$ ainsi que l'angle de propagation correspondant $\theta = \tan^{-1} \left[n \frac{2\pi}{D} / k_x \right]$. Cette limitation sur l'angle de propagation soulève a priori un problème vis à vis de la variation continue de l'angle attendue par exemple dans une situation de bathymétrie variable, qui ne semble dans ce cas possible qu'au prix d'un ajustement forcé de l'autre composante du vecteur d'onde, k_x , dont la justification physique est possiblement discutable.

A la place des conditions aux limites de Sommerfeld ont donc été implémentées:

$$\eta_t^w \pm c \eta_x^w = 0 \quad (1)$$

où les indices t et x indiquent une dérivée par rapport au temps et à l'espace et où la vitesse de phase est déduite de l'inversion de cette équation sur les points voisins de la frontière (ORLANSKI, 1976):

$$c = \pm \eta_t^w / \eta_x^w \quad (2)$$

La condition d'Orlanski est connue pour des défauts parfois rapportés dans la littérature (TREGUIER *et al*, 2001). D'une part la formulation ci-dessus comporte une possibilité de singularité à chaque fois que $\frac{\partial \eta}{\partial x}$ est proche de zéro, ce qui empêche formellement d'estimer la vitesse de phase sur les crêtes et creux des vagues et d'autre part la rétroaction rapide possible d'une onde parasite réfléchie sur l'estimation de la vitesse de phase est de nature à fausser le calcul. Ces deux écueils sont évités en calculant l'expression ci-dessus à partir d'une série de valeurs permettant le calcul d'une vitesse de phase moyenne pondérée par la pente de l'élévation de la surface, c'est-à-dire :

$$c = \pm \frac{\sum_i \eta_x^{w,i} \eta_t^{w,i}}{\sum_i (\eta_x^{w,i})^2} \text{ où la singularité est maintenant interdite par la prise en considération}$$

d'un nombre d'échantillons suffisamment grand.

Cependant comme le nombre d'échantillons temporels gardés en mémoire est en pratique insuffisant dans un modèle de ce type (car en principe limité à 2 dans le cas d'un schéma de time-stepping LEAPFROG), cette moyenne est en pratique calculée en ligne par une méthode alternative de type EMA (GREBENKOV & SERROR, 2014) qui s'exprime:

$$c = \pm \frac{\langle \eta_x^w \eta_t^w \rangle}{\langle (\eta_x^w)^2 \rangle} \quad (3)$$

avec $\langle \eta_x^w \eta_t^w \rangle^t = (1 - \alpha) \langle \eta_x^w \eta_t^w \rangle^{t-\Delta t} + \alpha \eta_x^w(t) \eta_t^w(t)$ et $\langle (\eta_x^w)^2 \rangle^t = (1 - \alpha) \langle (\eta_x^w)^2 \rangle^{t-\Delta t} + \alpha (\eta_x^w(t))^2$ où Δt est le pas de temps du modèle et où la constante α est déterminée de manière à limiter la rétroaction des ondes réfléchies avec le calcul de c .

Cette condition aux limites est de plus implémentée pour porter la dualité signal entrant/sortant décrite dans BLAYO & DEBREU (2005) où tout opérateur de conditions au limite Λ quel qu'il soit, est appliqué de la manière suivante $\Lambda(\eta) = \Lambda(\eta_{ext})$ où η_{ext} est le champ dynamique externe entrant dans le domaine. Dans les formules ci-dessus, le champ η^w ne représente que la partie sortante du champ de vague que l'on déduit de η le champ total effectivement représenté dans le modèle et de η_{ext} par $\eta^w = \eta - \eta_{ext}$. Cette manière de calculer permet à la fois l'entrée des vagues provenant du large et la radiation

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

sans réflexion des vagues sortantes. Le champs entrant η_{ext} contient d'une part les vagues déduites du spectre en fréquence et en direction mesuré au large et d'autre part le signal basse fréquence pour l'élévation de la surface et les courants (ces derniers sujets à une condition de Sommerfeld analogue à celle de l'élévation de la surface par conséquent non détaillée ici) issus d'un modèle régional de marée.

2.3 Configuration numérique

Le modèle est déployé aux abords d'Ars-en-Ré (Figure 2), sur une grille curvilinéaire s'étendant sur environ 15 km x 5 km (direction transversale de la côte), avec une résolution horizontale variable de 2,5 m à 5 m au large, et 10 niveaux verticaux. Il est imbriqué dans une configuration régionale basse résolution (résolution variant de 600m à 25m) du modèle hydrostatique alimenté par l'atlas des marées FES2022. Les vagues sont introduites pour plus de réalisme à l'aide du spectre en fréquences et en directions mesuré à la bouée houlographique T2-6 située sur la frontière ouverte au large du modèle, dont est extraite localement une série temporelle de l'élévation de la surface en faisant des hypothèses arbitraires sur la phase initiale et sur les fréquences sélectionnées (comprises entre $\frac{1}{2} f_{p,offshore}$ et 0.2 Hz). En s'appuyant sur la théorie linéaire des vagues, cette série ponctuelle est extrapolée à tous les points de la frontière ouverte au large à l'ouest (en supposant que les caractéristiques du spectre mesurés sont suffisamment uniformes tout le long de la frontière ouest) et aux autres composantes du modèle (courants et pression non-hydrostatique). A cette composante des vagues s'ajoute la contribution basse fréquence de la marée produite par du modèle régional. Les frontières latérales nord et sud n'introduisent pas le forçage par les vagues en raison de différences bathymétriques trop importantes avec la bathymétrie de la bouée T2-6 pour pouvoir raisonnablement extrapoler les caractéristiques du spectre mesuré. Étant donné que les vagues proviennent principalement de l'ouest, toute erreur associée a été jugée négligeable dans une première approche.

Dans cette étude, plusieurs paramétrisations de friction de fond et paramètres de calibration ont été testés et nous ne montrerons que les résultats les plus optimaux par la suite. La friction de fond est représentée par une dissipation par traînée volumique de canopée appliquée à toutes les couches traversées sur une hauteur d'influence de rugosité fixée à 1 m, avec un coefficient empirique C_0 fixé à 0.06 et un z_0 fixée à 0.1 mm (GUELARD ANCILOTTI *et al.*, 2024).

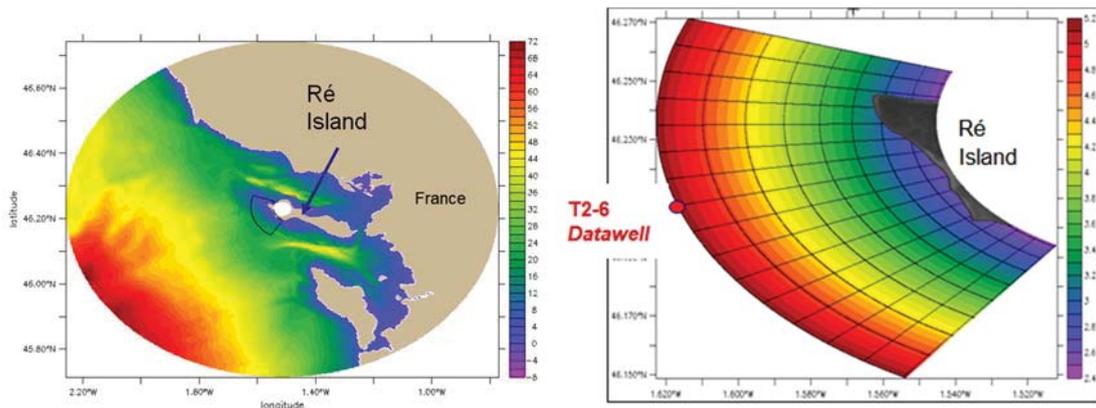


Figure 2. A gauche : Bathymétrie de la configuration régionale simulée avec Symphonie hydrostatique et localisation de la configuration non hydrostatique. A droite : Résolution (en mètres) de la configuration simulée avec Symphonie non hydrostatique.

3. Résultats et discussion

La période examinée s'étend sur la semaine du 11 au 14 janvier 2021, durant laquelle tous les instruments étaient activés. Ces 4 journées ont été découpées en 8 périodes pendant lesquelles le platier n'était pas découvert. Les conditions météo-océaniques de ce leg se caractérisent par des vagues d'intensité faible à modérée, avec une hauteur significative H_m0 maximale de 2.8 m au large (Figure 4), avec des périodes de pic T_p entre 5 et 15 s et des vents d'ouest soufflant à une vitesse comprise entre 5 à 15 m/s.

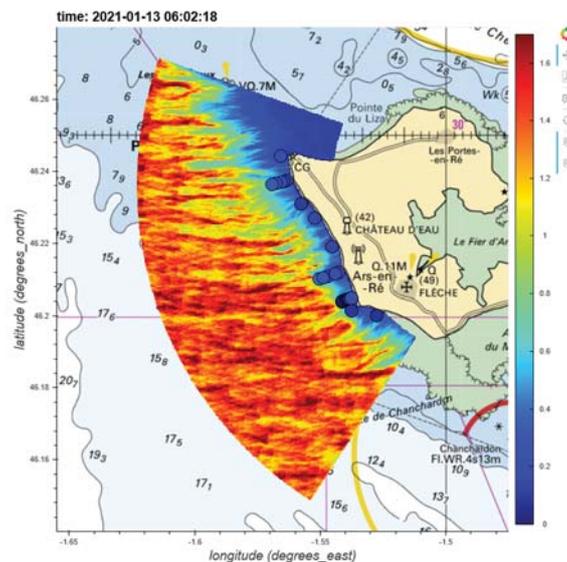


Figure 3. Hauteur significative simulée par le modèle avec dans les cercles les H_s mesurées aux instruments.

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

Durant cette période, les vagues simulées telles qu'illustrées dans la Figure 3, se distinguent par leur réalisme frappant : elles développent une forme cnoïdale et forment des couloirs de focalisation dans les chenaux bathymétriques.

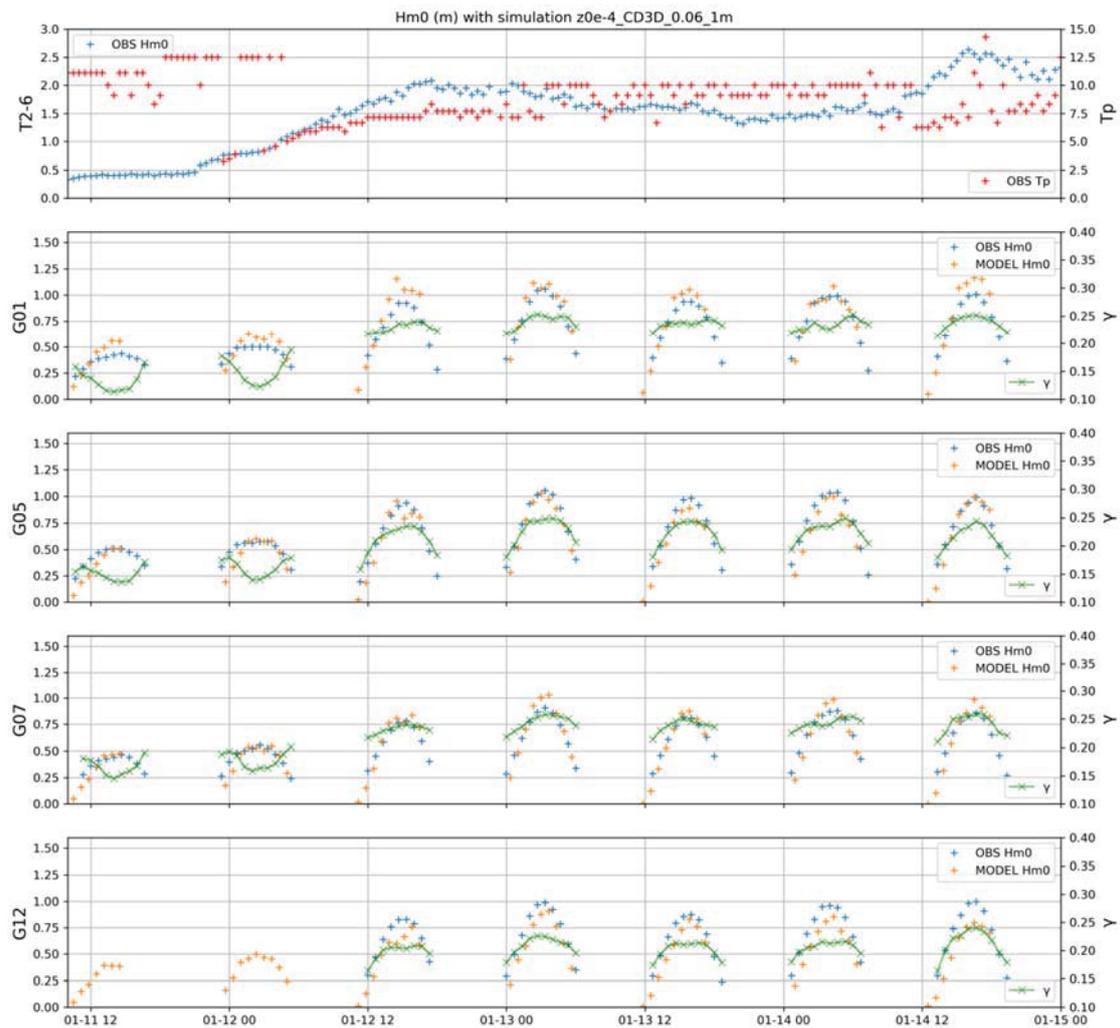


Figure 4. Séries temporelles de Hm_0 simulées (orange) et observées (bleu), et du critère de Miche γ (vert) à différents instruments du transect 3 (T2-6 la bouée Datawell sous 14 m de fond, G01 au large du transect T3 et G12 le plus proche de la côte).

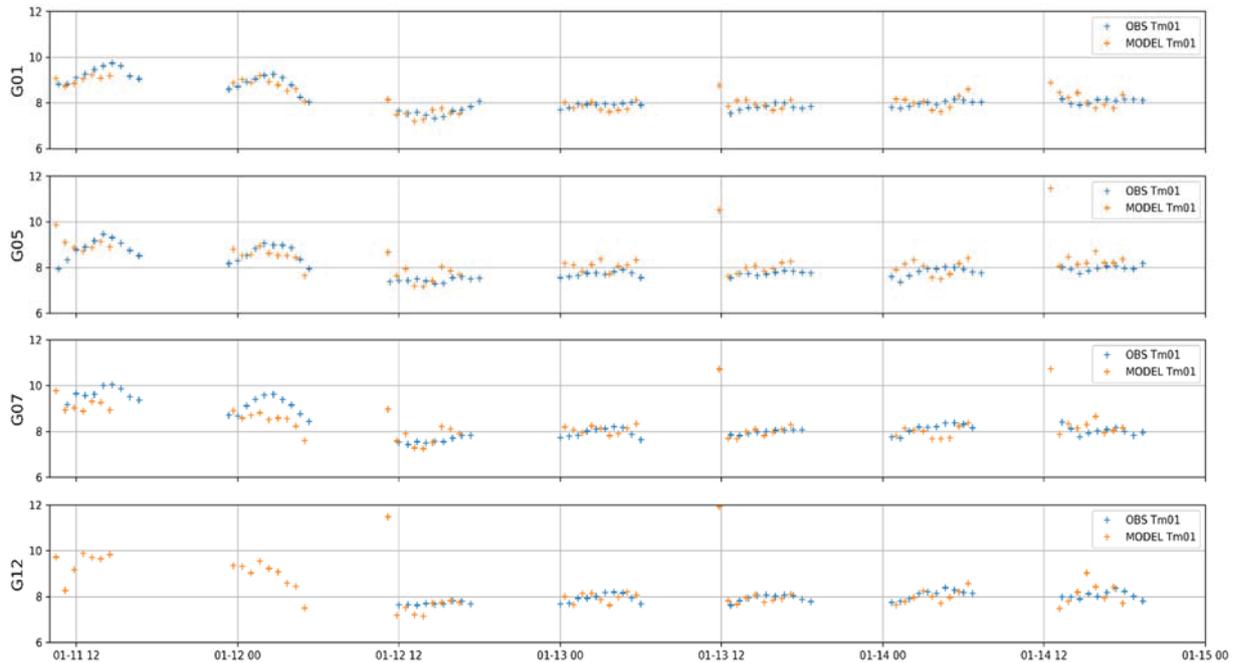


Figure 5. Séries temporelles de Tm01 simulées (orange) et observées (bleu), et du critère de Miche γ (vert) à différents instruments du transect 3 (T2-6 la bouée Datawell sous 14 m de fond, G01 au large du transect T3 et G12 le plus proche de la côte).

Les bancs découvrants sont fidèlement reproduits dévoilant par moments une portion de l'estran, en harmonie avec les mesures réalisées. En termes de temps de calcul, 5h de temps réel est simulé en 24h en utilisant 1536 cœurs. Le critère de Miche γ est calculé afin de déterminer les périodes non déferlantes, déterminées lorsque $\gamma < 0.25$: les premiers cycles de marée du 11 janvier après-midi et 12 janvier matin. Ces périodes seront regardées attentivement pour améliorer la paramétrisation de friction sur le fond. Les hauteurs significatives mesurées et simulées sont intégrées sur le même intervalle fréquentiel compris entre $\frac{1}{2} f_{p,offshore}$ et 0.2Hz pour être comparées (Figures 3, 4 et 6). Le modèle représente correctement les valeurs simulées quelles que soient les conditions de vagues, modérées ou faibles, pendant tous les cycles de marée. La période moyenne Tm01 est également assez bien représentée (Figure 5). On constate également une sous-estimation des valeurs près de la plage indiquant une possible surestimation de la friction de fond. Proche de la frontière Nord, à la station Baleine est observée une sous-estimation des vagues, potentiellement en lien avec le fait qu'il n'y ait pas de frontière entrante latérale. Ce phénomène n'est pas observé à Grange à la frontière Sud, où les vagues sont plutôt sortantes dans cette région. Une piste d'amélioration est de forcer le modèle avec un spectre de vagues issu d'un modèle régional spectral sur toutes les frontières ouvertes de notre domaine.

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

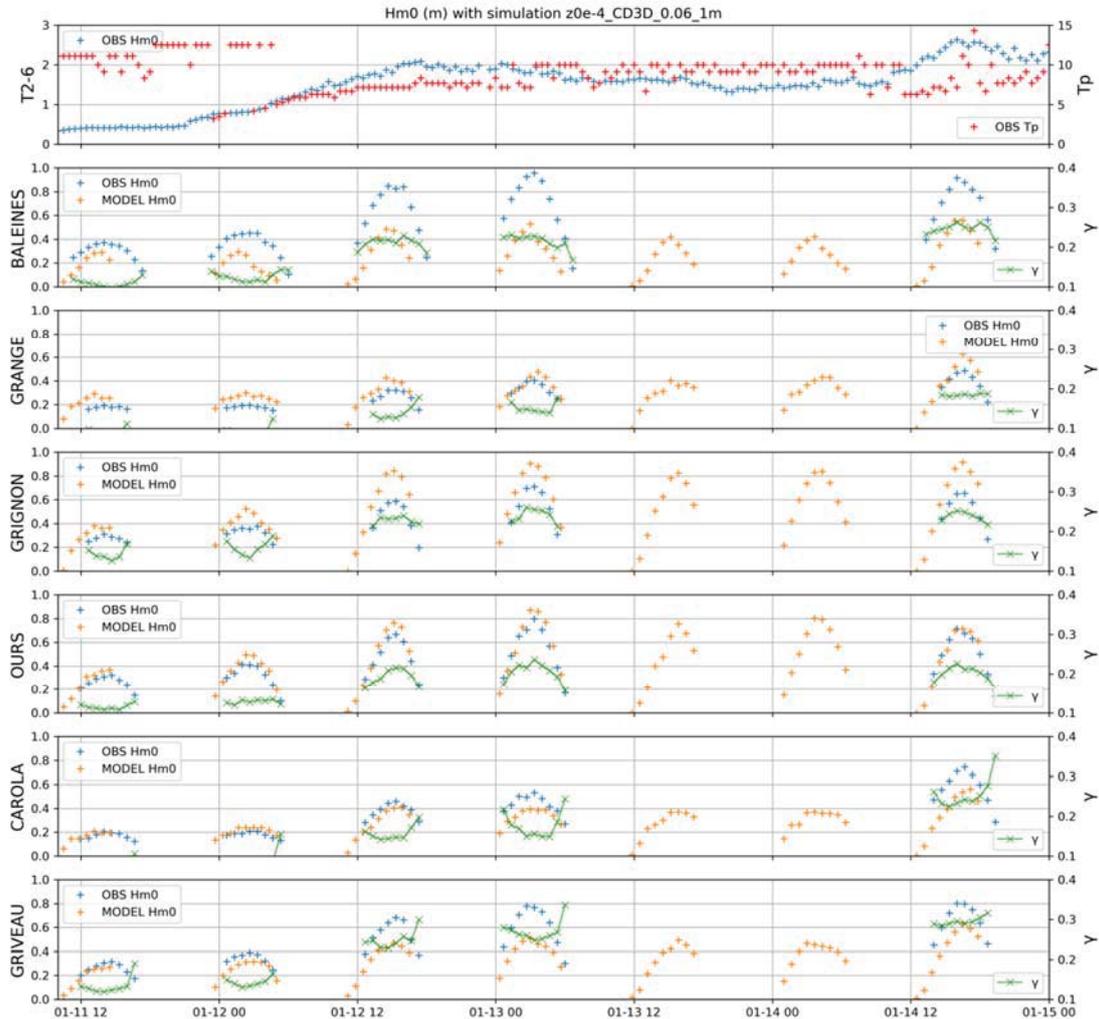


Figure 6. Séries temporelles de Hm_0 simulées (orange) et observées (bleu), et du critère de Miche γ (vert) à différents instruments le long de la plage.

4. Conclusions et perspectives

La phase de calibration et de validation nécessite à présent de mettre de l'accent sur l'analyse détaillée des spectres mesurés et simulés, la forme de la surface libre (asymétrie, skewness), puis des courants et surcotes, et ceux sur différentes périodes de mesure (périodes calmes et tempétueuses). Les résultats seront comparés également à ceux des modèles opérationnels pour la prévision du risque de submersion marine : le modèle spectral WAVEWATCH III couplé au modèle hydrodynamique barotrope TOLOSA et à terme la version modèle non hydrostatique TOLOSA-LCT (RICHARD, 2021). Il sera essentiel d'examiner en détail la dissipation sur le fond et les interactions non linéaires pendant les périodes non déferlantes, pour ajuster par la suite les paramètres liés au déferlement des vagues. L'un des objectifs clés est d'établir un lien entre les données micro-topographiques et les paramètres du modèle, afin de se passer de

constantes de calibration et de développer des lois applicables à divers environnements, y compris les récifs coralliens. En fin de compte, les paramétrisations affinées seront adaptées aux modèles spectraux et non hydrostatiques barotropes utilisés dans les prévisions opérationnelles.

5. Remerciements

Les auteurs remercient toutes les personnes ayant participé à la campagne océanographique dont notamment les équipes du Shom du GHOA, IES, Altimétrie littorale, REC et BATHY, les équipes GLADYS et du LIENSs, La campagne a été financée par le projet Homonim et également le programme d'étude amont PROTEVS de la DGA.

6. Références

- BLAYO E., DEBREU L. (2005). *Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables*. Ocean Modell., 9, 231–252. doi:10.1016/j.ocemod.2004.07.001
- CHEN Q., KIRBY J.T., DALRYMPLE R.A., SHI F., THORNTON E.B. (2003). *Boussinesq modeling of longshore currents*, J. Geophys. Res., 108(C11), 3362, doi:10.1029/2002JC001308
- DEALBERA S., SOUS D., MORICHON D., MICHAUD H. (2024). *The role of roughness geometry in wave frictional dissipation*. Coastal Engineering. April 2024, 104478. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2024.104478>
- GREBENKOV D.S., SERROR J. (2014). *Following a trend with an exponential moving average: Analytical results for a Gaussian model*, Physica A: Statistical Mechanics and its Applications, Volume 394, Pages 288-303, ISSN 0378-4371, <https://doi.org/10.1016/j.physa.2013.10.007>
- GUELARD ANCILOTTI E., SOUS D., MORICHON D., MARSALEIX P., MICHAUD H., DEALBERA S. (2024). *Modélisation à phase résolue de la transformation des vagues en zone de déferlement sur des fonds rugueux idéalisés*. XVIII^{ème} Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil Anglet.
- LEE J.W., TEUBNER M.D., NIXON J.B., GILL P.M. (2006). *Application of the artificial compressibility method for turbulent open channel flows*. Int. J. Numer. Methods Fluids 51, 617–633. <https://doi.org/10.1002/flid.1137>
- LE GOFF LE GOURRIEREC L., MICHAUD H., SOUS D., DEALBERA S., BOUCHETTE F., BERTIN X, MARSALEIX P., SEYFRIED L., LEBALLEUR L., KRIEN Y., MEULE S., LAVAUD L, PASQUET A., BISCARA L., BROSSE F. (2022) *Transformation des vagues et processus de dissipation sur une côte rocheuse : premiers résultats issus de la campagne de terrain RiCoRé*. XVII^{ème} Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil Chatou, doi:10.5150/jngcgc.2022.011

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

MARSALEIX P., H. MICHAUD, C. ESTOURNEL (2019). *3D phase-resolved wave modelling with a non-hydrostatic ocean circulation model*. Ocean Modelling 136, pp. 28-50. doi:10.1016/j.ocemod.2019.02.002

MICHAUD H., LE GOFF LE GOURRIEREC L., SEYFRIED L., KRIEN Y., LEBALLEUR L., *et al.* (2023). *Wave transformation on a rocky shore : from field work on Ré Island to 3D modeling*. Coastal Engineering Proceedings, (37), waves.29. <https://doi.org/10.9753/icce.v37.waves.29>

ORLANSKI I. (1976) *A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows*. J. Comput. Phys., 21, (3), pp.251–269. [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(76\)90023-1](https://doi.org/10.1016/0021-9991(76)90023-1)

RICHARD G.L. (2021). *An extension of the Boussinesq-type models to weakly compressible flows*. European Journal of Mechanics - B/Fluids, 89, 217–240, <https://doi.org/10.1016/j.euromechflu.2021.05.011>

TREGUIER A.M., BARNIER B., DE MIRANDA A.P., MOLINES J.M., *et al.*, (2001). *An eddy-permitting model of the Atlantic circulation: Evaluating open boundary conditions*, Journal of Geophysical Research: Oceans. Vol. 106, Issue C10, pp. 22115–22129. <https://doi.org/10.1029/2000JC000376>